

• Andrzej Pacholewski, Jarosław Szulik, Martyna Guzik,
• Piotr Liszka, Sylwester Wilanowski, Marcin Zembal,
• Andrzej Wierzbowski, Lesław Skrzypczyk, Wojciech Komorowski,
• Mariusz Czop, Jacek Motyka, Stanisław Witczak,
• Anna Żurek, Bronisław A. Matyja



INFORMATOR PSH

WODY PODZIEMNE REJONU CZĘSTOCHOWSKO-ZAWIERCIAŃSKIEGO ICH WYSTĘPOWANIE, ZAGROŻENIA, DEGRADACJA I OCHRONA

• Pod redakcją Andrzeja Pacholewskiego
• Recenzent: prof. dr hab. Andrzej Sadurski



Wykonano na zamówienie
Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej
za środki wypłacone przez Narodowy Fundusz
Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Warszawa 2016

Redakcja, projekt i opracowanie typograficzne: Paweł Zawada

Opracowanie graficzne: Anna Raćkos

Projekt okładki: Barbara Ruszkiewicz

Zdjęcie na okładce: Bronisław A. Matyja

Akceptował do druku dnia 29.04.2016 r.

Zastępca dyrektora Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego

Dyrektor ds. państwowej służby hydrogeologicznej

Lesław Skrzypczyk

© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

ISBN 978-83-7863-655-7

Adres redakcji:

Zakład Publikacji

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; tel. 22 4592 480

Druk: Drukarnia Braci Grodzickich S.J., ul. Geodetów 47a, 05-500 Piaseczno

SPIS TREŚCI

Wstęp – <i>Andrzej Pacholewski</i>	5
1. Charakterystyka fizyczno-geograficzna obszaru – <i>Andrzej Pacholewski</i>	6
1.1. Położenie geograficzne i fizjografia – <i>Andrzej Pacholewski</i>	6
1.2. Warunki klimatyczne i hydrografia – <i>Andrzej Pacholewski</i>	8
1.2.1. Ocena stanu wód powierzchniowych – <i>Piotr Liszka, Marcin Zembał</i>	9
1.3. Zarys rozwoju gospodarczego i zagospodarowanie przestrzenne rejonu – <i>Andrzej Pacholewski</i>	12
1.4. Prawnie chronione obszary przyrody – <i>Andrzej Pacholewski, Jarosław Szulik</i>	14
2. Zarys budowy geologicznej regionu częstochowsko-zawierciańskiego – <i>Bronisław A. Matyja, Andrzej Wierzbowski, Andrzej Pacholewski, Sylwester Wilanowski</i>	16
2.1. Stratygrafia i litologia	16
2.1.1. Trias – <i>Andrzej Pacholewski</i>	16
2.1.2. Jura – <i>Andrzej Wierzbowski, Bronisław A. Matyja, Andrzej Pacholewski</i>	16
2.1.3. Kreda – <i>Andrzej Pacholewski</i>	26
2.1.4. Kenozoik – <i>Sylwester Wilanowski, Andrzej Pacholewski</i>	27
2.2. Tektonika – <i>Andrzej Pacholewski</i>	32
3. Wody podziemne regionu częstochowsko-zawierciańskiego (warunki hydrogeologiczne na obszarze badań) – <i>Andrzej Pacholewski</i>	33
3.1. Regionalizacja hydrogeologiczna i dotychczasowe badania hydrogeologiczne – <i>Andrzej Pacholewski</i>	33
3.2. Piętra i poziomy wodonośne – <i>Andrzej Pacholewski</i>	36
3.2.1. Piętro wodonośne czwartorzędowe – <i>Andrzej Pacholewski</i>	37
3.2.2. Piętro wodonośne kredy – <i>Andrzej Pacholewski</i>	41
3.2.3. Piętro wodonośne jury – <i>Andrzej Pacholewski</i>	42
3.2.4. Piętro wodonośne triasu – <i>Jacek Motyka, Andrzej Pacholewski</i>	54
3.2.5. Piętro wodonośne dewonu – <i>Jacek Motyka, Mariusz Czop, Andrzej Pacholewski</i>	67
4. Specyfika ośrodka szczelinowo-krasowego w przewodzeniu i magazynowaniu wód podziemnych – <i>Jacek Motyka</i>	69
5. Podatność naturalna wód podziemnych na zanieczyszczenie – <i>Anna Żurek, Andrzej Pacholewski</i>	72
6. Jakość wód podziemnych – <i>Stanisław Witczak, Jacek Motyka, Andrzej Pacholewski</i> ,	75

7. Hydrogeologia złóż i problemy wodne zlikwidowanego górnictwa rud żelaza w rejonie częstochowskim – <i>Andrzej Pacholewski</i>	78
7.1. Granice złoża i przebieg jego zagospodarowania, zarys budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych, rozwój paleohydrogeologiczny.....	78
7.1.1. Granice złoża i przebieg jego zagospodarowania.....	78
7.1.2. Zarys budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych złoża.....	78
7.2. Przebieg, metody i zakres dotychczasowych badań hydrogeologicznych na etapach poszukiwań i rozpoznawania złoża, charakterystyka i ocena stopnia znajomości jego warunków wodnych	79
7.3. Model hydrogeologiczny złoża w warunkach naturalnych.....	80
7.3.1. Zasilanie i drenaż	80
7.3.2. Właściwości hydrogeologiczne skał.....	80
7.3.3. Naturalne tło hydrogeochemiczne	80
7.4. Problemy hydrogeologiczne napotymane w trakcie udostępniania i rozcinania złoża	81
7.5. Problemy hydrogeologiczne w trakcie eksploatacji złoża	81
7.5.1. Wielkości dopływów wody w trakcie eksploatacji.....	81
7.5.2. Zagrożenia wodne kopalń.....	82
7.5.3. Wpływ eksploatacji na środowisko wodne rejonu	82
7.6. Problemy hydrogeologiczne na etapie likwidacji kopalń	83
7.6.1. Przebieg wypełniania się leja depresyjnego kopalń	83
7.6.2. Zmiany stosunków wodnych na powierzchni terenu	84
7.6.3. Jakość wód podziemnych	84
7.6.4. Formowanie się zanieczyszczonych wód w rejonie zatopionych kopalń	87
8. Analiza potencjalnego wpływu na środowisko projektowanej eksploatacji złóż rud cynku i ołowiu w rejonie zawierciańskim – <i>Mariusz Czop, Andrzej Pacholewski</i>	88
9. Zagrożenia, degradacja i program ochrony wód – <i>Andrzej Pacholewski</i>	91
9.1. Określenie stopnia degradacji wód podziemnych a charakter zagospodarowania terenu i obecność antropogenicznych ognisk zanieczyszczeń – <i>Martyna Guzik, Andrzej Pacholewski</i>	91
9.2. Związki azotu w wodach podziemnych – <i>Martyna Guzik, Anna Żurek</i>	96
9.3. Strategia ochrony wód ze szczególnym uwzględnieniem wód szczelinowo-krasowych – <i>Andrzej Pacholewski, Martyna Guzik, Wojciech Komorowski, Lesław Skrzypczyk</i>	100
10. Spis literatury i wykorzystanych materiałów archiwalnych	103
11. Summary	109

Na wklejkach na końcu „Informatora” zamieszczono sześć załączników – 5 map (zał. 1–5) oraz rekonstrukcję zespołów biohermalnych i basenów międzybiohermalnych utworów jury górnej (zał. 6):

- mapa dokumentacyjna (zał. 1),
- mapa geologiczna (zał. 2),
- mapa hydrogeologiczna (zał. 3),
- mapa zagrożeń i jakości wód podziemnych (zał. 4),
- mapa podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie (zał. 5),
- rekonstrukcja zespołów biohermalnych i basenów międzybiohermalnych utworów jury górnej Jury Polskiej (zał. 6).

WSTĘP

Andrzej Pacholewski

Celem niniejszej pracy jest określenie stopnia zagrożenia i degradacji wód podziemnych rejonu częstochowsko-zawierciańskiego, hydrogeologicznie odkrytego, poddanego intensywnej antropopresji.

W pracy skoncentrowano się na ocenie stopnia zagrożenia, skażenia i degradacji wód podziemnych. Zagrożenie i degradacja wód następuje na skutek działalności górnictwa rud cynkowo-ołowiowych, żelaza, węgla brunatnego i surowców skalnych. Ma to wyraz w występowaniu kwaśnych wód kopalnianych, zanieczyszczeniu wód metalami ciężkimi i siarczanami. Dotyczy to kopalń zlikwidowanych, aktualnie działających oraz projektowanych. Na zagrożenie ze strony górnictwa, przemysłu i zagospodarowania terenu nakłada się rosnące zagrożenie azotanami. Nie bez znaczenia jest też oddziaływanie dwóch sąsiednich aglomeracji miejsko-przemysłowych – Górnego Śląska i Krakowa.

Badaniami objęto obszar wyżynny o powierzchni 2908 km², który rozciąga się od doliny Liswarty na północy po dolinę Białej Przemszy na południu. Region ten wyróżnia się niepowtarzalnym obliczem fizjograficznym. Największą powierzchnię badanego obszaru zajmuje znaczący fragment

Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej, tworzący szczelinowo-krasowy poziom wodonośny jury górnej. Powierzchnia węglanowych, krasowych utworów jury górnej objętych niniejszą pracą wynosi 1605 km². W południowej części opracowywanego obszaru występuje drugi zasobny szczelinowo-krasowy poziom wodonośny związany z węglanowymi osadami triasu.

Jest to jednocześnie obszar unikatowy w skali kraju pod względem wartości środowiska przyrodniczego, wymagający szczególnej ochrony. Znalazło to wyraz w utworzeniu na tym obszarze zespołów parków krajobrazowych, wielu rezerwatów przyrody i obszarów Natura 2000. Region ten jest wyjątkowy z punktu widzenia wód podziemnych – do zaopatrzenia ludności są wykorzystywane wyłącznie wody podziemne, występujące głównie w szczelinowo-krasowych warstwach jury i triasu. Należy podkreślić, że opisywane w niniejszej pracy, obszary krasowe charakteryzują się ubóstwem wód powierzchniowych. Wody podziemne regionu podlegają bardzo silnej, różnorodnej antropopresji.

W informatorze podkreślono również specyfikę dominujących na badanym obszarze ośrodków szczelinowo-krasowych w utworach jury górnej i triasu węglanowego.

1. CHARAKTERYSTYKA FIZYCZNO-GEOGRAFICZNA OBSZARU

1.1. Położenie geograficzne i fizjografia

Andrzej Pacholewski

W układzie fizyczno-geograficznym według Kondrackiego (2002) obszar badań w całości należy do prowincji Wyżyny Polskie, podprowincji Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (341). Wyżyna Śląsko-Krakowska jest asymetrycznym, szerokim wyniesieniem zbudowanym ze skał mezozoicznych, zapadających monoklinalnie ku północnemu wschodowi. Na jej obszarze wydzielono trzy makroregiony: Wyżynę Śląską (341.1), Wyżynę Woźnicko-Wieluńską (341.2) i Wyżynę Krakowsko-Częstochowską (341.3). Obszar objęty niniejszą pracą zajmuje większą część makroregionu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej oraz południową część Wyżyny Woźnicko-Wieluńskiej. Wyżyna Krakowsko-Częstochowska jest także nazywana, zwłaszcza przez geologów, Jurą Krakowsko-Częstochowską oraz (łącznie z Wyżyną Wieluńską) – Jurą Polską.

W części wschodniej granice obszaru badań poprowadzono po zachodniej granicy głównego zbiornika wód podziemnych Częstochowa E (GZWP nr 326), nieznacznie wkraczając na obszar podprowincji Wyżyna Małopolska (342).

Na obszarze badań wyróżniono za Kondrackim (2002) 11 mezoregionów fizyczno-geograficznych (ryc. 1), ale tylko 2 z nich pokrywają przeważającą część obszaru badań:

- **Wyżyna Wieluńska** (341.21) rozciągająca się między Wieluniem, a Częstochową, stanowi część płyty górnajurajskiej dochodzącej do okolic Krakowa. Obszar badań obejmuje jedynie południową część Wyżyny Wieluńskiej. Próg denudacyjny (kuesta) jest tu częściowo zatarty, jego maksymalna wysokość w rejonie Kłobucka wynosi 35 m. Wysokości nad poziomem morza są znacznie mniejsze niż na Wyżynie Częstochowskiej i wahają się od ok. 220 do 280 m, skały podłoża jurajskiego odsłaniają się spod zasypiania czwartorzędowego tylko miejscami. Wyżynę Wieluńską rozcinają doliny rzeczne: Warty, Liswarty i jej dopływów Białej Okszy i Kocinki. W wapiennym podłożu wyżyny występują leje, kominy i jaskinie pochodzenia krasowego.

- **Wyżyna Częstochowska** (341.31) rozciąga się między przełomową doliną Warty od Częstochowy do Mstowa na północy po tzw. Bramę Wolbromską i dolinę Białej Przemszy na południu. Na zachodzie wyżyna jest odgraniczona od Obniżenia Górnej Warty kilkudziesięciometrowym progiem (kuesta), którego maksymalna wysokość przekracza 100 m. Od wschodu Wyżyna Częstochowska przylega do Niecki Włoszczowskiej i Progu Lelowskiego i jest zbudowana z wapieni górnajurajskich (malm) intensywnie denudowanych przez trzeciorzędowe procesy krasowe. Płaskie doliny są wypełnione piaskami polodowcowymi. Odprowadzają one wody tylko okresowo. W obrębie Wyżyny Częstochowskiej wyróżnia się kilka mikroregionów:

- *Wyżynę Mirowsko-Olsztyńską* (341.311) z licznymi formami i zjawiskami krasowymi oraz ruinami średnio-wiecznych zamków;

- *Równinę Janowską* (314.312), z pojedynczymi pagórami wapiennymi, którą rozcina dopływ Warty – Wiercica. Na wierzchołkach znaczny obszar jest porośnięty lasem;

- *Obniżenie Pradeł* (341.313), będące formą tektoniczno-denudacyjną w obrębie słaboprzepuszczalnych skał śród-



Fot. 1. Przełom Warty pod Mstowem (fot. P. Liszka)

kwokredowych, zamkniętą od wschodu Progiem Lelowskim. Jest to teren podmokły, częściowo zalesiony;

– *Wyżynę Ryczowską* (341.314), która osiąga największą rzędną terenu w skałkach pod Ogrodzieńcem (504 m n.p.m.) i w Górze Straszakowej koło Ryczowa (494 m n.p.m.). Na Wyżynie Ryczowskiej bierze początek Pilica;

– *Bramę Wolbromską* (341.315), stanowiącą poprzeczne obniżenie o założeniu tektonicznym, wykorzystywane przez spływającą na zachód Białą Przemszę, której źródłiska znajdują się na torfowisku pod Wolbromiem. Tu ma swój początek, płynąca na południowy wschód, Szreniawa.

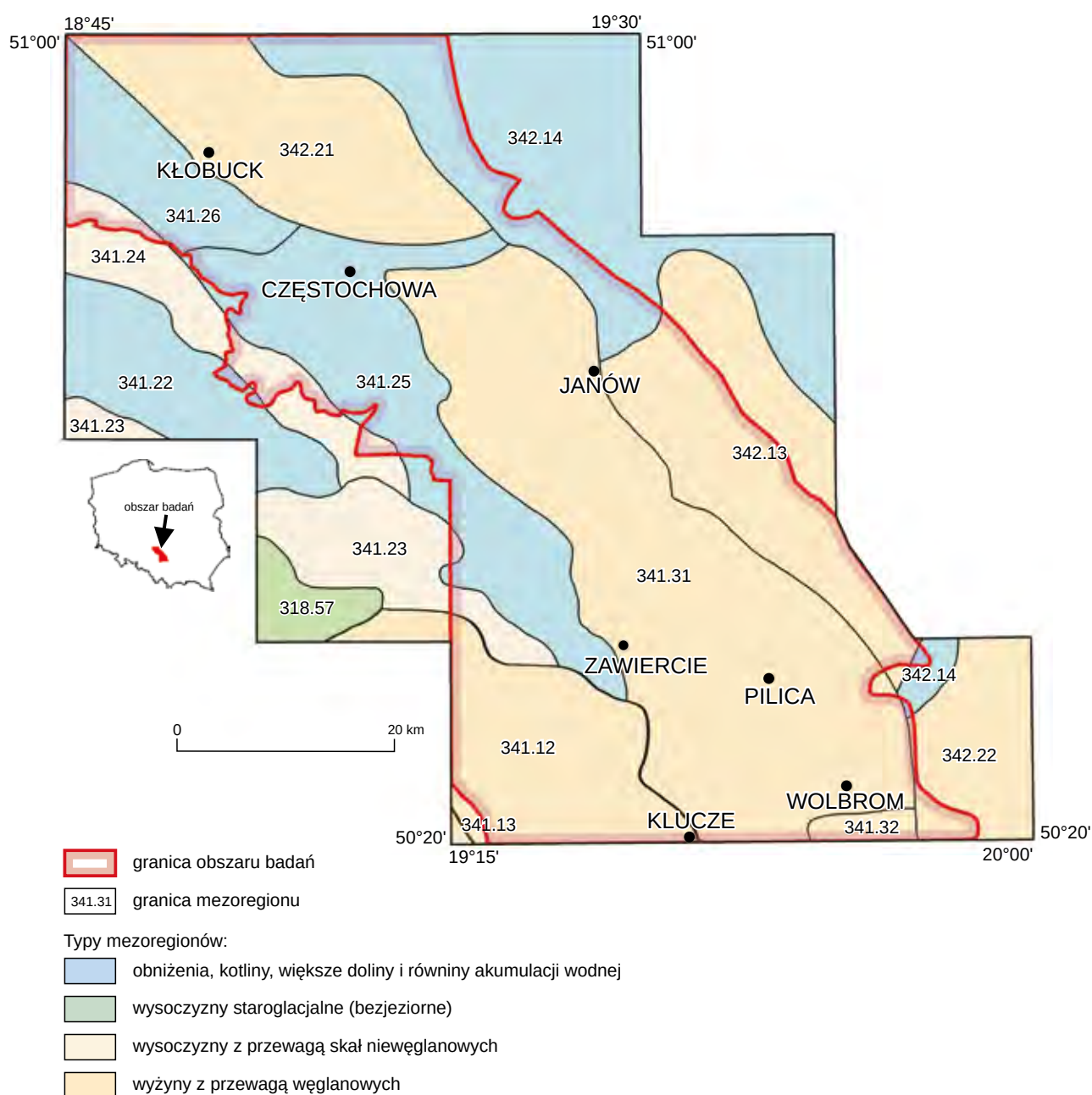
Południowo-wschodnia, niewielka część badanego obszaru należy do Wyżyny Olkuskiej (341.32) zwanej często Wyżyną Krakowską. Przeważająca część Wyżyny Olkuskiej przekracza rzędną 400 m n.p.m., przy czym różnica wysoko-

ci w stosunku do Rowu Krzeszowickiego i doliny Wisły pod Krakowem przekracza 200 m, natomiast najwyższy punkt osiąga wysokość 512 m. Wierzchowina wyżyny jest falista, ostańcowe skałki nie są tak liczne jak na Wyżynie Częstochowskiej.

Pozostałych 8 mezoregionów fragmentarycznie wkracza na obszar badań. Są to: Obniżenie Liswarty-Proсны (341.22), Próg Woźnicki (341.23), Próg Herbski (341.24), Obniżenie Górnej Warty (341.25), Obniżenie Krzepickie (341.26), Próg Włoszczowski, (342.13) i Niecka Włoszczowska (342.14).

Opisywany rejon jest bardzo urozmaicony zarówno jeśli chodzi o rzeźbę, jak i budowę geologiczną. Rzeźba terenu jest bowiem uwarunkowana budową geologiczną.

Na badanym obszarze dominują wyżyny zbudowane ze skał węglanowych (ryc. 1).



Ryc. 1. Położenie obszaru badań na tle podziału fizyczno-geograficznego Polski (Kondracki, 2002)

1.2. Warunki klimatyczne i hydrografia

Andrzej Pacholewski

Klimat

Pod względem klimatycznym obszar objęty niniejszym opracowaniem należy do krainy klimatycznej wyżyn środkowych (Romer, 1947). Według Atlasu hydrologicznego Polski (Stachy, red. 1987) omawiany rejon pod względem klimatycznym należy do regionu łódzko-wieluńskiego i Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Jest to obszar położony w strefie umiarkowanej klimatu środkowoeuropejskiego. Średnia roczna temperatura powietrza z wielolecia 1971–2000 waha się od 7,5 do 8,2°C, amplituda wahań temperatur miesięcznych przekracza 20°C (Lorenc, 2005). Według ostatnich publikacji, średnie roczne temperatury powietrza na posterunku IMGW w Częstochowie mieszczą się w górnych wartościach z wielolecia i przedstawiają się, dla krótszych ciągów obserwacji, następująco (Wachowiak i in., 2008):

- w latach 1971–2000 – 8,0°C,
- w latach 1991–2000 – 8,2°C,
- w latach 1996–2000 – 8,1°C.

Średnia suma rocznych opadów z wielolecia 1970–1994 wynosi 600, w okresach wilgotnych – 600–800, a w okresach suchych – 400–600 mm (wg stacji IMGW w Częstochowie). Powierzchniowo rozkład opadów jest zróżnicowany i na północy obszaru roczna wielkość opadów waha się w przedziale 550–600 mm, a w rejonie Częstochowy wynosi 600–800 mm, przy czym największe opady występują w rejonie na południe od Częstochowy na obszarze o wyższych rzędnych terenu.

Z 600–800 mm opadu rocznego 400–500 mm przypada na półrocze letnie. Reszta na zimowe.

W poszczególnych latach opady wykazują duże zróżnicowanie w sumach opadów rocznych i w rozkładach opadów w ciągu roku. Opady w latach suchych wynoszą dla większości posterunków opadów około 400–500 mm, a nawet w ekstremalnych przypadkach poniżej 400 mm, a w latach wilgotnych sięgają 800–1000 mm, a nawet sporadycznie przekraczają tę ostatnią wartość.

Hydrografia

Badany obszar należy do dwóch głównych dorzeczy – Odry i Wisły. Dział wodny I rzędu przebiega w rejonie Zawiercia i oddziela obszary źródłkowe Warty (dorzecze Odry) od Czarnej Przemszy (dorzecze Wisły).

Dorzecze Wisły obejmuje tylko południową i południowo-wschodnią część opisywanego obszaru, a dorzecze Odry – pozostałą, znacznie większą część obszaru badań (zał. 5¹).

Zlewnia górnej Warty zajmuje największą powierzchnię w granicach dokumentowanego obszaru. Źródła Warty znajdują się na rzędnej ok. 380 m n.p.m. w Kromoławie koło Zawiercia. Są to źródła krasowe (wywierzyska) o wydajnościach rzędu 30–40 l/s. Rzeka ma długość 808,2 km i stanowi prawy, największy dopływ Odry. Część południowa zlewni Warty należy do makroregionu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Jest to strefa wododziałowa między dorzeczami Odry i Wisły (zał. 5). Część północna obszaru badań należy do makroregionu Wyżyny Woźnicko-Wieluńskiej. Warta tworzy na obszarze wychodni jury dwa głębokie przełomy o przebiegu równoleżnikowym: częstochowski na południu w okolicy Mstowa oraz działoszyński na północy, tuż poza obszarem badań, gdzie dolina osiąga głębokość około 60 m. Przełomowe odcinki szczególnie intensywnie drenują wody podziemne. Głównymi dopływami Warty na badanym obszarze są: Wiercica, Biała i Czarna Oksza oraz Liswarta. Do mniejszych dopływów Warty należą: Konopka, Stradomka, Kucelinka i Kocinka.

Zaznacza się wyraźna przewaga gęstości sieci rzecznej po lewej stronie zlewni Warty. Warta otrzymuje znacznie więcej dopływów lewobrzeżnych. Jest to spowodowane budową geologiczną i wodoprzepuszczalnością podłoża rzeki. Występujące po prawej stronie Warty skrasowiałe, węglanowe utwory jury górnej powodują przewagę infiltracji nad wpływem powierzchniowym. Gęstość sieci rzecznej, w za-



Fot. 2. Przełom Warty pod Mirowem (fot. P. Liszka)

¹ Załączniki 1–6 znajdują się na wklejkach na końcu książki.

sięgu występowania poziomu wodonośnego jury górnej, określona metodą Schaefera, jest tu niewielka, jedna z najniższych w Polsce i kształtuje się od poniżej 1 do 1,5 km/km². Duże wyniesione powierzchnie wychodni wapieni są zupełnie pozbawione sieci rzecznej. Obszary bez sieci rzecznej występują na północ i południowy wschód od Częstochowy i na południe od Działoszyna. Największy obszar bez wód powierzchniowych, o kierunku zbliżonym do południkowego, występuje od Częstochowy po Ogrodzieniec. Dobrze charakteryzuje ten problem również mapa podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia (zał. 5), gdzie obliczona prędkość migracji lateralnej wód podziemnych na drodze 3 km, na obszarze całej jury górnej jest szybka i wynosi poniżej 10 lat, podczas gdy na obszarach występowania jury środkowej (iły rudonośne) na N i NW od Częstochowy wynosi ona ponad 100 lat.

Rzeki charakteryzują się gruntowo-śnieżno-deszczowym typem zasilania, przy czym zdecydowanie przeważa zasilanie gruntowe, którego udział dochodzi do 70%. Przepływy wód są dosyć wyrównane.

W zlewni Warty dominują wezbrania wczesnowiosenne, spowodowane uwalnianiem wody z pokrywy śnieżnej i zamrożonego podłoża. Drugorzędne znaczenie mają letnie wezbrania opadowe – pojawiają się nieregularnie, lecz mogą być nawet wyższe niż wiosenne. Wysokie stany wody występują na rzekach od lutego do początku maja, niskie stany – od czerwca do września, choć często pojawiają się w tym okresie także letnie wezbrania opadowe. Wezbrania roztopowe prawie zawsze obejmują znaczną część zlewni, na której zalega pokrywa śnieżna. Gwałtowne wezbrania opadowe mają najczęściej charakter lokalny, gdyż opady nawałne nigdy nie obejmują całego regionu. Cechą charakterystyczną wezbrań w zlewni Warty, ze względu na jej przeważający nizinny charakter, jest ich dość wolne formowanie, ale za to są długotrwałe i mogą osiągać względnie wysokie kulminacje. Nizówki letnie są spowodowane obniżaniem się poziomu wód podziemnych wskutek wyczerpywania się zasobów wodnych zlewni, jako efekt długotrwałego braku opadów atmosferycznych, dużego parowania i wysokich temperatur. Występują najczęściej w okresie lipiec–sierpień–wrzesień–październik i są długotrwałe.

Nizówki zimowe są spowodowane obniżaniem się poziomu wód gruntowych wskutek zamarzania gleby (lód gruntowy) i wstrzymania w ten sposób zasilania wód gruntowych, przy braku (powodowanego ujemnymi temperaturami) spływu powierzchniowego. Nizówki zimowe występują znacznie krócej, chociaż są one „bardzo głębokie”.

Średnie wieloletnie przepływy Warty wynoszą w przekroju Korwinów (powierzchnia zlewni 550 km²) – 3,22 m³/s; Bobry (1822 km²) – 9,87 m³/s; Działoszyn tuż poza obszarem badań (4101 km²) – 19,4 m³/s (dane IMGW). Dla Liswarty w przekroju Kule (1545 km²) średni wieloletni przepływ wynosi 6,49 m³/s.

Pilica to najdłuższy lewobrzeżny dopływ Wisły – 342 km. Źródła rzeki znajdują się na rzędnej ok. 348 m n.p.m. koło miasteczka Pilica we wschodniej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. W granicach opracowania znalazła się

południowo-zachodnia część górnej zlewni Pilicy, w obrębie Wyżyny Częstochowskiej i Progu Lelowskiego.

Zlewnia Białej Przemszy w części należącej do górnoujarskiego GZWP 326 obejmuje część Wyżyny Częstochowskiej i północną część Wyżyny Olkuskiej. Jej źródła znajdują się na wysokości ok. 376 m n.p.m., na północ od Wolbromia. Górna część zlewni Białej Przemszy, obejmująca zlewnie dopływów Suchej i „Dopływu spod Podlesia”, charakteryzuje się okresowym zanikiem wody w ciekach.

1.2.1. OCENA STANU WÓD POWIERZCHNIOWYCH

Piotr Liszka, Marcin Zembal

Oceny stanu wód powierzchniowych (rzek, jezior, wód przejściowych i przybrzeżnych) w odniesieniu do jednolitych części wód powierzchniowych dokonują wojewódzkie inspektoraty ochrony środowiska, zgodnie z Programem Państwowego Monitoringu Środowiska.

Opracowanie wyników państwowego monitoringu środowiska prezentuje się przez ocenę stanu ekologicznego jednolitych części wód powierzchniowych (w przypadku wód, które powstały w wyniku działalności człowieka lub których charakter został w znacznym stopniu zmieniony w następstwie fizycznych przeobrażeń, będących wynikiem działalności człowieka, tzn. wód sztucznych lub wód silnie zmienionych – przez ocenę potencjału ekologicznego), ocenę stanu chemicznego i ocenę stanu.

Ocenę stanu scharakteryzowano na podstawie materiałów uzyskanych z Wojewódzkich Inspektoratów Ochrony Środowiska w Katowicach i Krakowie. Łącznie badaniami objęto w całości lub w części 26 jednolitych części wód powierzchniowych (JCWP).

Klasyfikacji i oceny stanu wód w 2014 r. dokonano na podstawie rozporządzenia Ministra Środowiska w sprawie sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych oraz środowiskowych norm jakości dla substancji priorytetowych (DzU 2014, poz. 1482) oraz wytycznych Głównego Inspektoratu Ochrony Środowiska.

Stan (potencjał) ekologiczny oraz stan chemiczny jednolitych części wód powierzchniowych oceniono zgodnie z zapisami tego rozporządzenia na podstawie danych uzyskanych w wyniku realizacji badań monitoringowych w reprezentatywnych punktach pomiarowo-kontrolnych.

Wyniki klasyfikacji w 2014 r. wykazały, że podobnie jak w poprzednich latach, w dalszym ciągu największy wpływ na ocenę stanu (potencjału) ekologicznego wód miały elementy biologiczne, których wartości graniczne ustalone dla dobrego stanu wód, tj. dla I i II klasy, zostały przekroczone w 67% JCWP. Elementy fizykochemiczne przekraczały wartości graniczne dobrego stanu w 41% JCWP, a substancje z grupy zanieczyszczeń syntetycznych i niesyntetycznych – w 12% JCWP. Elementy hydromorfologiczne zaklasyfikowano do klasy I (JCWP naturalne) oraz II (JCWP sztuczne i silnie zmienione, tab. 1). Wskaźnikami biologicznymi najczęściej przekraczającymi warunki stanu dobrego były fitobentos oraz makrobezkręgowce bentosowe. Z grupy elementów fizykochemicznych największy wpływ na ocenę miały

Tabela 1

Ocena stanu jednolitych części wód powierzchniowych (JCWP) na obszarze badań

L.p.	Nazwa Jednolitej Części Wód Powierzchniowych	Kod reprezentowanego punktu pomiarowo-kontrolnego	Klasa elementów biologicznych	Klasa elementów hydromorfologicznych	Klasa elementów fizykochemicznych	Klasa elementów fizykochemicznych – specyficzne zanieczyszczenia syntetyczne i niesyntetyczne	STAN / POTENCJAŁ EKOLOGICZNY	STAN CHEMICZNY	STAN
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Krzyszynia od Białki do ujścia	PLRW200024254149	II	I	II	II	DOBRY	PSD	PSD
2	Białka	PLRW200062541714	III	II	I	II	UMIARKOWANY	PSD	PSD
3	Warta do Bożego Stoku	PLRW600061811529	III	II	II	II	UMIARKOWANY	PSD	PSD
4	Zbiornik Poraj	PLRW60000181159	III	I	PPD	I	UMIARKOWANY		DOBRY
5	Kamieniczka	PLRW60006181189	IV	II	II	II	SŁABY		PSD
6	Grzelanka	PLRW60001618126	IV	II	II	II	SŁABY		
7	Konopka	PLRW600016181289	II	II	II		DOBRY		
8	Stradomka od wypływu ze Zb. Blachownia do ujścia	PLRW60001618129	III	II	II	II	UMIARKOWANY	PSD	PSD
9	Kucelinka	PLRW6000618132	IV	II	I	II	SŁABY	PSD	
10	Warta od Zbiornika Poraj do Ciekłu spod Rudnik	PLRW60001918133	II	II	II	II	DOBRY		PSD
11	Warta od Ciekłu spod Rudnik do Wiercicy	PLRW600019181359	IV	II	II	II	SŁABY	PSD	PSD
12	Wiercica	PLRW600017181369	III	II	II	II	UMIARKOWANY	PSD	PSD
13	Kanał Warty ze Starą Wiercicą i Kanałem Lodowym	PLRW60001718149	II	II	PSD		UMIARKOWANY		
14	Pijawka	PLRW600016181569	II	II	II		DOBRY		
15	Liswarta do Młynówki Kamińskiej	PLRW6000171816192	II	II	II		DOBRY		
16	Potok Jeżowski	PLRW6000171816299	II	II	II		DOBRY		
17	Pankówka	PLRW600017181649	II	II	II	I	DOBRY		
18	Bieszczka	PLRW6000171816529	III	II	PSD	II	UMIARKOWANY		PSD
19	Biała Oksza	PLRW600016181669	III	II	I	II	UMIARKOWANY		PSD
20	Kocinka	PLRW6000161816899	III	I	II	II	UMIARKOWANY	PSD	PSD
21	Liswarta od Górnianki do ujścia	PLRW60001918169	II	I	II	II	DOBRY	PSD	PSD
22	Centuria	PLRW20005212829	I	I	I		DOBRY	PSD	
23	Strumień Błędowski	PLRW200062128329	III	I	II		UMIARKOWANY		
24	Biała	PLRW200052128349	II	I	PSD	PSD	UMIARKOWANY	PSD	PSD
25	Kanał Główny	PLRW2000212852	I	II	II	II	DOBRY		PSD
26	Biała Przemśa od Ryczówka do Koziego Brodu	PLRW20008212859	II	I	PSD	PSD	UMIARKOWANY	PSD	PSD
27	Biała Przemśa do zbiornika Przeczyce	PLRW2000621231	III	II	II	I	UMIARKOWANY	PSD	PSD
28	Biała Przemśa od Ryczówka włącznie	PLRW20007212818	III	II	II	I	UMIARKOWANY	DOBRY	DOBRY
Źródło danych: Państwowy monitoring środowiska									

Klasa elementów biologicznych	
stan ekologiczny	
I	stan bdb / potencjał maks.
II	stan db / potencjał db
III	stan / potencjał umiarkowany
IV	stan / potencjał słaby
V	stan / potencjał zły
Klasa elementów hydromorfologicznych	
stan ekologiczny	
I	stan bdb / potencjał maks.
II	stan db / potencjał db
stan ekologiczny	
I	stan bdb / potencjał maks.
II	stan db / potencjał db
PSD	poniżej stanu / potencjału dobrego

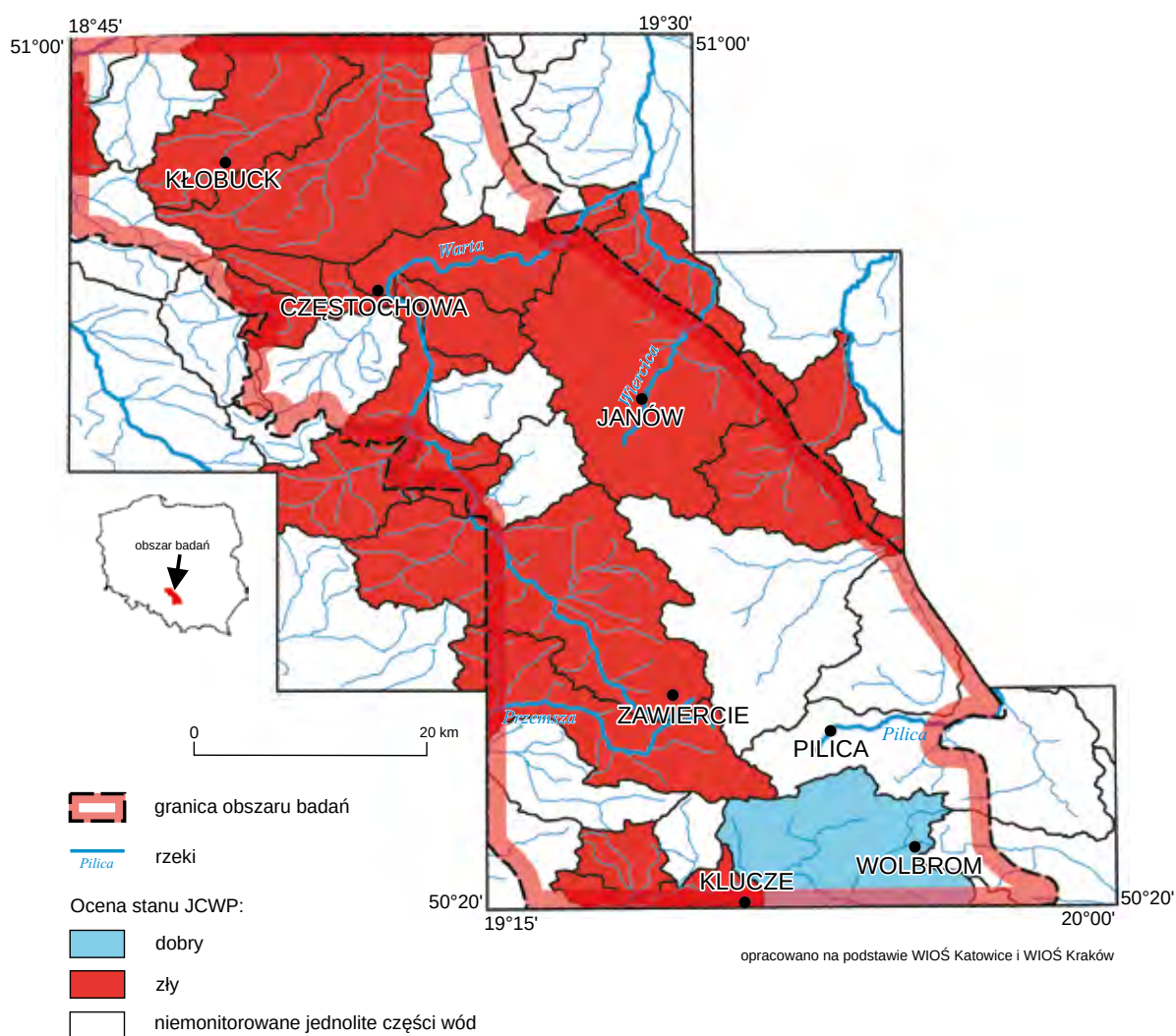
stan / potencjał ekologiczny	
stan ekologiczny	
BARDZO DOBRY	stan bdb / potencjał maks.
DOBRY	stan db / potencjał db
UMIARKOWANY	stan / potencjał umiarkowany
SŁABY	stan / potencjał słaby
ZŁY	stan / potencjał zły
stan chemiczny	
DOBRY	stan dobry
PSD_sr	poniżej stanu dobrego
PSD_max	
PSD	
stan	
DOBRY	stan dobry
ZŁY	stan zły



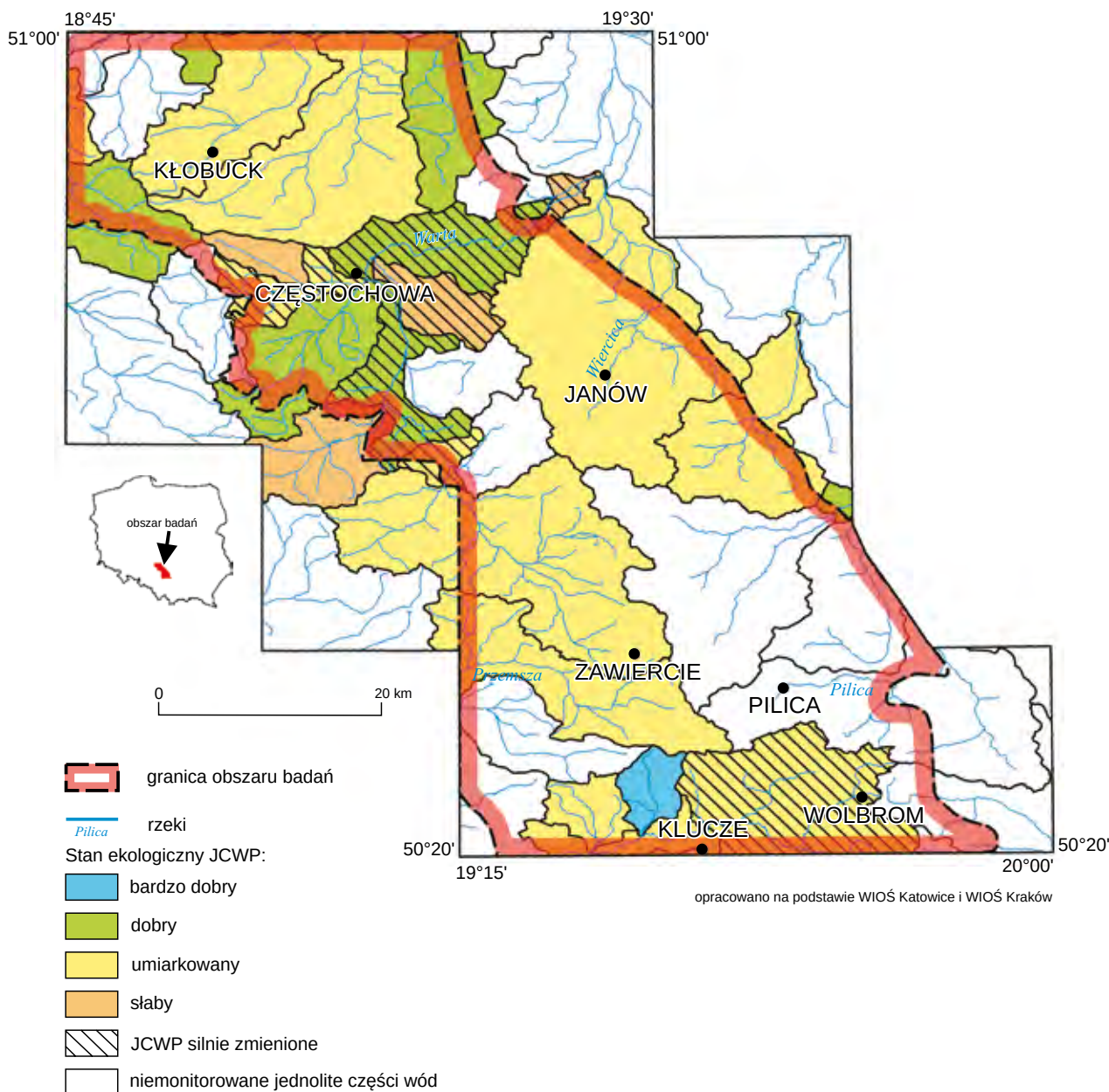
jednolite części wód powierzchniowych silnie zmienione

Klasyfikację stanu chemicznego w 2014 r. wykonano dla 20 JCWP, gdzie badano substancje priorytetowe oraz tzw. inne zanieczyszczenia, dla których określono środowiskowe normy jakości. Oceny dokonano na podstawie badań monitoringu diagnostycznego obejmującego pełen zakres tych substancji (badania są wykonywane co 6 lat) oraz monitoringu operacyjnego obejmującego substancje zidentyfikowane w zlewni (wykazy emisji) – badania coroczne. Wyniki oceny wykazały w większości zły stan chemiczny – 77% JCWP. Oceniane stężenia badanych substancji przekraczały określone dla nich środowiskowe normy jakości i były to:

- Badania obszarów chronionych wrażliwych na eutrofizację wywołaną zanieczyszczeniami pochodzącymi ze źródeł komunalnych prowadzono w punktach reprezentatywnych. Ocena spełnienia wymagań dla tych obszarów (dobry stan wód w zakresie wybranych wskaźników biologicznych, zanieczyszczeń organicznych oraz substancji biogennych) wykazała że zbiornik Poraj nie spełnia wymagań – wody tego



Ryc. 2. Ocena stanu jednolitych części wód powierzchniowych znajdujących się w rejonie częstochowsko-zawierciańskim



Ryc. 3. Ocena stanu ekologicznego Jednolitych Części Wód Powierzchniowych znajdujących się w badanym rejonie częstochowsko-zawierciańskim

zbiornika uznano za wrażliwe na eutrofizację wywołaną zanieczyszczeniami pochodzącymi ze źródeł komunalnych.

Spośród 26 JCWP objętych klasyfikacją stanu/ potencjału ekologicznego, ocenę stanu wód w 2014 r. wykonano dla 20 JCWP, występujących także na obszarach chronionych. Wykonanie oceny nie było możliwe w przypadku 6 JCWP, gdzie wystąpił dobry lub powyżej dobrego stan/ potencjał ekologiczny i nie był badany stan chemiczny, a wymagania

dodatkowe dla obszarów chronionych były spełnione. Wyniki oceny w układzie dorzeczy przedstawiono w tabeli 1 oraz na mapach (ryc. 2, 3). Zgodnie z przeprowadzoną oceną we wszystkich ocenianych JCWP w województwie śląskim wystąpił zły stan wód. W południowej części badanego obszaru, leżącego w województwie małopolskim, stan JCWP wygląda lepiej, ponieważ Biała Przemsza do Ryczówka ma dobry stan (tab. 1; ryc. 2, 3).

1.3. Zarys rozwoju gospodarczego i zagospodarowanie przestrzenne rejonu

Andrzej Pacholewski

Rozpatrywany obszar dzięki swej urozmaiconej budowie geologicznej zawiera różnorodne skupienia kopalin użytecznych.

Gospodarka rejonu i jej rozwój jest związany przede wszystkim z wielowiekowym górnictwem rud żelaza. Rudność iłów doggeru w okolicach Częstochowy jest znana

od wielu wieków. Historia eksploatacji rud oraz produkcji żelaza w tym rejonie od okresu wczesnorzymskiego przez średniowiecze do czasów współczesnych została opisana przez Adamskiego (1994). Najstarsze udokumentowane wydobycie pochodzi z końca XIV w., a początki wydobycia podziemnego są datowane na koniec XVIII w. (Adamski, 1994).

Na powierzchni terenu znajdowały się wychodnie rudy tj. pokładów syderytu ilastego i sferosyderytów. W miarę wyczerpywania się nagromadzeń rudy na powierzchni terenu, zaczęto po nią sięgać na większej głębiej. Zasadniczą trudnością, jaka się wówczas pojawiła, był zwiększony przypływ wody do wyrobisk. W okresie międzywojennym liczba kopalń, wzrosła od kilku w 1918 r. do około 20 w 1939 r. (Adamski, 1994). Maksymalne wydobycie, tj. niewiele ponad 740 tys. ton, zanotowano w 1938 r. W latach 1947–1965 wybudowano 21 podziemnych kopalń, a produkcja rudy osiągnęła 2 mln ton rocznie. W 1970 r. zdecydowano o konieczności likwidacji całości górnictwa rud żelaza w Polsce. W tym samym roku zlikwidowano pierwszą kopalnię – Rudniki k. Zawiercia, a jako ostatnie zamknięto kopalnie Wręczyca w 1982 r. i Szczekaczka w 1984 r.

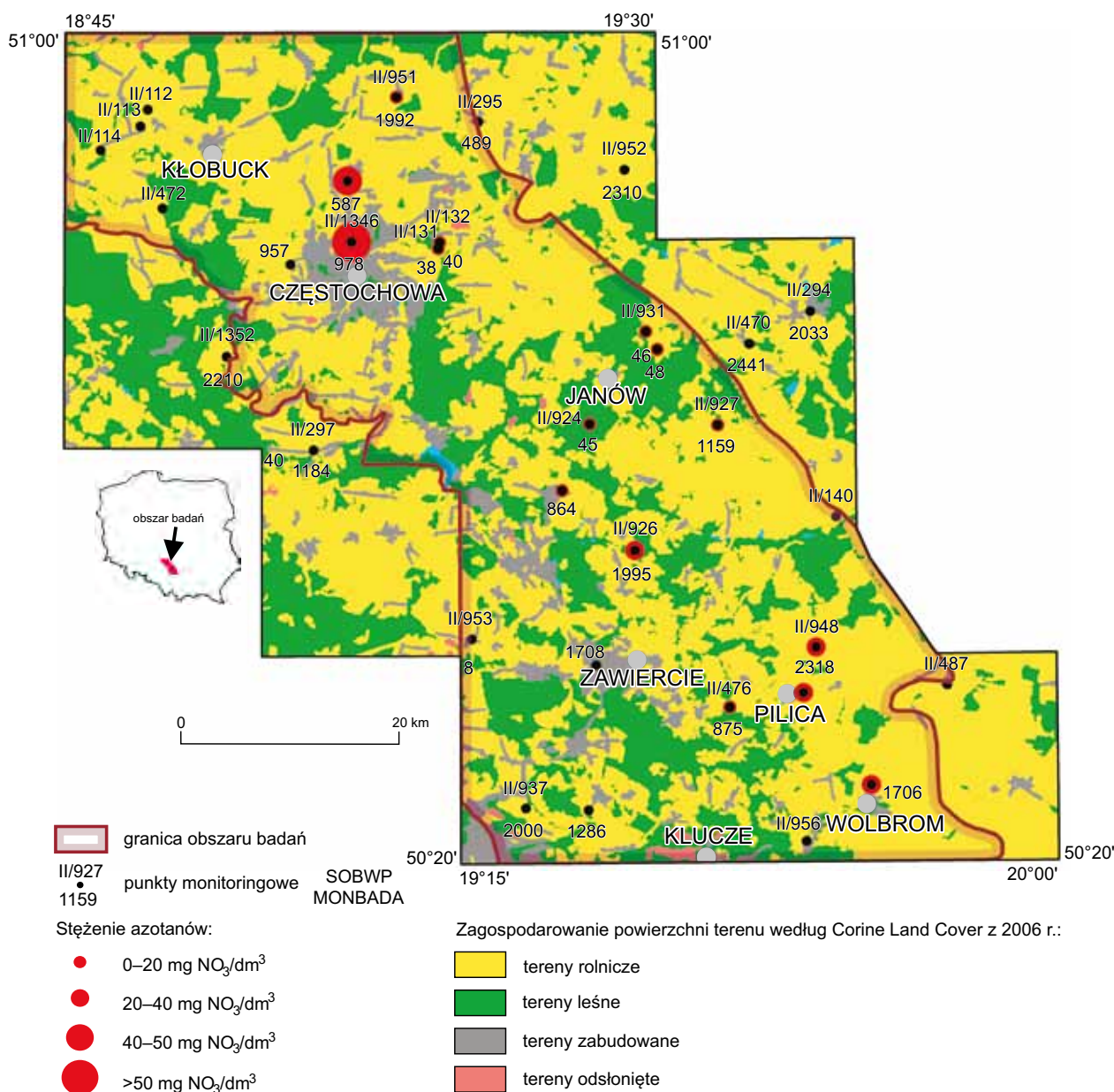
Rejon częstochowsko-zawierciański jest obszarem o charakterze przemysłowo-rolniczym. Głównym ośrodkiem przemysłowym jest miasto Częstochowa z ok. 250 tys. ludności. W związku z eksploatacją rud żelaza powstała tutaj duża huta żelaza. Przed procesem wielkopiecowym rudy były wzbogacane w zakładach przerobczych, tzw. prażalniach. Prażalnie takie znajdowały się w Poraju, Dźbowie i Sabiniowie. Mniejsze ośrodki miejsko-przemysłowe to: Zawiercie,

Myszków, Kłobuck, Krzepice, Praszka, Blachownia, Poraj, Żarki i Klucze. Północna część rozpatrywanego rejonu – obszar od Zawiercia po Kłobuck – stanowi najbardziej uprzemysłowioną część dawnego województwa częstochowskiego, zawdzięczającą swój rozwój wielowiekowemu górnictwu. Było to wspomniane wcześniej górnictwo rud żelaza, ale w okolicach Zawiercia występowały też niewielkie łaso-we złoża węgla brunatnego zwane blanowickimi. Złoża te były znane i eksploatowane już od drugiej połowy XVIII w. Okresowo pracowało tam nawet kilkanaście małych kopalń. Po II wojnie światowej, po pewnych próbach ożywienia tej działalności, zaniechano jej ostatecznie w 1958 r. (Wilk, Bocheńska, 2003). W XIX w. w okolicach Zawiercia z utworów triasu eksploatowano też rudy ołowiu i utlenione rudy cynku.

Obszar Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej, z uwagi na duże ilości surowca wapiennego, był i jest dalej, chociaż na mniejszą skalę, ośrodkiem przemysłu cementowego i wapienniczego. Już w 1884 r. powstała cementownia Wysoka k. Zawiercia, która była trzecią cementownią w Polsce. Przed II wojną światową na rozpatrywanym obszarze istniały 3 cementownie: Wiek, Wysoka i Wrzosowa. Po wojnie powstały dwie duże cementownie: Warta k. Działoszyna (niedaleko obszaru badań) i Rudniki k. Częstochowy. Wszystkie one opierały swą produkcję na złożach wapieni i margli jury górnej, które były eksploatowane w dużych kamieniołomach niedaleko cementowni. Obecnie działają dwie cementownie: Warta i Rudniki. Cementownia Rudniki eksploatuje obecnie duże złoża wapieni górniojurajskich „Latosówka”.



Fot. 3. Kopalnia Latosówka – wapień pelityczny (formacja pilecka, dawniej dolne wapienie płytowe) z wkładkami margli, basen międzybiohermalny (fot. B.A. Matyja)



Ryc. 4. Charakterystyka zagospodarowania terenu według bazy danych CLC2006 – CORINE LAND COVER wraz z lokalizacją punktów monitoringowych i stężeniami azotanów w wodach podziemnych

Oprócz kopalni odkrywkowych (kamieniołomów) do produkcji cementu na badanym obszarze wykorzystywano wiele mniejszych łomów dla przemysłu wapienniczego i wydobycia kamienia budowlanego oraz drogowego. Wiele odkrywek i łomów jest dzisiaj nieczynnych. Jako ciekawostkę można przypomnieć, że z tego rejonu z wapieni jury górnej pochodzi kamień okładzinowy na budynkach Sejmu i ów-

czesnej Kancelarii Rady Państwa w Warszawie. Był on eksploatowany w tzw. kamieniołomie warszawskim w Siedlcu k. Złotego Potoku w gminie Janów.

Na badanym obszarze tereny rolnicze zajmują 49,8% powierzchni terenu, lasy – 36,9%, obszary zabudowane – 12,5%, a tereny odsłonięte 0,8% (ryc. 4).

1.4. Prawnie chronione obszary przyrody

Andrzej Pacholewski, Jarosław Szulik

W granicach obszaru badań znajdują się następujące obszary NATURA 2000 (Specjalne Obszary Ochrony Siedlisk):

- PLH120006 Jaroszewiec,
- PLH120014 Pustynia Błędowska,
- PLH240009 Ostoja Śródkowojurajska,

- PLH240015 Ostoja Olsztyńsko-Mirowska,
- PLH240020 Ostoja Złotopotocka,
- PLH240025 Torfowisko przy Dolinie Kocinki,
- PLH240026 Przełom Warty koło Mstowa,
- PLH240028 Walaszczyki w Częstochowie,



Fot. 4. Nieczynny kamieniołom w Złotym Potoku (fot. P. Liszka)

- PLH240030 Poczesna k. Częstochowy,
- PLH240032 Ostoja Kroczycka,
- PLH240033 Źródła Rajeczniczy,
- PLH240034 Buczyny w Szypowicach i Las Niwski.

Specjalne Obszary Ochrony Siedlisk NATURA 2000 wyznaczono zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Środowiska z dnia 13 kwietnia 2010 r. w sprawie siedlisk przyrodniczych oraz gatunków będących przedmiotem zainteresowania Wspólnoty Europejskiej, a także kryteriów obszarów kwalifikujących się do uznania lub wyznaczenia jako obszary Natura 2000 (DzU 2010 Nr 77, poz. 510). Położenie wymienionych obszarów jest zaznaczone na mapie dokumentacyjnej (zał. 1). Suma powierzchni wszystkich obszarów Natura 2000, w granicach obszaru badań, wynosi 153 km².

W granicach rozpatrywanego obszaru nie stwierdzono Obszarów Specjalnej Ochrony Ptaków NATURA 2000 – zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Środowiska z dnia 12 stycznia 2011 r. w sprawie obszarów specjalnej ochrony (DzU 2011 Nr 25 poz. 133 z późn. zm.).

Wyznaczony obszar badań obejmuje również pozostałe formy ochrony przyrody, wymienione w art. 6 ust. 1 Ustawy o ochronie przyrody (DzU 2004 nr 92 poz. 880):

- parki krajobrazowe: Park Krajobrazowy Lasy nad Górną Liswartą, Park Krajobrazowy Orlich Gniazd, Park Krajobrazowy Stawki;
- rezerваты: Wielki Las, Zameczysko, Zielona Góra, Dębowa Góra, Kaliszak, Sokole Góry, Modrzewiowa Góra, Góra Chełm, Parkowe, Smoleń, Ostreżnik, Bukowa Kępa, Ruskie Góry, Kępina, Góra Zborów, Pazurek.

Łączna powierzchnia wszystkich parków krajobrazowych w granicach obszaru badań wynosi 585 km². Największy z nich to Park Krajobrazowy Orlich Gniazd, którego powierzchnia wynosi 562 km².

Należy podkreślić, że środowiska naukowe i ruchy ekologiczne postulują od dawna za utworzeniem na tym terenie Jurajskiego Parku Narodowego.



Fot. 5. Źródła Zygmunta, Rezerwat Przyrody „Parkowe” (fot. P. Liszka)

2. ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ REGIONU CZĘSTOCHOWSKO-ZAWIERCIAŃSKIEGO

Bronisław A. Matyja, Andrzej Wierzbowski, Andrzej Pacholewski, Sylwester Wilanowski

Badany obszar pod względem geologicznym należy do monokliny śląsko-krakowskiej. Utwory mezozoiczne są ułożone w formie monokliny, która uformowała się u schyłku kredy i na początku paleogenu, a więc około 65 mln lat temu. Podczas ruchów laramijskich obszar ten został wydźwignięty i przechylony łagodnie ku północnemu wschodowi.

Po wynurzeniu się badanego obszaru, w warunkach głównie lądowych, rozpoczęło się kształtowanie rzeźby dzisiejszej Wyżyny Wieluńskiej i Wyżyny Częstochowskiej. Zasadniczym czynnikiem geologicznym były procesy krasowe, które doprowadziły do rozwoju podziemnych i powierzchniowych form krasowych na skutek rozpuszczania masywów węglanowych przez krążące w nich wody.

Uwzględniając najnowszą regionalizację tektoniczną Polski (Żelaźniewicz i in., 2011), badany obszar pod względem podziału na megajednostki tektoniczne leży na platfor-

mie zachodnieuropejskiej. W budowie geologicznej obszaru można wydzielić trzy piętra strukturalne:

1. utwory podłoża paleozoiczno-prekambryjskiego,
2. monoklinalnie ułożone utwory mezozoiczne (perm-sko-mezozoiczne),
3. pokrywowe utwory kenozoiczne.

W niniejszej pracy opisano utwory dwóch młodszych pięter strukturalnych. Od zachodu na powierzchni terenu odsłaniają się kolejno interesujące utwory triasu, jury i kredy. Osady kenozoiku, głównie czwartorzędu, leżą niezgodnie na silnie urzeźbionym podłożu, przeważnie skał węglanowych.

W pracy skoncentrowano się zwłaszcza na utworach jury górnej i środkowej oraz triasu i czwartorzędu, które są przedmiotem zainteresowań hydrogeologicznych oraz stanowią podstawę zaopatrzenia rejonu w wodę.

2.1. Stratygrafia i litologia

Utwory podłoża, tworzące odrębne piętro strukturalne, są zbudowane ze skał starszego paleozoiku i prekambriu. Występują one na przeważającej części obszaru i podzielono je na blok górnośląski i blok małopolski, rozdzielone strefą tektoniczną Kraków–Lubliniec (Buła i in., 2002). Na strukturach paleozoicznych zalegają osady mezozoiku, zapadające monoklinalnie ku północnemu wschodowi, reprezentowane przez trias, jurę i kredę (zał. 2 – mapa geologiczna rejonu częstochowsko-zawierciańskiego, zestawiona przez A. Pacholewskiego i J. Szulika).

2.1.1. TRIAS

Andrzej Pacholewski

Trias dolny tworzą terygeniczne iłowcowo-piaskowcowe osady warstw świerklanieckich o miąższości 30 m, na których zalegają morskie marglisto-dolomitowe osady retu o miąższości do 70 m.

Trias środkowy jest wykształcony w facji wapienia muszlowego o miąższości do 120 m, wzrastającej w kierunku NW. Są to wapienie i dolomity na ogół spękane i porowate z przelawieniami margli, iłowców i mułowców. Na południu obszaru badań w utworach węglanowych triasu zostały wyodrębnione główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP):

GZWP nr 454 Olkusz–Zawiercie oraz GZWP nr 327 Lubliniec–Myszków.

Trias górny, w którym można wyróżnić kilka zespołów litostratygraficznych, a więc mułowców, iłowców, dolomitów, margli i piaskowców. Zespołom tym przypisano nazwy różnych warstw. Miąższość utworów triasu górnego jest różnicowana i miejscami dochodzi do 200–300 m.

2.1.2. JURA

Na utworach triasu zalegają osady wszystkich trzech ogniw jury.

Jura dolna

Andrzej Pacholewski

Jurę dolną tworzą piaski, piaskowce, iłowce i mułowce o zmiennej miąższości, nie stanowiące jednolitej pokrywy. Utwory jury dolnej w części południowej występują w poręcznych obniżeniach morfologicznych, natomiast w północnej pokrywają w całości osady triasu górnego. Jest to jak wspomniano powyżej kompleks ilasto-piaszczysty. Występują w nich przelawienia iłów ogniotrwałych, węgla i żwirów oraz cienkie wkładki syderytów lub piaskowców syderytowych. W utworach jury dolnej w okolicach Zawiercia

występują niewielkie liasowe złoża węgla brunatnego zwane blanowickimi. Górną część jury dolnej stanowią tzw. warstwy lysieckie (toars górny), wykształcone najczęściej w postaci piasków i piaskowców, które stanowią połączony poziom wodonośny z piaskowcami kościeliskimi. Warstwy lysieckie są z przewarstwieniami ilów i mułowców.

Utworom jury środkowej, a zwłaszcza górnej poświęcono poniżej znacznie więcej uwagi, gdyż tworzą one zasobne poziomy wodonośne będące w randze głównych użytkowych poziomów wodonośnych (GUPW) jak i GZWP nr 325 Częstochowa W (J₂) oraz GZWP nr 326 Częstochowa E (J₃).

Ponadto zaniechana eksploatacja złóż rud żelaza w utworach jury środkowej (doggeru) w tym rejonie i wyłączenie odwadniania wyrobisk spowodowały proces wypełniania się regionalnego leja depresji w poziomie środkowojurajskim i powstanie strefy kwaśnych (*acid mine drainage water*) i zanieczyszczonych wód kopalnianych. Problemy te zostały omówione szerzej w rozdziałach 3.2.3 i 7.

Jura środkowa

Bronisław A. Matyja, Andrzej Wierzbowski

Obszar wychodni skał jury środkowej na badanym obszarze obejmuje zachodnią część Wyżyny Woźnicko-Wieluńskiej i jest rozdzielony na dwie części: wschodnią – bardziej obniżoną, odpowiadającą od północy Obniżeniu Krzepickiemu i jego przedłużeniu w kierunku południowym – Obniżeniu Górnej Warty; oraz zachodnią bardziej podniesioną – Progu Herbskiego. Część obszaru odpowiadającego obu obniżeniom zawdzięcza swoje powstanie występowaniu w podłożu miękkich osadów formacji częstochowskich ilów rudonośnych, część progowa zachodnia to obszar występowania osadów piaskowcowych, tak zwanych warstw kościeliskich. Wszystkie występujące tam utwory wykazują niewielkie kilkustopniowe tektoniczne nachylenie o upadzie 1–2° w kierunku północno-wschodnim, zgodnie z ich ułożeniem w obrębie monokliny śląsko-krakowskiej.

Mięższność osadów środkowej jury na obszarze częstochowsko-zawierciańskim waha się od kilku metrów w części południowej do ponad 200 m w części północnej. Osady te mają dolną erozyjną granicę i leżą z luką stratygraficzną (brak osadów piętra aaleńskiego) na różnych osadach jury dolnej. Powierzchnia występowania osadów jury środkowej na badanym obszarze wynosi 720 km².

Litologia i litostratygrafia

Najstarsze osady jury środkowej odpowiadające warstwom kościeliskim są zaliczane do dolnej części piętra bajoskiego i są reprezentowane przez osady piaszczyste – piaszki, piaskowce, niekiedy żelaziste, z przeławiczeniami ilastymi oraz osady klastyczne o zmiennym uziarnieniu – piaszczysto-ilaste lub mułowcowe o charakterystycznej drobnej laminacji. Osady tego mogą być litologicznie rozdzielone na dwie części – część dolną bardziej piaskowcową oraz część

górną piaszczysto-mułowcowo-ilastą. Mięższność tych utworów zmniejsza się od północnego zachodu, gdzie osiąga ok. 40 m, do południowego wschodu, gdzie wynosi ok. 20 m, przy czym część najwyższa tych utworów – cienko laminowane mułowce i piaskowce, mają wszędzie zbliżoną mięższność, zazwyczaj ok. 10 m. W stropowej części warstw kościeliskich obserwuje się kilkudziesięciocentymetrowej grubości warstwę szarzielonych i brunatnych jamistych piaskowców, często impregnowanych spoiwem syderyticznym, czasem z ooidami żelazistymi i z liczną fauną, związaną ze zwolnieniem sedimentacji i występowaniem w jej stropie luki stratygraficznej (Kopik, 1998 oraz wcześniejsze cytowane tam prace).

Częstochowskie iły rudonośne są wykształcone jako gruby zespół złożony przede wszystkim z ciemnych osadów ilastych ze smugami i soczewkami piaszczystymi i powszechnie występującymi poziomami syderytów. Tylko w najniższej części osady te przyjmują charakter bardziej piaszczysty, a przeławiczenia ilaste występują tu w mniejszej ilości. Częstochowskie iły rudonośne osiągają do ok. 160 m mięższności w obszarze północnym, a ich mięższność wyraźnie maleje ku południowi i w rejonie Ogrodzieńca wynosi ok. 40 m, lecz dalej ku południowi osady te podlegają całkowitemu wyklinowaniu. Stratygraficznie osady te obejmują szeroki interwał stratygraficzny od bajosu górnego do batonu górnego (Kopik, 1998 oraz wcześniejsze cytowane tam prace; Matyja, Wierzbowski, 2000).

W najwyższej części batonu obserwuje się występowanie cienkiego pakietu (od ok. 20 cm do maksymalnie 1,5 m mięższności) szarych i brunatnych mułowców oraz podścielających je margli z żelazistymi oolitami, a także zastępujących je margli i wapieni z oolitami żelazistymi na obszarze południowym (Kopik, 1998 oraz wcześniejsze cytowane tam prace).

Najmłodsze osady jury środkowej należące do piętra kelowejskiego to dominujące na znacznej części badanego obszaru szarzielonkawe częściowo skrzemionkowane wapienie piaszczyste (gezy) o niewielkiej kilkumetrowej mięższności, która maleje ku południowi, gdzie osiąga do kilkudziesięciu centymetrów. Utwory te są nadścielone cienkimi bardzo skondensowanymi utworami – wapieniami bulastymi z amonitami (tzw. warstwą bulastą) oraz lokalnie występującą nadległą warstwą stromatolitu. Zarówno w obrębie keloweju – od keloweju środkowego ku górze, jak i przy granicy z węglanowymi osadami jury górnej obserwuje się częste luki stratygraficzne (Różycki, 1953; Kopik, 1979, 1998). W kierunku południowym następuje wyraźna zmiana w wykształceniu osadów keloweju, zaznaczająca się pojawieniem piaszczystych margli bogatych w glaukonit, a także zawierających konkrecje fosforanowe i liczną faunę – zwłaszcza amonity i belemnity. Wspomniane osady margliste są wydzielane jako formacja glaukonitowych margli z Ogrodzieńca (Dembicz i in., 2006) – ich mięższność też jest niewielka i wynosi w profilu Ogrodzieńca ok. 4 m.

Jura górna

Bronisław A. Matyja, Andrzej Wierzbowski

Szerokie pasmo wychodni utworów jury górnej – oksfordu i kimerydu dolnego¹ (ryc. 5) – rozciągające się od okolic Krakowa na południu po okolice Wielunia na północy, zbudowane w przeważającym stopniu z wapieni, stanowi wyniesiony morfologicznie obszar nazwany Wyżyną Krakowsko-Częstochowską i Wyżyną Wieluńską, a także Jurą Polską – zwłaszcza w opracowaniach geologicznych. Obszar objęty opracowaniem obejmuje środkową część tego pasma – przede wszystkim Wyżynę Częstochowską i południową część Wyżyny Wieluńskiej. Południowo-zachodnia granica wychodni jury górnej jest granicą erozyjną, na której przebieg nakładają się skutki zarówno erozji przedkredowej, jak i pokredowej. Granica ta na badanym obszarze, od okolic Zawiercia na południu po okolice Krzepic na północy, jest wyrażona istnieniem morfologicznego progu – kuesty – który zawdzięcza swoje istnienie silnemu kontrastowi w odporności na wietrzenie – między starszymi osadami ilastymi jury środkowej formacji częstochowskich ilów rudonośnych oraz leżącymi wyżej bardziej twardymi skałami – przede wszystkim wapieniami jury górnej oraz lokalnie występującymi w ich spągu twardymi geizami piaszczystymi keloweju. Wszystkie te utwory wykazują niewielkie kilkustopniowe tektoniczne nachylenie (upad przeważnie 1–2°) w kierunku północno-wschodnim, zgodnie z ich ułożeniem w obrębie monokliny śląsko-krakowskiej, chociaż lokalnie, w związku z istnieniem budowli biohermalnych, wśród utworów jury górnej obserwuje się nachylenia sedimentacyjne dochodzące do kilkunastu, a nawet kilkudziesięciu stopni. Z kolei dalej w kierunku północno-wschodnim utwory jury górnej zanurzają się pod utwory kredowe synklinorium miechowskiego, których sukcesję rozpoczynają piaszczyste utwory albu i cenomanu. Między osadami jury i kredy istnieje znaczna luka stratygraficzna, wyraźna niezgodność erozyjna i niewielka niezgodność kątowna, która powoduje, że w kierunku północno-wschodnim, w obrębie synklinorium miechowskiego, w spągu utworów kredy pojawiają się coraz młodsze utwory jury górnej, których brak jest w strefie pasma wychodni Jury Polskiej.

Litologia i litostratygrafia oraz zróżnicowanie facjalne

Utwory jury górnej obszaru częstochowsko-zawierciańskiego są reprezentowane przez różnego rodzaju wapienie, a w mniejszym stopniu i tylko w pewnych częściach sukcesji – wapienie margliste i margle. Utwory te mogą być rozdzielone na trzy grupy genetyczne, którym odpowiadają trzy kolejne formacje.

Pierwszą grupę genetyczną stanowią wapienie (podrzędnie też wapienie margliste) zawierające powszechnie gąbki

aktualny podział dla prowincji submedyterańskiej <i>currently accepted Submediterranean subdivision</i>			podział standardowy <i>standard subdivision</i>	
PIĘTRO STAGE	PODPIĘTRO SUBSTAGE	POZIOM ZONE	PODPIĘTRO SUBSTAGE	PIĘTRO STAGE
KIMERYD (część) KIMMERIDGIAN (part)	dolny lower	Divisum	środkowy middle	KIMERYD (część) KIMMERIDGIAN (part)
		Hypselocyclum		
		Platynota		
OKSFORD OXFORDIAN	górny upper	Planula	dolny	OKSFORD OXFORDIAN
		Bimammatum	lower	
		Hypselum	górny upper	
		Bifurcatus		
	środkowy middle	Transversarium	środkowy	
		Plicatilis	middle	
	dolny lower	Cordatum	dolny	
		Mariae	lower	

Ryc. 5. Poziomy chronostratygraficzny oksfordu i części kimerydu wydzielane w prowincji submedyterańskiej (kolumna środkowa). W dwóch lewych kolumnach podział oksfordu i kimerydu stosowany w prowincji submedyterańskiej. W dwóch prawych kolumnach proponowany podział przy przyjęciu standardowej granicy oksfordu i kimerydu

krzemionkowe. Gąbki te są zachowane jako mumie wapienne, które zachowują pierwotny kształt gąbki. Mumie te powstawały bardzo wcześnie w etapie diagenety – jeszcze na dnie morskim – gdy rozkładająca się materia organiczna ciała gąbki powodowała zmianę otaczającego mikrośrodowiska, co wyrażało się podwyższeniem pH i rozpuszczaniem pierwotnie krzemionkowych igieł, a także wytrącaniem się węglanu wapnia, który zachowywał kształt ciała gąbki, a niekiedy też jej pierwotną strukturę. Podobnie zachowywały się dość powszechnie występujące w skałach wapiennych różnego kształtu struktury cyjanobakterijne. Oprócz tych uformowanych w procesach eogenetycznych struktur organicznych, w wapieniach omawianej grupy genetycznej powszechnie spotyka się różne skamieniałości zbudowane z węglanu wapnia – pierwotnie z kalcytu lub aragonitu – jak

¹ Stosowany w niniejszym opracowaniu podział oksfordu i kimerydu przedstawiony na figurze 5 po lewej stronie, jest aktualnym podziałem stosowanym dla prowincji submedyterańskiej. W programie Międzynarodowej Komisji Stratygrafii Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych (ICS-IUGS), zmierzającym do unifikacji podziałów stratygraficznych są na ukończeniu badania i postanowienia dotyczące (w omawianym tu przypadku) dolnej granicy kimerydu. Standardowa granica oksfordu i kimerydu będzie biegła tak, jak to jest wskazane po prawej stronie figury 5 – nie w spągu poziomym Platynota, ale w spągu poziomym Bimammatum. Trzon podziału chronostratygraficznego, jakim jest następstwo poziomów, pozostaje bez zmian. Inaczej będą definiowane jedynie oksford górny i kimeryd dolny.

muszle ramienionogów, rurki serpul, kolonie mszywiolów, a także niekiedy muszle amonitów i rostra belemnitów oraz trochity liliowców. Inne grupy organiczne, jak muszle małżów, pancerze jeżowców, spotyka się mniej licznie. Wspomniane wapienie zawierające liczne szczątki organiczne charakteryzują się wysoką zawartością węglanu wapnia. Inne składniki, jak substancja ilasta, występują na ogół podrzędnie i w niewielkich ilościach. Trzeba tu jednak wspomnieć, że w niektórych typach wapieni spotyka się skupienia krzemionki w postaci różnej wielkości krzemieni. Ich powstanie miało miejsce w różnym czasie, począwszy jednak od wczesnego etapu diagenety, gdy krzemionka pochodząca z rozpuszczenia pierwotnie krzemionkowych igieł gąbek mogła przemieszczać się w osadzie i skale, z reguły skupiając się w pewnej odległości od miejsca powstawania mumii gąbkowych. Wspomniana charakterystyka litologiczna utworów omawianej grupy dotyczy wyłącznie ich wczesnych etapów powstawania – niektóre z wapieni są wybitnie podatne na późniejsze przekształcenia diagenetyczne oraz na działanie procesów krasowych, co skomentowano w końcowej części opracowania.

Wapienie pierwszej grupy genetycznej, bogate w szczątki organiczne, występują w dwóch zasadniczych odmianach facjalnych – wapieni nieuławiconych (masywnych, skalistych) do niewyraźnie uławiconych oraz wapieni uławiconych (ławicowych).

Wapienie masywne tworzą różnego rodzaju budowle o rozmiarach od kilku metrów wielkości i niewielkiej rozciągłości bocznej do potężnych kilkusetmetrowej miąższości i znacznej rozciągłości lateralnej. Cechą charakterystyczną wspomnianych budowli jest obecność licznych mumii gąbek krzemionkowych oraz struktur cyjanobakteryjnych, które wskazują, że rozwój omawianych budowli odbywał się przez wzrost organizmów i gromadzenie wokół nich drobnych elementów mułu wapiennego, a więc że budowle te mają charakter biogeniczny i mogą być nazywane biohermami. Mumie gąbkowe mogą stanowić do około 25% objętości skały, ale zazwyczaj występują mniej licznie, reprezentując od 5% do 15% objętości skały, z kolei struktury cyjanobakteryjne (mikrobiałne) mogą stanowić około 10% objętości skały, lecz znane są przypadki gdy występują jako główny składnik skały i sięgają wtedy nawet do 80% jej objętości przy całkowitym braku mumii gąbkowych (Matyja, Wierzbowski, 2006a). Wapienie budujące duże budowle biohermalne często są nazywane wapieniami skalistymi z racji tworzenia w terenie skałek – są to wapienie nieuławicone lub niewyraźnie uławicone, przeważnie twarde, zlewne (choć z wyraźnym dużymi makroporami) i pozbawione kongregacji krzemienych. Wewnętrzna sztywna struktura biohermy została osiągnięta na wczesnym etapie diagenety, na co wskazuje obecność osadu wewnętrznego (różnego charakteru ziarna od bioklastów przez grudki agregacyjne i peloidy do onkoidów i ooidów) w wyraźnie zarysowanych kryptach o ostrych granicach (Matyja, Wierzbowski, 2006a).

Odmianowym typem we wspomnianej grupie są wapienie uławicone (lub ławicowe) – wapienie te charakteryzują się wyraźnym uławiczeniem wynikającym z występowania cien-

kich marglistych przeławiceń – grubość ławic wapiennych może być zmienna od kilkunastu do (przeważnie) kilkudziesięciu cm, a nawet powyżej 1 m. W przeciwieństwie do wapieni masywnych (skalistych) – wapienie uławicone zawierają prawie zawsze kongregacje krzemieni. Wapienie uławicone mogą być reprezentowane przez twarde wapienie z reguły z ciemnymi wczesnodiaogenetycznymi „plamkami” – skupieniami węglanu wapnia (tuberoïdami), lub mocno porowate, kruche wapienie nazywane wapieniami kredowatymi. Oprócz niekiedy powszechnie występujących skamieniałości organizmów osiadłych (gąbki, ramienionogi), dość licznie występują w wapieniach uławiconych muszle amonitów.

Wszystkie omawiane utwory pierwszej grupy genetycznej mogą być wyodrębnione jako formacja wapieni gąbkowych częstochowskich (Matyja, Wierzbowski, 2004), o zmiennej miąższości od kilkudziesięciu do ok. 450 m. W jej obrębie mogą być wydzielone drobniejsze jednostki litostratygraficzne o charakterze ogniwi. Najstarsze z nich, występujące w sposób ciągły przy dolnej granicy jury górnej, to ogniwo wapieni i margli jasnogórskich (warstwy jasnogórskie), opisane z nieistniejących obecnie odsłoneń na Jasnej Górze w Częstochowie (Różycki, 1953). Utwory te, wykształcone jako cienkoławicowe wapienie i margle z licznymi mumiami gąbek krzemionkowych, muszlami ramienionogów i amonitów, osiągają przeważnie ok. 3–5 m miąższości. W ich obrębie mogą występować drobne biohermy gąbkowe kilkumetrowej grubości, zdominowane przez gęsto ułożone mumie gąbkowe w marglistym matriksie – tzw. „luźne biohermy” (Trammer, 1982, 1989) – całkowicie odmienne od młodszych budowli biohermalnych.

Inną jednostkę litostratygraficzną reprezentują występujące zazwyczaj ponad wapieniami i marglami jasnogórkimi średnioławicowe, twarde wapienie z nieliczną i rzadką fauną bentoniczną (rzadkie brachiopody) oraz licznymi amonitami i belemnitami. Utwory te, osiągające do ok. 10 m miąższości, są nazywane wapieniami siwymi (Matyja, 1977). Są one z kolei zazwyczaj przykryte przez średnio- lub gruboławicowe wapienie z krzemieniami oraz z charakterystycznymi plamami wczesnodiaogenetycznych skupień węglanu wapnia (tuberoïdy, putroïdy). Wapienie te zawierają liczne skamieniałości organizmów bentonicznych – wapienne mumie gąbek krzemionkowych, muszle ramienionogów, a także organizmów nektonicznych, jak muszle amonitów oraz rostra belemnitów. Wapienie te należą do ogniwa wapieni zawodziańskich (od kamieniołomów na Zawodziu w Częstochowie, gdzie były od dawna odsłonięte) – nazwy utworzonej przez Koroniewicza i Rehbindera już w 1913 r. W swojej niższej części są one twarde, zbite, jednak ku górze stają się kruche i porowate i wtedy są nazywane wapieniami kredowatymi (wapienie kredowate miedznowskie *sensu* Kutek i in., 1977). Całkowita miąższość ogniwa wapieni zawodziańskich jest zmienna i wynosi od kilkudziesięciu do ok. 200 m.

Całkowicie odmienne jednostki litostratygraficzne w obrębie formacji wapieni gąbkowych częstochowskich są przypisane budowlom biohermalnym z wapieni skalistych. Wapienie te początkowo tworzyły niewielkie biohermy w śród-

kowym oksfordzie nazywane w starszej literaturze geologicznej „dolnym wapieniem skalistym”, lecz począwszy od późnego oksfordu były wykształcone jako budowle biohermalne znacznych rozmiarów, kiedyś grupowane zbiorczą nazwą „górnego wapienia skalistego” (por. Różycki, 1953). Całkowita miąższość wapieni skalistych jest na badanym terenie zmienna – w krańcowych przypadkach potężny rozbudowany zespół wapieni skalistych w okolicach Smolenia może sięgać nawet 350 m, a w innych miejscach wapienie skaliste mogą w ogóle nie występować. Odtworzenie zarysów i kształtów poszczególnych bioherm jest na ogół bardzo utrudnione. Obecne rozczłonkowanie poszczególnych skałek w kompleksie wapieni skalistych może, ale nie musi odpowiadać pierwotnemu układowi ciał biohermalnych. Jedną z metod odtworzenia pierwotnego układu skałek jest śledzenie upadów sedimentacyjnych w poszczególnych odosobnionych skałkach (Matyja, Wierzbowski, 2006a). Upady takie obserwuje się bardzo często w brzeżnych partiach bioherm lub w obrębie wapieni ziarnistych stanowiących odpowiednik talusa ciał rafowych. Wartość tych upadów jest zmienna, sięga nawet do 30°. Obserwacje kontaktów wapieni ziarnistych z biohermami wskazują, że niektóre młodsze budowle biohermalne wytwarzały w trakcie wzrostu bardzo strome, fragmentami niemal pionowe ściany.

Drugą grupą genetyczną wśród utworów górnajurajskich badanego obszaru stanowią uławicone wapienie mikrytowe, wapienie margliste i margle z ubogą fauną bentoniczną. Wspomniane osady są wyodrębniane jako osady formacji pileckiej (Matyja, Wierzbowski, 2004), a ich miąższość wynosi od kilkunastu–kilkudziesięciu do ok. 250 m. Osady formacji pileckiej tworzyły się przede wszystkim w późnym oksfordzie i we wczesnym kimerydzie – w czasie, gdy zaznaczał się już silny rozwój budowli biohermalnych. Najważniejszymi jednostkami litostratigraficznymi w obrębie formacji, które mogą być wydzielone w randze ogniów należą: dolne wapienie płytowe, dolny zespół marglisty oraz środkowe wapienie płytowe (Wierzbowski, 1966). Nazwy te nawiązują do następstwa obserwowanego w północnej części Wyżyny Wierzbowskiej, gdzie są także obecne młodsze utwory nawiązujące do występujących wyżej osadów formacji z Prusicka – na badanym terenie częstochowsko-zawierciańskim w dużym stopniu usunięte wskutek erozji przedalbskiej.

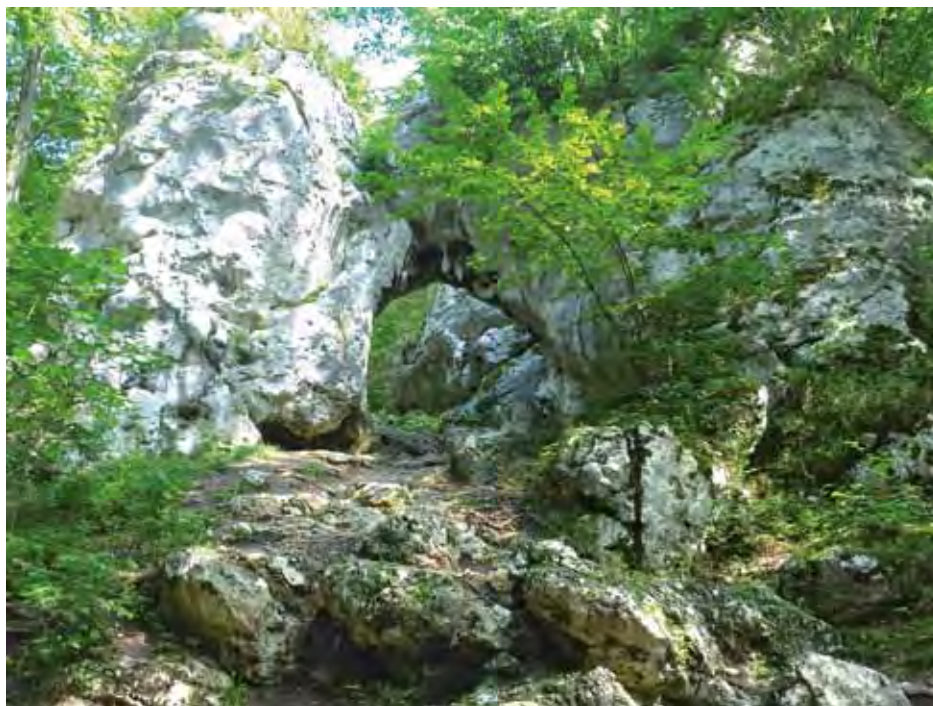
Dolne wapienie płytowe (ogniwo wapieni wolbromskich) są wykształcone jako uławicone wapienie mikrytowe z przeławieniami marglistymi (zwłaszcza

w części najwyższej – ok. 20–30 m miąższości rozwiniętej szczególnie wyraźnie w północnej części badanego terenu). Wapienie te mogą być wykształcone jako mikroporowate „wapienie pylaste” lub reprezentować odmiany bardziej zlewne. Wapienie te zazwyczaj zawierają bardzo nieliczną faunę bentoniczną, jedynie w części południowej, w basenie międzybiohermalnym Pilicy w ich części najwyższej pojawiają się porowate wapienie kredowate z bardziej liczną fauną bentoniczną. Miąższość tych utworów wynosi od kilku do ponad 150 m; przy pełnym rozwoju tych utworów, ich dolna granica jest granicą z wapieniami uławiconymi, zawodzianiskimi z formacji częstochowskich wapieni gąbkowych i jest stawiana w miejscu, gdzie zaznacza się drastyczne zmniejszenie ilości fauny bentonicznej. Przy niepełnym wykształceniu utworów ogniwa dolnych wapieni płytowych (wolbromskich), tzn. gdy kontaktują one z wapieniami skalistymi, granica ta jest bardzo jednoznaczna. Utwory omawianego ogniwa są znane ze wszystkich basenów międzybiohermalnych.

Dolny zespół marglisty (ogniwo margli z Latosówki) jest reprezentowane przez szaroniebieskawe margle i wapienie margliste (żółtawej barwy, gdy zwietrzałe) z ubogą fauną bentoniczną. Miąższość utworów tego ogniwa jest zmienna i wynosi od kilku do 20–30 m, chociaż lokalnie może osiągać nawet ponad 100 m. Utwory tego ogniwa mogą być całkowicie nieobecne w obrębie zespołów biohermalnych (z.b.).

Środkowe wapienie płytowe są wykształcone jako szaroniebieskawe (żółtawe, gdy zwietrzałe) uławicone wapienie mikrytowe z przeławieniami margli z ubogą fauną. Ich miąższość wynosi 20–30 m.

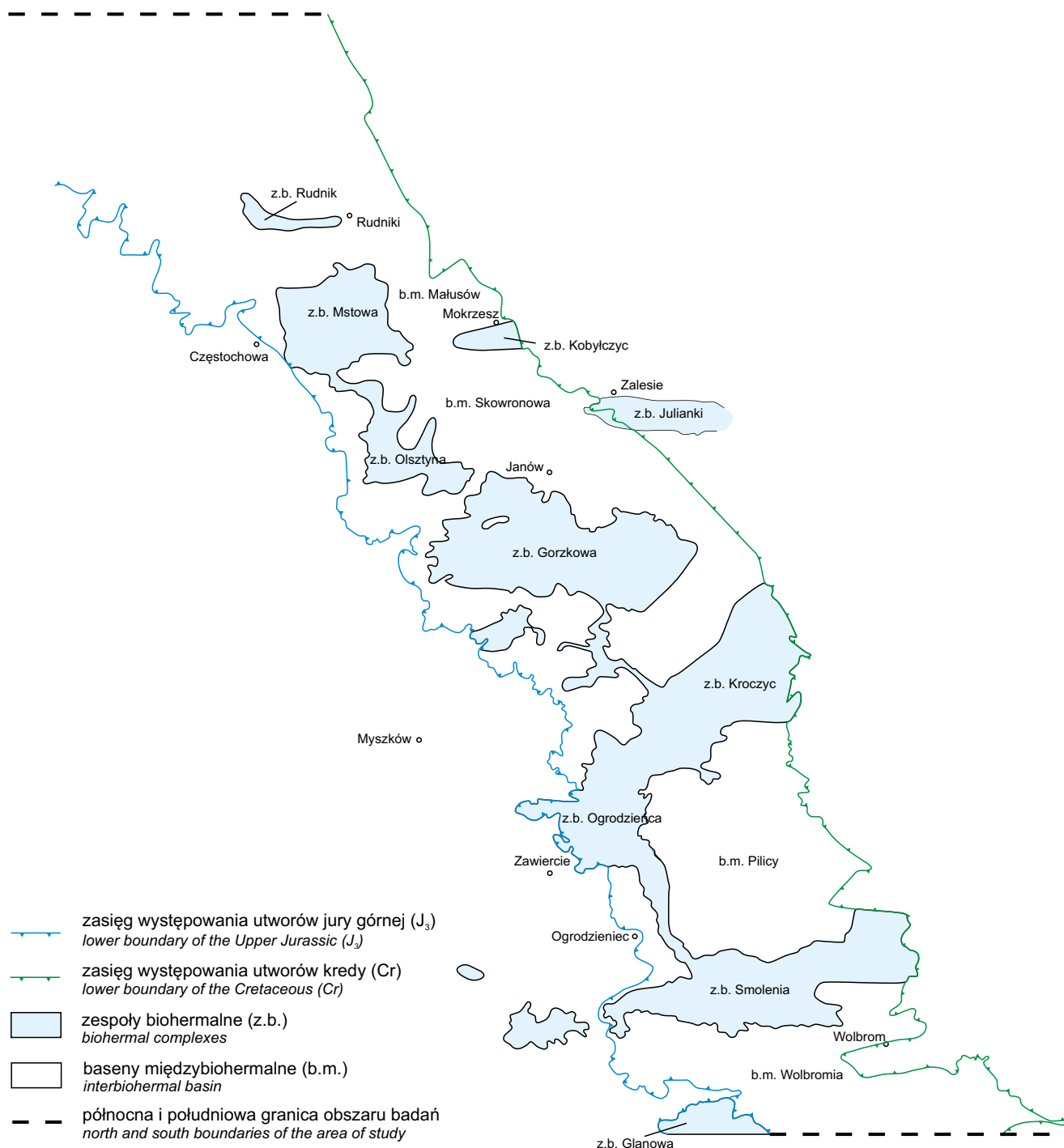
W obrębie wspomnianych trzech głównych ogniów znanych we wszystkich basenach międzybiohermalnych (b.m.)



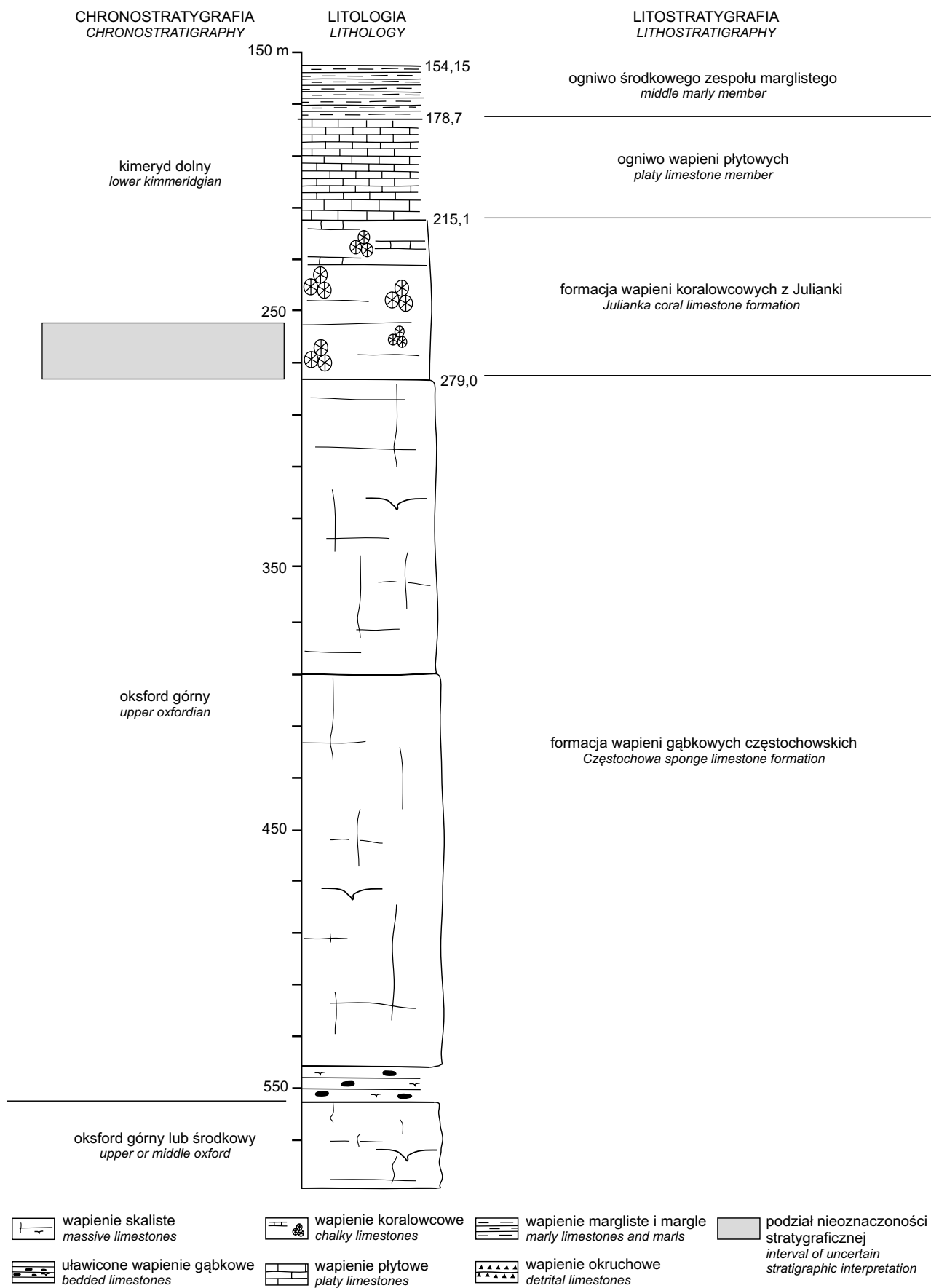
Fot. 6. Złoty Potok – Brama Twardowskiego
(wapien skalisty zespołu biohermalnego Gorzkowa) (fot. W. Komorowski)

na badanym terenie, w obrębie formacji pileckiej występują także osady ruchów masowych, takich jak wapienie detrytyczne, czasem o charakterze turbidytowym, lecz także bezstrukturalne osady spływów, czasem o charakterze debrytów, lecz również duże bloki –olistolity pochodzące z obszarów biohermalnych. W obrębie omawianej formacji tworzą one ciała skalne o ograniczonym rozprzestrzenieniu. W obrębie basenu wolbromskiego, zwłaszcza w jego północnej części, gdzie utwory tego typu są szczególnie częste, są to wapienie detrytyczne z Chechła oraz wapienie detrytyczne z

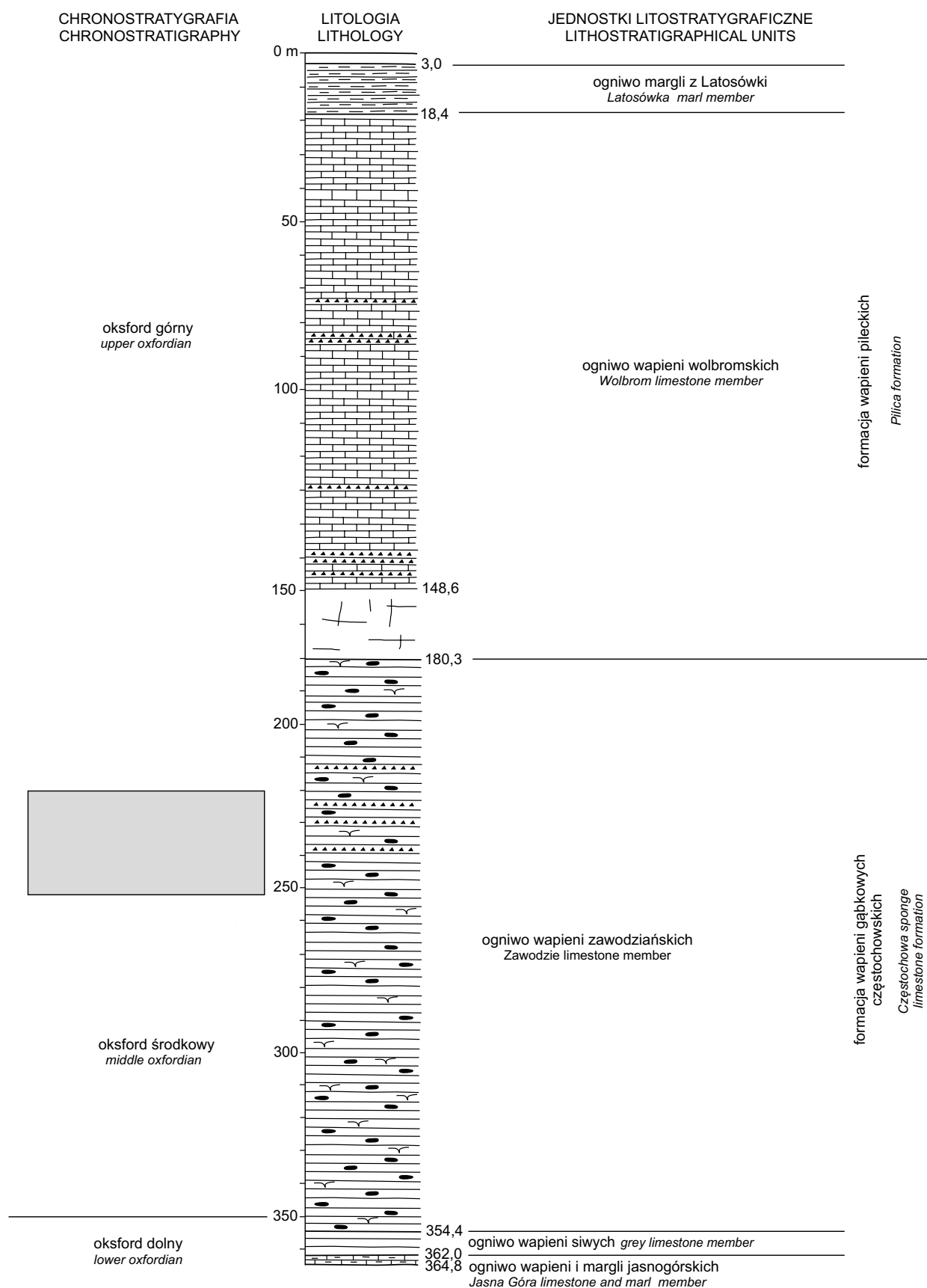
Kolbarku o zmiennej miąższości od ok. 1 do ok. 40 m, złożone z różnej wielkości składników detrytycznych (Kaziuk i in., 1976; Bednarek i in., 1978) oraz gruboławicowe wapienie detrytyczne zarzeczańskie – drobnoziarniste wapienie złożone z różnych składników – bioklastów, intraklastów, peloidów (Kostecka, 1969). W ich obrębie jednak występują duże ciała skalne reprezentujące potężne struktury osuwiskowe, n.p. brekcje z Bydlina (Vierek, 1997; Barski, Mieszkowski, 2014). Wspomniane jednostki skalne stowarzyszone są zwłaszcza przestrzennie z utworami ogniwa dolnych wa-



Ryc. 6. Rozprzestrzenienie zespołów biohermalnych i basenów międzybiohermalnych na badanym obszarze Jury Polskiej



Ryc. 7. Profil wiercenia P-9 (Głazek i in., 1984) z obszaru zespołu biohermalnego Julianki



Ryc. 8. Profil wiercenia M-7 (Wierzbowski i in., 1979) z obszaru basenu międzybiohermalnego Malusów

Objaśnienia jak na rycinie 7

pieni płytowych (wolbromskich), występując albo w ich spągu lub stanowiąc ich lateralny ekwiwalent.

Z punktu widzenia paleogeograficznego wapienie skaliste częstochowskiej formacji wapieni gąbkowych wykazują wyraźne przyporządkowanie do określonych stref wychodni, podczas gdy wapienie uławiczone, zwłaszcza te z formacji pileckiej, dominują w innych strefach. W historii geologicznej dochodziło zatem do wykształcenia odmiennych facjalnie obszarów – tych, w których doszło do silnego rozwoju kompleksów biohermalnych oraz tych, w których dominują utwory uławiczone. Trzeba tu jednak wspomnieć, że starsze kompleksy bioherm („dolne wapienie skaliste”) wykazują w swoim występowaniu przestrzennym dużo większą dyspersję niż młodsze kompleksy biohermalne („górne wapienie skaliste”). Część starszych kompleksów biohermalnych, np. kompleks biohermalny Rębielic Królewskich czy kompleks Złochowic na północ od Częstochowy, nie znajduje swojej kontynuacji w rozwoju młodszych kompleksów biohermalnych, podczas gdy inne, np. kompleksy biohermalne Prędziszowa, Wysokiej, Niegowonic i in., stanowią obszary, na których obserwuje się długotrwały wzrost młodszych kompleksów biohermalnych. Na kompleks biohermalny składają się dominujące w nim wapienie skaliste, lecz występują także stowarzyszone z nimi przestrzennie wapienie uławiczone.

Różnowiekowe kompleksy biohermalne bardzo często były przywiązane do określonych stref dna zbiornika, tworząc tam utrzymujące się przez długi czas geologiczny szybko rozrastające się budowle zwane zespołami biohermalnymi (z.b.). Wspomniane zespoły biohermalne mają w strefie wychodni rozciągłość do kilkunastu kilometrów i szerokość kilku kilometrów (ryc. 6).

Większość zespołów biohermalnych, np. z.b. Głanowa, Smolenia, z.b. Gorzkowa, z.b. Julianki, z.b. Kobylczyc czy z.b. Rudnik, wykazuje wyraźną rozciągłość równoleżnikową, lecz spotyka się także zespoły o rozciągłości południkowej lub zbliżonej do południkowej, np. z.b. Ogrodzieńca, z.b. Niegowej czy z.b. Olsztyna wraz z z.b. Mstowa (gdzie także można wyodrębnić elementy o równoleżnikowej rozciągłości), a także takie, w których trudno dopatrzeć się jednego kierunku rozciągłości, np. z.b. Kroczyca. Określone kierunki w przebiegu zespołów biohermalnych mogą wskazywać na istnienie elewacji dna o określonych kierunkach, które mogły mieć założenia tektoniczne i warunkować rozwój utworów biohermalnych (Matyja, Wierzbowski, 1996, 2004). Dominacja równoleżnikowych kierunków w rozwoju stref facjalnych w jurze środkowej i we wczesnym oksfordzie była wcześniej stwierdzona przez Różyckiego (1953).

Obszary, na których nie dochodziło do rozwoju zespołów biohermalnych wydzielane są jako baseny międzybiohermalne (b.m.). Na badanym terenie częstochowsko-zawierciańskim są to (od północy): rozległy b.m. Wąsosza, b.m. Rędzin, niewielki b.m. Małosów, duży b.m. Skowronowa, niewielkie b.m. Biskupic, Bliżyc, Zdowa i Bzowa oraz duży b.m. Pilicy i podobnej wielkości b.m. Wolbromia. W najbardziej typowej postaci osady basenowe są reprezentowane przez utwory formacji pileckiej, a więc wapienie mikrytowe,

margliste i margle oraz występujące wśród nich osady ruchów masowych. Obszarami alimentacyjnymi dla osadów ruchów masowych były zespoły biohermalne – na co wskazuje charakterystyka litologiczna i faunistyczna materiału redeponowanego. Niekiedy redepozycji podlegały jednak także starsze osady formacji pileckiej osadzone wcześniej przy stoku biohermy. Doskonałe przykłady zróżnicowania osadów ruchów masowych dostarczają obserwacje w kamieniołomach cementowni Cemexu Latosówka–Rudniki II i Rudniki–Jaskrów k. Częstochowy, gdzie wśród wapieni mikrytowych formacji pileckiej w basenie międzybiohermalnym Rędzin obserwuje się różnej wielkości bloki przemieszane z sąsiadującej biohermy oraz warstwy bezstrukturalnych brekcji, a także warstwy turbidytów (Matyja, Wierzbowski, 2006b). Innym przykładem niedawno szczegółowo analizowanym, także w obrazie geofizycznym, jest struktura potężnego spływu grawitacyjnego w okolicy Bydłina w basenie międzybiohermalnym Wolbromia (Barski, Mieszkowski, 2014).

Trzecią grupę genetyczną wśród utworów górnourajskich badanego obszaru stanowią wapienie organogeniczne zawierające, obok gąbek krzemionkowych, także koralie kolonijne. Wapienie te, często o typie mocno porowatych uławiczonych wapieni z krzemieniami, zwanych wapieniami kredowanymi, takich jak wapienie kredowate z Kuchar (por. Kutek i in., 1977), pojawiają się ponad utworami formacji pileckiej na obszarze basenów międzybiohermalnych. Wapienie te reprezentują najmłodsze zachowane utwory górnourajskie na badanym terenie i są korelowane z formacją z Prusicka (Matyja, Wierzbowski, 2004). Na obszarach silnego rozwoju bioherm utworom tego typu odpowiadają rozwinięte lokalnie wapienie koralowcowe, takie jak wapienie koralowcowe z Julianki (Matyja, Wierzbowski, 2006c). Wspomniane utwory wyrażają końcowy etap sedymentacji związanej z istnieniem pierwotnie znacznych deniwelacji dna morskiego, wywołanych zróżnicowaniem rozwoju zespołów biohermalnych w stosunku do dzielących je basenów, gdy wskutek znacznego przyrostu osadów formacji pileckiej w basenach zaczęła zaznaczać się tendencja do stopniowego wyrównywania reliefu dna morskiego na badanym terenie (Matyja, Wierzbowski, 1996).

Struktura geologiczna wydzielonych zespołów biohermalnych i basenów międzybiohermalnych

W przekroju geologicznym wzdłuż badanego obszaru częstochowsko-zawierciańskiego (zał. 6.) wyraźnie rysują się struktury zespołów biohermalnych i sąsiadujących basenów międzybiohermalnych.

Wąski grzbiet zespołu biohermalnego Głanowa o równoleżnikowej rozciągłości charakteryzuje się dominacją wapieni skalistych, których stwierdzona miąższość w wierceniu w Głanowie wynosi 280 m, ale pełna ich miąższość może sięgać nawet ok. 350 m. Z kolei w przyległym od północy, również o równoleżnikowej rozciągłości, basenie międzybiohermalnym Wolbromia ponad wapieniami uławicowymi częstochowskiej formacji wapieni gąbkowych, występują miąższe utwory formacji pileckiej. Szczególnie dużą

miąższość osiągają tu dolne wapienie płytowe (wolbromskie), których dolną część stanowią porowate wapienie mikrytowe zwane wapieniami pylastymi, wśród których od północy (od strony zespołu biohermalnego Smolenia) powszechnie występują utwory ruchów masowych. Może to wskazywać na synsedymenacyjną aktywność tektoniczną wzdłuż wspomnianej granicy między basenem międzybiohermalnym Wolbromia i zespołem biohermalnym Smolenia. Ponad dolnymi wapieniami pływowymi, w centralnej części basenu międzybiohermalnego Wolbromia, występują osady margliste dolnego zespołu marglistego (ogniwo z Latosówki) o miąższości ok. 20 m oraz zachowane fragmentarycznie najmłodsze wapienie mikrytowe – środkowe wapienie płytowe. Mocno wyniesiony zespół biohermalny Smolenia od południa, także o równoleżnikowej rozciągłości, reprezentują przede wszystkim wapienie skaliste o miąższości sięgającej nawet 350 m.

W występującym na północ basenie międzybiohermalnym Pilicy dolne wapienie płytowe (wolbromskie) w południowej części basenu przedzielone są wapieniami kredowymi z fauną, które ku północy ulegają wyklinowaniu. Również w stropie wapieni wolbromskich pojawiają się wapienie kredowe, których obecność jest przywiązana tylko do tego basenu. Bezpośrednio wyżej leżą tu utwory margliste dolnego zespołu marglistego (ogniwo z Latosówki) oraz nadległe wapienie mikrytowe i kredowe. Od zachodu basen międzybiohermalny Pilicy jest ograniczony wąską strefą występowania wapieni skalistych należących do zespołu biohermalnego Ogrodzieńca o południkowej rozciągłości. Do zespołu tego przylegają od zachodu szczątkowo zachowane osady basenu międzybiohermalnego Bzowa wykształcone jako uławiczone wapienie częstochowskiej formacji wapieni gąbkowych (z ogniwami wapieni jasnogórskich, wapieni siwych i wapieni zawodziańskich).

Występujący dalej ku północy zespół biohermalny Kroczyń jako jedyny wykazuje rozciągłość SE–NW. Rozdziela on część południową badanego obszaru o silnym rozwoju wapieni mikrytowych (wolbromskich), których sedimentacja rozpoczęła się tam wcześniej niż w obszarze północnym. W basenach międzybiohermalnych Bliżyc, Skowronowa i Małusów, położonych na północ od zespołu biohermalnego Kroczyń, niższa część formacji pileckiej jest wykształcona jako mikrytowe dolne wapienie płytowe (wolbromskie) o wyraźnie mniejszej miąższości i nieco innej litologii (brak tu wapieni pylastych typowych dla basenu Wolbromia). W analizie strukturalnej basenów międzybiohermalnych Bliżyc i Skowronowa można zauważyć ich wyraźną asymetrię wyrażoną skośnym nachyleniem utworów basenowych – zwłaszcza dolnego zespołu marglistego (z Latosówki) – w kierunku południowym, co sugeruje, że rozwój tych basenów mógł przebiegać w nawiązaniu do rozwoju uskoku synsedymenacyjnych w jurze, prowadzących do powstania przechylonych rotacyjnie bloków.

Inną cechą obszaru położonego na północ od zespołu biohermalnego Smolenia jest obecność wapieni koralowcowych zawierających kolonie koralowców w pozycjach przyżyciowych oraz związanych z nimi porowatych wapieni or-

ganodetrytycznych, które są zachowane w szczytowych partiach zespołów biohermalnych od z.b. Kroczyń, przez z.b. Gorzkowa, aż po z.b. Julianki (Matyja, Wierzbowski, 2006c). Wapienie z materiałem redeponowanym z obszaru biohermalnego znane są także w przyległych częściach basenów międzybiohermalnych – Zdowa, Bliżyc i Skowronowa.

W położonych w zachodniej części badanego terenu basenie międzybiohermalnym Biskupic oraz fragmentarycznie zachowanym jego możliwym przedłużeniu w kierunku północnym na Zawodziu w Częstochowie, znane są uławiczone wapienie odpowiadające przede wszystkim ogniwu wapieni zawodziańskich z częstochowskiej formacji wapieni gąbkowych. Wspomniane baseny ograniczone są od wschodu strefą występowania wapieni skalistych należących do z.b. Olstyna i części z.b. Mstowa.

Odmienne sytuacja przedstawia się w północnej części badanego obszaru od okolic doliny Warty pod Częstochową, stanowiącej umowną granicę między Wyżyną Częstochowską a Wyżyną Wieluńską. Rejon doliny Warty jest strefą graniczną wyznaczoną przez występowanie ostatnich od południa zespołów biohermalnych Kobylczyc i Mstowa oraz nieco odsuniętego ku północy zespołu biohermalnego Rudnik. Strefa ta odpowiada uskoku synsedymenacyjnemu lub, co bardziej prawdopodobne, kilku położonych w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku. W położonym na północ rozległym basenie międzybiohermalnym Wąsosz obserwuje



Fot. 7. Kopalnia Latosówka – kontakt zespołu biohermalnego (po prawej) z wapieniami formacji pileckiej basenu międzybiohermalnego (fot. B.A. Matyja)

się wyraźny wzrost miąższości dolnych wapieni płytowych (wolbromskich), których niższe części są wykształcone podobne jak na południu w basenie Pilicy – jako drobnoporowate „wapienie pylaste”. Jednocześnie spąg dolnego zespołu marglistego (ogniwo z Latosówki) w basenie Wąsoszka znajduje się ok. 380–400 m ponad spągiem jury środkowej, podczas gdy w basenach znajdujących się bezpośrednio na południe, takich jak b.m. Małusów oraz b.m. Rędzin, położonych między zespołami biohermalnymi Kobyłczyc, Mstowa i Rudnik, spąg tego ogniwa jest położony zdecydowanie niżej, bo 280–300 m nad spągiem jury środkowej. Wynika stąd, że przy wspomnianym uskoku (lub ich serii) północne skrzydło jest skrzydłem zrzuconym.

Rozległy basen Wąsoszka, sięgający ku północy do doliny Warty pod Działoszynem, jest wypełniony w niższej części przez utwory odpowiadające formacji gąbkowych wapieni częstochowskich. Obejmują one tu zarówno wapienie ulawiczone, przede wszystkim ogniwa wapieni zawodziańskich, jak i lokalnie drobniejsze kompleksy biohermalne, takie jak odsłaniające się na powierzchni w okolicach Rębielic Królewskich, Złochowic, a także w okolicach Łobodna. Wspomniane drobne zespoły biohermalne nie rozwinęły się tu w rozleglejszy młodszy zespół biohermalny, jak to ma miejsce powszechnie na południu na Wyżynie Częstochowskiej, lecz zostały „zatopione” wśród miąższych młodszych wapieni mikrytowych – dolnych wapieni płytowych (wolbromskich). Młodsze utwory formacji pileckiej tworzy tu dolny

zespół marglisty oraz przykrywające środkowe wapienie płytowe. Najmłodsze stwierdzone tu utwory należą do formacji z Prusicka i są reprezentowane przez ulawiczone, porowate wapienie kredowate z gąbkami i koralowcami.

2.1.3. KREDA

Andrzej Pacholewski

Utwory kredy występują jedynie wąskim pasem wzdłuż wschodniej granicy rozpatrywanego obszaru. Wschodnia granica poziomu wodonośnego jury górnej, tworzącego zarówno GZWP nr 326 Częstochowa E, jak i GUPW według MhP 1 : 50 000 (zał. 1, 3), sięgają nieznacznie pod utwory kredowe, które zgodnie z upadem warstw nabierają parametrów użytkowych i zbiornikowych w pewnym oddaleniu od swoich wychodni.

Utwory kredy, w zasięgu opisywanego rejonu, stanowią fragmenty niecki miechowskiej (nidziańskiej). Kreda dolna (alb) to transgresyjne utwory na obszarze Jury Polskiej (Marcinowski, 1974), które są wykształcone w postaci piasków i słabo związanych piaskowców zawierających glaukonit i fosforyty, miąższości 20–30 m. Leżą one na erozyjnie przeobrażonej i rozciętej powierzchni wapieni górnourajskich. Kreda górna to piaski i piaskowce cenomanu oraz wapienie, margle opoki i gezy z wkładkami piaskowców santonu, turonu i mastrychtu. Miąższość utworów kredy w osiach



Fot. 8. Kopalnia Latosówka – formacja pilecka – słabo wyrażone zjawiska krasowe (fot. B.A. Matyja)

niecek dochodzi do 700–800 m, największą stwierdzono w otworze Włoszczowa IG 1, gdzie wynosi 840 m. Na obszarze badań miąższość utworów kredy wynosi do kilkunastu metrów. Profil utworów kredy jest dobrze widoczny w rdzeniowanym otworze PIG Podlesie P-9, leżącym w zasięgu GZWP nr 408. (Pacholewski, 1987).

2.1.4. KENOZOIK

Sylwester Wilanowski, Andrzej Pacholewski

Paleogen

Na badanym obszarze nie stwierdzono osadów tego okresu, gdyż był on poddany wypiętrzaniu, dominowała denudacja i rozwijały się zjawiska krasowe. Prawdopodobnie pod koniec tego okresu w wyniku erozji krasowej powstał najwyższy poziom jaskiń na Jurze (np. Okiennik Wielki i Brama Twardowskiego) oraz szczątkowo zachowana powierzchnia zrównań. Ładowe osady paleogenu występują na północ od rozpatrywanego obszaru – w Rowie Kleszczowa.

Neogen

W tym okresie omawiany obszar nadal pozostawał łądem. W miocenie morze znajdowało się bardzo blisko od jego północnych granic, a jego osady zachowały się po północnej stronie doliny Warty koło Brzeżnicy Nowej. W pliocenie po ustąpieniu morza na obszarze Jury nastąpiła intensyfikacja procesów krasowych, czemu sprzyjały wcześniejsze spękania tektoniczne. Z tego okresu zachowały się gliny zwietrzelinowe i rumosze, często z brekcją kostną, wypełniające zagłębienia i jaskinie oraz gliny, ropy i piaski, wypełniające leje krasowe. Miąższość osadów w lejach, zwanych lokalnie „piaskami formierskimi”, w Biskupicach przekracza 80 m. Najwięcej piasków formierskich występuje na zachód i południe od Janowa oraz w rejonie Kroczyca.

Badania Pacholewskiego (1982) w rejonie zlewni Wiercicy wykazały, że zasięg głębokościowy trzeciorzędowych (neogeńskich) wypełnień przekracza 100 m. W otworze 4b w Sygacie stwierdzono takie wypełnienia na głębokości 93 m, w otworze Bystrzanowice O II, przy leju nieprzewierconym – 77,2 m, geofizyka pozwala przyjąć głębokość ok. 100 m, a w otworze Julianka P-3 – 107 m. Należy nadmienić, że są to najgłębsze z poznanych na Wyżynie Częstochowskiej leje krasowe wypełnione utworami neogeńskimi, tzw. piaskami formierskimi.

Czwartorzęd

Osady czwartorzędowe pokrywają około 65% powierzchni omawianego obszaru, przy czym na obszarze występowania jury górnej na południe od Częstochowy, pokrywają ją tylko w 40%. Ich miąższość jest bardzo zróżnicowana – na wysoczyznach, poza rejonami występowania wychodni podłoża, wynosi przeważnie 5–20 m, a w obniżeniach – 20–35 m. Większa jest w północnej i środkowo-zachodniej części obszaru oraz w dolinach większych rzek, a największa w dolinach kopalnych i rynnach erozyjnych, gdzie przekracza 50 m, a maksymalnie 70 m.

W podłożu czwartorzędu na omawianym obszarze występują utwory jury dolnej, środkowej i górnej oraz lokalnie neogenu. Osady mezozoiczne, o rozciągłości SE–NW, ukazują się na powierzchni podczwartorzędowej, poczynając od najstarszych osadów jury dolnej, występujących na południowym-zachodzie, przez wszystkie kolejne młodsze piętra jury, do osadów kredowych, występujących w północno-wschodniej części obszaru. Dodatkowo, na wapieniach górnourajskich, w zagłębieniach krasowych fragmentarycznie występują utwory paleogenu i neogenu, a koło Zawiercia spod utworów jurajskich ukazują się utwory dewonu węglanowego.

Podłożu omawianego obszaru cechuje preglaacja rzeźba krasowo-fluwialna z zachowanymi elementami starszej rzeźby krawędziowej. Odzwierciedleniem tego są trzy, oddzielone od siebie subsekwentnymi obniżeniami dolinnymi, progi strukturalne: środkowourajski, górnourajski i kredowy, których wysokość względna wynosi 50–80 m.

Próg środkowourajski budują piaskowce warstw kościeliskich, a subsekwentna dolina na jego przedpolu jest wcięta w osadach jury dolnej. Próg na ogół wyraźnie zaznacza się w morfologii powierzchni podczwartorzędowej, tylko lokalnie jest zaburzony występującymi na jego przedpolu ostańcami i rozcięciami, na których powstały przełomy Liswarty i jej dopływów.

Zaburzony przebieg ma również próg górnourajski, którego czoło jest zbudowane z wapieni oksfordu, leżących na cienkiej warstwie wapieni keloweju, a podkreślające go subsekwentne obniżenie jest wypreparowane w łańcuchach rudonowych. Jego silne rozczłonkowanie (liczne ostańce i przełomy rzeczne) jest uwarunkowane tektonicznie.

Czoło progu kredowego budują margle, a jego podnóże – piaski i piaskowce albu i cenomanu. Próg jest również podkreślony dolinami rzecznyymi Warty z Wiercią, Białką Lelowskiej i Zdowskiej oraz Pilicy, które go także rozcinają. Obecnie wyraźnie zaznacza się on w terenie tylko w rejonie Lelowa i Oludzy.

Utwory czwartorzędowe na omawianym obszarze są reprezentowane głównie przez piaszczysto żwirowe osady rzeczne i wodnolodowcowe, a w mniejszym stopniu przez gliny zwałowe czy ropy i mułki zastoiskowe lub lokalnie występujące lessy i piaski eoliczne. Ponadto w niewielkich ilościach występują osady zwietrzelinowe i organiczne.

Reprezentują one preglaację, zlodowacenia południowopolskie, interglację wielką, zlodowacenia środkowopolskie i północnopolskie oraz holocen. Poza dolinami, gdzie dominują osady rzeczne są to przeważnie osady wodnolodowcowe i lodowcowe, które pozostawił łańdół zlodowacenia odry.

Plejstocen

Preglacja

Denudacja i erozja rzeczna trwała tutaj od schyłku pliocenu do końca interglacjału małopolskiego, gdyż łańdół nigdy zatrzymał się w okolicy Radomska, kilkanaście kilometrów na północny wschód od granic omawianego obszaru. Początkowo powstały subsekwentne obniżenia na przedpolach progów strukturalnych: środkowourajskiego na zacho-

dzie, górnourajskiego w centrum i kredowego na wschodzie omawianego obszaru. Następnie nastąpiła silna erozja rzeczna z kilkoma cyklami akumulacji w końcowej fazie tego okresu. Większość odcinków dolin z tamtego okresu zostało częściowo odreparowanych i w ogólnych zarysach naśladują je współczesne doliny – na zachodzie jest to dolina Liswarty od Lisowa do Starokrzepic, w centrum Warta od Mrzygłodu do Mstowa k. Częstochowy, a na wschodzie, gdzie odreparowanie jest najslabsze, tylko źródłiskowe odcinki Wiercicy i Białki Lelowskiej. Ponadto istniała dolina „Prawarty” biegnąca od Mstowa ku północy, która następnie skręcała łagodnym łukiem ku północnemu wschodowi poza omawiany obszar. Dolina ta jest dobrze widoczna na przekroju hydrogeologicznym (zamieszczony w rozdz. 3.2.1.). Kolejna duża dolina, określana przez Mossoczego (1955) mianem „pra-Warty”, biegła w górę doliny Stradomki, która w okolicy Blachowni skręcała ku północnemu zachodowi w kierunku współczesnej doliny Pankówki.

W południowej części omawianego obszaru istniała dolina biegnąca od Mrzygłodu w górę współczesnej doliny Warty i dalej na południe, poprzecznie do współczesnych dolin Przemszy i Mitręgi, a równolegle do Centurii aż do Białej Przemszy. Ponadto rozwijały się niewielkie doliny biegnące na zachód do doliny Małej Panwi oraz dolinki płynące na wschód do Pilicy, które wykorzystywały istniejące tam obniżenia tektoniczne.

Zachowane z tego okresu piaszczysto-żwirowe osady rzeczne występują głównie w dnie doliny kopalnej „pra-Warty”, w obniżeniu współczesnej doliny Stradomki, gdzie w okolicy Blachowni i Malic występują żwiry (kwarcowe, krzemienne, piaszkowcowe) o miąższości od 2,5 do 3,7 m. Występują również w obniżeniu doliny Pankówki, we Węglowicach i Kałmukach, gdzie miąższość piasków i żwirów pozbawionych materiału północnego przekracza 5 m. Osady te stwierdzona także w dolinie Warty na południe od Częstochowy, gdzie miąższość ich wynosi 6,6 m (Bardziński i in., 1986).

Na obszarach wysoczyznowych działały wówczas procesy wietrzeniowe (głównie krasowe) i stokowe, które doprowadziły do powstania pokryw glin zwietrzelinowych i deluwialnych oraz rumoszy, które miejscami wypełniają także zagłębienia krasowe.

Piaski, mułki i ily oraz gliny z brekcją kostną występują w Rębielicach Królewskich (Mossoczy, 1959) i w Kamyku na północ od Częstochowy oraz w okolicy Olsztyna i Podlesic. Zostały one ponadto odsłonięte w licznych kamieniołomach i jaskiniach w okolicach Działoszyna, tuż na północ od omawianego obszaru.

Zlodowacenia południowopolskie

Osadów zlodowacenia nidy i interglacjału małopolskiego nie stwierdzono na omawianym obszarze. Najbliższe ich wystąpienia to dolina związana z rowem tektonicznym Szczerców–Rusiec i kopalna dolina „Prapilicy” k. Radomska (Mądry, 2003).

W okresie zlodowacenia sanu I lądolód wkroczył na omawiany obszar od północnego zachodu i zatrzymał się na progu górnourajskim i na wzgórzach w okolicy Olsztyna.

Od wschodu Wyżyny Częstochowskiej wkroczył doliną Wiercicy, zajmując niższe wzgórza koło Janowa i dalej na południe przez Lelów do Wolbromia. Obszar Wyżyny Częstochowskiej wolny od lądolodu został zasypany miąższami osadami wodnolodowcowymi. Osady tego zlodowacenia zachowały się tylko gdzieniegdzie. Należy przypuszczać, że zasięg lądolodu sanu II (wilgi) był nieco mniejszy, gdyż jednoznaczne jego osady stwierdzono tuż na północ od omawianego obszaru. Jest jednak prawdopodobne, że lądolód zlodowacenia sanu II częściowo wkroczył na omawiany obszar, o czym świadczy różnorodność występujących tu glin zwałowych w poszczególnych profilach otworów.

Osady zastoiskowe tego zlodowacenia występują w obniżeniach podłoża i w dnach dolin kopalnych związanych z doliną „pra-Warty”. W okolicy Blachowni występują ily i mułki, lokalnie z przewarstwieniem piasków pylastych o miąższości 2 m, sięgające maksymalnie 20 m w dolinie Pankówki. Strop tych osadów znajduje się na wysokości 195 m n.p.m. w dolinie Liswarty i wznosi się w kierunku południowo-wschodnim.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne) wypełniają obniżenia podłoża, związane najczęściej z przebiegiem dolin preglacialnych. Są to głównie piaski różnoziarniste z domieszką żwirów drobnych, lokalnie (obniżenia w środkowej części doliny Liswarty) przeważają piaski drobnoziarniste, o miąższości 4–10 m. Poza obniżeniami występują w niewielkich płatach o miąższości 2–5 m.

Gliny zwałowe tego wieku nie występują na powierzchni terenu, lecz pod przykryciem równowiekowych osadów wodnolodowcowych lub młodszych osadów, głównie z okresu zlodowaceń środkowopolskich. Zazwyczaj występują tylko w obniżeniach podłoża, tworząc jeden nieciągły poziom leżący przeważnie bezpośrednio na podłożu. Stwierdzono je w niektórych profilach otworów wiertniczych głównie w północno-zachodniej i środkowo-zachodniej części obszaru arkusza. Miąższość glin wynosi przeważnie kilka metrów, a wyjątkowo osiąga 10 m.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe (górne) występują na lub wśród glin zwałowych tych zlodowaceń, a lokalnie bezpośrednio na podłożu. Są to przeważnie piaski różnoziarniste z domieszką żwirów, lokalnie piaski drobno- i średnioziarniste z niewielką domieszką drobnych żwirów w partiach spagowych. Ich miąższość wynosi przeważnie kilka metrów, a w miejscach gdzie oba poziomy są połączone, wyjątkowo przekracza 10 m.

Interglacjał wielki

W okresie interglacjału wielkiego doliny kopalne Warty i Liswarty, na północnych rubieżach omawianego obszaru wciąły się do poziomu poniżej 160 m n.p.m. Rozwinęły się wówczas dopływy tych rzek w okolicy Kłobucka i na północ od Częstochowy. Po okresie erozji, pod koniec tego interglacjału, doliny te zostały wypełnione osadami rzecznyymi.

Piaski i żwiry tych rzek wypełniają liczne doliny kopalne. Największe z nich mają przebieg zbliżony do starszych dolin: „pra-Warty”, od ujścia Bożego Stoku po Mstów i „pra-Liswarty” wraz z ich licznymi lokalnymi odnogami,

z których najważniejsze nawiązują do doliny Liswarty i jej dopływu Pankówki,

Ponadto osady rzeczne wypełniają dna dolnych odcinków Konopki i Kamieniczki w środkowej oraz Kocinki i Białej Okszy w północnej części omawianego obszaru. Prawdopodobnie wypełniają one martwą dolinę kopalną w okolicy Rudnik, a także dolinę Wiercicy na jego północno-wschodnim pograniczu.

Doliny są wypełnione piaskami różnoziarnistymi z domieszką żwirów drobnych i średnich z przewarstwieniami piasków średnioziarnistych w stropie. Lokalnie są to piaski szare, drobno- i średnioziarniste z domieszką żwirów drobnych o miąższości kilku metrów, czasami ze znacznym udziałem frakcji żwirowej, zwłaszcza w części spągowej, gdzie frakcja ta może przeważać (Haisig, Wilanowski, 2007). Miąższość tych osadów w wielu miejscach osiąga kilkanaście metrów, a lokalnie przekracza 20 m.

Torfy i gytie stwierdzono w kilku miejscach w środkowo-zachodniej części omawianego obszaru. Na powierzchni, a częściowo pod gliną i osadami fluwioglacjalnymi złodowacenia odry, występują w Malicach k. Blachowni. Są to gytie piaszczyste z przewarstwieniami torfów o miąższości 3 m. Pod osadami fluwioglacjalnymi torfy występują także w Herbach. Ich miąższość wynosi 2 m. O wieku tych osadów świadczą profile pyłkowe wykonane przez Bitnera i Tolpę (Mossoczy, 1952).

W Konieczkach k. Panek pod pokrywą namulów i osadów rzeczno-peryglacjalnych występują torfy i gytie oraz mułki z dużą domieszką substancji organicznej o miąższości 6 m. O wieku tych osadów świadczą wykonane profile pyłkowe (Nita, 1996, 1998).

Złodowacenia środkowopolskie

Łądolód złodowacenia odry przykrył północną i południowo-zachodnią część omawianego obszaru. Zatrzymał się przed progiem górnopaleozajskim w Masłowskich, skąd stopniowo oddalał się od niego, by ponownie nieco zbliżyć się do niego łobem Małej Panwi. Na Wyżynie Częstochowskiej zatrzymał się k. Olsztyna i Janowa docierając do Lelowa, gdzie odsunął się na zaplecze progu kredowego do doliny „pra-Pilicy”.

Nasuwający się łądolód złodowacenia odry zatamował odpływ wód rzecznych, powstały wówczas zastoiska w dolinie Warty, z których jedno znajdowało się u ujścia Wiercicy koło Garnka, a drugie na południe od Poraja. Łądolód wycofywał się stopniowo, usypując dwa ciągi moren czołowych na północ od Częstochowy. Wody ekstraglacialne zaczęły płynąć doliną Stradomki i Warty w kierunku wschodnim, doprowadzając stopniowo do powstania przełomu Warty w Mstowie.

Osady z tego złodowacenia zachowały się w wielu miejscach mimo intensywnej erozji w okresie interglacjału lubelskiego.

Złodowacenie odry

Osady zastoiskowe tego złodowacenia występują na powierzchni lub na niewielkiej (2–4 m) głębokości w południo-

wej i południowo-zachodniej części obszaru arkusza. Na powierzchni zazwyczaj odsłaniają się w dnach niewielkich dolinek erozyjnych, tworząc niewielkie płyty w okolicy Blachowni i Kłobucka. Ponadto osady te stwierdzono w kilkunastu profilach otworów wiertniczych na całym omawianym obszarze. Są to mułki ilaste z przewarstwieniami ilów i mułków piaszczystych, a ily występują lokalnie. Miąższość ich wynosi przeważnie 2–5 m, a w okolicy Poraja – 9 m. Iły największe mają rozprzestrzenienie w miejscach gdzie wypełniają obniżenia dolin z interglacjału wielkiego. W okolicy Panek miąższość ilów wynosi 10–20 m.

Osady wodnolodowcowe dolne występują głównie w północnej części omawianego obszaru. Lokalnie, w pojedynczych profilach występują w północno-wschodniej i południowo-zachodniej jego części. Są to głównie piaski drobno- i średnioziarniste z niewielką domieszką żwirów drobnych. Ich miąższość wynosi zazwyczaj kilka metrów, jedynie w miejscach, gdzie wypełniają one erozyjne obniżenia powstałe w okresie interglacjału wielkiego osiąga 10 m, a największą miąższość (ponad 40 m) osiągają w rynn timer Wielkiego Boru.

Gliny zwałowe występują w wielu miejscach na powierzchni lub pod cienką pokrywą osadów młodszych, w środkowej i zachodniej części omawianego obszaru. W wielu miejscach leżą bezpośrednio na łożach rudonośnych jury środkowej. Stwierdzono je ponadto w licznych profilach otworów w północnej części obszaru, gdzie miejscami odsłaniają się na zapleczu moren czołowych.

Są to gliny szare i szaro-żółte z rdzawymi i oliwkowymi smugami o dominujących frakcjach mułkowej i mułkowo-ilastej, w stropie często piaszczysta. Na podstawie badań litostratygraficznych (Czerwinka i in., 1998) gliny nawiercone w otworach kartograficznych można korelować z równowiekowymi glinami, występującymi na Nizinie Śląskiej i w odkrywcze Belchatów.

Miąższość gliny zwałowej wynosi przeważnie 5–10 m, przy czym w obniżeniach wzrasta do kilkunastu metrów, a na wyniesieniach maleje do 1,0 m.

Piaski i żwiry lodowcowe występują na powierzchni w środkowo-wschodniej części omawianego obszaru. Leżą one na glinach zwałowych, lub obok nich, czasem tworząc niewielkie (2–3 m wysokości względnej) pagórek w okolicy Herbow i na południe od Blachowni. Są to piaski różnoziarniste ze żwirami, często zaglinione w spągu, a w otoczeniu moren z pojedynczymi głazikami. Miąższość wynosi przeważnie 2–5 m.

Najbardziej wysunięte na południe wzniesienia morenowe występują koło Romanowa. Ponadto wzniesienia morenowe powstałe w czasie deglacjacji występują w okolicy Blachowni, na północ od doliny Stradomki oraz na północ od Częstochowy, gdzie tworzą ciąg od Grabowej po Kruszyń na północnym wschodzie. Budowę wzniesień można prześledzić w niewielkich piaszowniach, żwirowniach. Pod warstwą bezstrukturalnych, słabo obtoczonych żwirów z głazikami i pojedynczymi głazami, o miąższości ok. 2 m, występują zazwyczaj piaski różnoziarniste ze żwirami o różnym typie warstwowania, a w dnie, na głębokości ok. 5 m, piaski średnioziarniste z pojedynczymi, beładnie ułożonymi żwirami

i gładzikami. Miejscami w odsłonięciach są widoczne liczne, niskoskalowe zaburzenia warstw, a cechą charakterystyczną jest duży udział materiału lokalnego, głównie piaskowców żelazistych, żwirów i toczenców ilastych. Ich miąższość wynosi przeważnie 10–15 m. Niewysokie wzgórze w Konradowie k. Blachowni, wznoszące się do wysokości 283 m n.p.m., jest zbudowane głównie z piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów drobnych i średnich, a w stropie – ze zwiększonym udziałem żwirów i pojedynczymi gładzikami. Miąższość osadów wynosi tu ok. 12 m.

Piaski i żwiry akumulacji szczelinowej tworzą podłużne wzgórza na przedpolu progu górnojurajskiego między Iwanowicami na północnym zachodzie a Kalejem na południowym wschodzie. Skupisko form szczelinowych różnorodnych pod względem rozmiarów, kształtów i kierunków przebiegu występuje w okolicy Wręcicy i Truskolasów. Są to wały i podłużne wzgórza o przebiegu zbliżonym do południkowego z lekkim odchyleniem ku NNW, a lokalnie o przebiegu poprzecznym. Długość wzgórz dochodzi do 2 km, szerokość do 0,5 km, a wysokość do 20 m. Pojedyncze, podłużne wzgórze o wysokości około 15 m znajduje się w Aleksandrii k. Blachowni, a kilka małych, położonych blisko siebie wałów, o wysokości około 5 m występuje w Kołaczkowicach, na północ od Kłobucka. Niewielkie skupiska tych form występują także na południe od Częstochowy, w okolicy Wrzosowej i Skrajnicy. Formy szczelinowe są zbudowane głównie z piasków różnoziarnistych ze zmienną domieszką żwirów drobnych i średnich, o różnych kierunkach i rodzajach warstwowania. W wielu formach występują wśród nich liczne przewarstwienia piasków średnioziarnistych ze żwirami, a w części spągowej także piasków drobnoziarnistych i pylastych. Lokalnie udział żwirów w budowie tych form jest znaczny, co zaobserwowano w Aleksandrii i Wręcicy oraz w Truskolasach, gdzie oprócz licznych żwirów o frakcji grubszej występują gładziki i gładze o średnicy ok. 1 m. Miąższość osadów wynosi przeważnie 10–15 m, nieco mniej tylko w Kołaczkowicach i Iwanowicach, a najwięcej – ok. 20 m – w Truskolasach.

Piaski, żwiry i mułki kemów tworzą różnorodne formy kemowe, głównie w środkowo-zachodniej i środkowej części omawianego obszaru. Szczególne nagromadzenie form kemowych występuje na wschód od doliny Liswarty, między Krzepicami, Kamieńskiem i Kłobuckiem. Mniejsze skupiska form kemowych występują w okolicy Łojek i na południe od Wrzosowej oraz na północ od Częstochowy, na zapleczu moren czołowych.

Budowę kemów można było obserwować w wielu odsłonięciach. W części stropowej budują je piaski różnoziarniste ze żwirami drobnymi i średnimi z licznymi przewarstwieniami piasków średnioziarnistych z domieszką żwirów drobnych. W części centralnej dominują piaski średnioziarniste z domieszką żwirów, przewarstwione piaskami drobnoziarnistymi. W części spągowej przeważają piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami piasków pylastych i mułków, a niekiedy mułki i ropy o rytmicznym warstwowaniu (Klimek, 1966), Mogą to być także mułki od ilastych po piaszczyste z cienkimi przewarstwieniami piasków pylastych, jak to ma

miejsce w Puszczewie. Większość kemów jest podścielone gliną zwałową, a niektóre z nich, np. w okolicy Krzepic i Kłobucka leżą bezpośrednio na podłożu. Miąższość osadów wynosi przeważnie 10–12 m, a lokalnie 15–20 m.

Tarasy kemowe występują wokół pagórów kemowych w okolicy Puszczewa i Wrzosowej, są dobudowane od północnej strony do wałów form szczelinowych w Złochowicach i Wręcicy. W okolicy Kłobucka i Kamyka oraz Częstochowy okalają one wzgórza zbudowane ze skał górnojurajskich. Są to piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką żwirów w stropie i przewarstwieniami piasków pylastych i mułków w części spągowej. Ich miąższość wynosi 5–10 m.

Osady wodnolodowcowe (górne) powszechnie występują na powierzchni prawie na całym omawianym obszarze. Zajmują one rozległe, ale rozczłonkowane powierzchnie w obniżeniu Warty, na północ od Częstochowy. Większe powierzchnie, lecz urozmaicone wychodniami glin zwałowych i skał podłoża, występują w dolinach dolnych odcinków dopływów Liswarty. Niewielkie i silnie postrzępione powierzchnie zajmują w dolinach Stradomki, Czarnej i Białej Okszy koło Kłobucka oraz na wysoczyznach.

Są to żółte piaski drobno- i średnioziarniste ze zmienną domieszką żwirów drobnych i średnich. Większy udział żwirów występuje na wododziale Pankówki i Czarnej Okszy oraz na południowym zachodzie. Niewielki udział żwirów, zwłaszcza w stropie, występuje między Kalejem a Blachownią w dolinie Stradomki oraz na północ od Miedzna, gdzie przeważają piaski drobnoziarniste i pylaste. Ich miąższość wynosi przeważnie 2–6 m, a w obniżeniach dolin rzecznych – 6–10 m. Największe miąższości, 10–20 m, występują w obniżeniach doliny Warty, na północ od Mstowa. Osady te zachowały się w wielu miejscach, pod przykryciem osadów zlodowacenia warty, w północnej części obszaru arkusza. Zne są z kilkunastu profili otworów w okolicy Krzepic i na wschód od Rębielic Królewskich.

Interglacja lubelski /pilicy/

Osady rzeczne oraz osady organiczne tego interglacjału występują w dolinkach kopalnych związanych z Wartą, pod przykryciem osadów zlodowacenia warty kilka kilometrów na północ od granic omawianego obszaru. Istnieje możliwość, że zachowały się one także na omawianym obszarze, w podobnej sytuacji paleogeomorfologicznej, jak to ma miejsce w Zalesiakach (Nita, 1998).

Zlodowacenie warty

Łądołód warciański, wykorzystując dolinę Prosnę, zbliżył się do omawianego obszaru i dotarł do Parzymiechów położonych w bardzo bliskiej odległości od doliny Liswarty (Haisig, Wilanowski, 1998).

W czasie postoju łądołodu Liswarta, płynąca dotąd ku północy, w okolicy Krzepic skręciła ku wschodowi, by ominąć stojące na jej drodze, dopiero co utworzone wzgórza moren czołowych.

Osady wodnolodowcowe (górne) tego zlodowacenia w dolinie Liswarty pokrywają znaczne powierzchnie, na wschód od Krzepic. Na północnych rubieżach omawianego

obszaru wychodni podłoża ich miąższość jest zredukowana do ok. 2 m.

Piaski i żwiry rzeczne występują w dolinie Liswarty poniżej Lipia i w dolinie jej dopływu Pankówki, powyżej Panek.

Na poziomie ok. 210 m n.p.m. w dolinie Liswarty budują one wąski lewostronny i szeroki prawostronny taras wznoszący się 10–13 m nad poziom rzeki, o łącznej ich szerokości sięgającej 1,5 km. Są to głównie dobrze lub umiarkowanie dobrze wysortowane piaski średnioziarniste z domieszką żwirów drobnych i średnich.

W dolinie Pankówki piaski z niewielką domieszką żwirów budują wąski, słabo zaznaczający się w morfologii, lewostronny taras, wznoszący się ok. 15 m nad poziom rzeki.

Lessy osadzały się na dalszym przedpolu lądolodu, gdzie zachowały się na południe od Lelowa, pod przykryciem młodszych lessów. Są to lessy siwoszare oglejone, o miąższości 2–5 m.

Interglacjał emski

Począwszy od interglacjału eemskiego na omawianym obszarze przeważają procesy erozyjno-denudacyjne.

Krótkotrwałe procesy akumulacyjne miały miejsce w kolejnych fazach zlodowacenia wisły i w holocenie. Ich wynikiem są tarasy rzeczne. Lokalnie występujące wydmy są skutkiem zachodzącej na przełomie plejstocenu i holocenu akumulacji eolicznej.

Piaski i żwiry rzeczne wypełniają dna dolin Warty, Liswarty i Pankówki. Oddzielenie ich od osadów zlodowaceń północnopolskich leżących wyżej ma charakter umowny. Miąższość ich szacuje się na 10 m.

Zlodowacenia północnopolskie

Piaski i żwiry rzeczne tworzą tarasy w dolinie Warty i w dolnych odcinkach jej dopływów, lokalnie dość rozległe, o łącznej szerokości ok. 2 km. Są to piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką żwirów drobnych, miejscami z dużą domieszką żwirów w spągu i piasków pylastych w stropie. W dolinach mniejszych rzek przeważają piaski drobnoziarniste z domieszką żwirków.

Miąższość osadów rzecznych wynosi przeważnie 10–15 m, a w miejscach, gdzie występuje wyższy poziom tarasu przekracza 20 m.

Lessy zajmują obszar progu kredowego i jego przedpole na południe od Lelowa, między Witowem na wschodzie, Białą Błotną na południu i Tomiszowicami na zachodzie. Są to lessy wysoczyznowe o miąższości ok. 10, a maksymalnie 15 m w okolicy Irządz.

Czwartorzęd nierozdzielony

Osady zwietrzelinowe występują lokalnie na obszarach wyniesionego podłoża. Na piaszczystych są to piaski od pylastych po gruboziarniste, a na mułowcach i iłowcach oraz wapieniach – iły i gliny. Ich miąższość dochodzi do 2 m.

Bruki, żwiry i piaski rezydualne występują na utworach jury górnej i środkowej oraz w dnach dolin kopalnych. Są to piaski różnoziarniste, często gliniaste oraz gliny piaszczyste,

często z dużą domieszką materiału lokalnego – okruchów krzemieni, piaszczystych żelazistych, syderytów i geiz, a także z otoczkami (głazikami) skał skandynawskich. Ich miąższość wynosi 0,5–2 m.

Piaski i żwiry rzeczno-teryglacjalne występują lokalnie w miejscach, gdzie wody dopływały ze stoków do obniżień lub do zagłębień wytopiskowych. Są to piaski pylaste i drobnoziarniste z niewielką domieszką żwirków, miejscami z domieszką piasków różnoziarnistych. Ich miąższość wynosi 2–3 m.

Piaski i żwiry deluwialno-rzeczne wypełniają dna i zbocza głęboko wciętych dolinek suchych i okresowo przepływowych, uchodzących do Warty i Liswarty. Są to piaski drobno- i średnioziarniste z niewielką domieszką żwirów drobnych, miejscami z cienkimi przewarstwieniami piasków pylastych. Ich miąższość dochodzi do 3 m.

Piaski i gliny deluwialne występują na zboczach dolin rzecznych oraz na stokach i u podnóża wzgórz zbudowanych ze skał podłoża. Osady te przeważnie są wykształcone jako laminowane piaski od pylastych po gruboziarniste oraz gliny pylaste, często z laminami piasków, a na wyniesieniach podłoża z pojedynczymi okruchami skał miejscowych. Ich miąższość wynosi około 3 m.

Piaski eoliczne występują powszechnie na równinach wodnolodowcowych i tarasach rzecznych. Są to przeważnie wydmy paraboliczne z ramionami otwartymi ku zachodowi lub północnemu zachodowi oraz wały o wysokości 5–15 m. Wydmom towarzyszą piaski eoliczne, często tworzące równoleżnikowo zorientowane płyty. Są to piaski od bardzo drobnoziarnistych do średnioziarnistych miąższości od 2 m.

Holocen

Piaski, mułki i żwiry rzeczne wypełniają dna współczesnych dolin i budują tarasy wzdłuż rzek i większych cieków. W dolinie Warty i Liswarty, gdzie ich łączna szerokość wynosi ok. 1 km, występuje fragmentami wyższy poziom tarasów.

W dolinach większych rzek są to przeważnie piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką drobnych żwirów, miejscami z soczewkami żwirów w spągu i warstewkami piasków pylastych i mułków piaszczystych w stropie. Wyższy poziom tarasów budują głównie piaski różnoziarniste z domieszką żwirów drobnych.

W dolinach cieków są to głównie piaski pylaste oraz drobno- i średnioziarniste, partiami zailone, z przewarstwieniami żwirów drobnych w spągu.

Miąższość osadów rzecznych wynosi przeważnie 5–8 m, a w dolinach większych rzek – ok. 10 m.

Namuły występują na obszarze całego arkusza. Wypełniają one dna górnych odcinków cieków i niewielkich dolinek oraz w obniżeniach o utrudnionym odpływie, gdzie zazwyczaj zajmują największe powierzchnie. Są to piaski drobnoziarniste i pyłowate, lokalnie z wkładkami mułków piaszczystych i domieszką substancji organicznej. Ich miąższość wynosi 2–3 m.

Torfy i namuły torfiaste dość powszechnie występują w dolinach rzecznych i w zagłębieniach o utrudnionym od-

plywie. Zajmują one przeważnie niewielkie powierzchnie, poniżej 1 ha, często niedające przedstawić się w skali mapy.

Są to torfy typu niskiego, barwy brunatnej i czarnej, głównie turzycowe, o średnim lub niewielkim stopniu zdiagenezowania.

Przerosty torfów występują ponadto wśród osadów piaszczystych wypełniających paleokoryto w dolinie Liswarty, na wschód od Zawad. Wiek tych torfów, datowanych metodą ^{14}C wynosi 2550 ± 90 lat BP (Fajer, 1998). Miąższość torfów wynosi przeważnie 1,5–2,5 m.

2.2. Tektonika

Andrzej Pacholewski

Tektonika rozpatrywanego obszaru ma charakter nieciągły, zrębowo-uskokowy. Wyraża się to przede wszystkim istnieniem uskoków powstałych po ukształtowaniu się skał jurajskich, podczas ruchów laramijskich i mioceńskich. Tektonika ta może być odczytana z istniejących map geologicznych. Kierunki walnych linii uskokowych to NW–SE i W–E. W północnej części badanego obszaru uskoki przybierają kierunek SW–NE. Trzeba tu jednak wspomnieć, że istniejące wgłębne rozłamy, rejestrujące się bardzo często na granicy odmiennych genetycznie obszarów – zespołu biohermalnego i towarzyszącego basenu międzybiohermalnego – czynne w trakcie sedymentacji (jak omówiono w późniejszych rozdziałach), mogą mieć znaczenie także w rozważaniach hydrogeologicznych.

Najlepiej została rozpoznana tektonika w obrębie dawnych kopalń rud żelaza. W utworach jury środkowej, które zapadają zgodnie w kierunku północno-wschodnim pod kątem ok. $1\text{--}5^\circ$, głównie $2\text{--}3^\circ$. Utwory te są pocięte gęstą siecią

drobnych uskoków przesuwczych i zrzutowo-przesuwczych o zrzutach rzędu od kilku do kilkunastu metrów.

Z reguły są one prostopadłe do rozciągłości, przy czym przeważnie są zrzucone skrzydła wschodnie. Uskoki w badanym rejonie nie tworzą jednej wyrazistej płaszczyzny, lecz szereg płaszczyzn na niewielkim odcinku, co stwierdzono w poziomych wyrobiskach kopalnianych. Uzyskany obraz sieci dyslokacji tektonicznych wskazuje na to, że cały obszar składa się z niewielkich, oddzielonych od siebie uskokami, bloków tektonicznych, tworzących liczne zręby i rowy tektoniczne.

Reasumując, Jura Polska jest założona na monoklinalnie przechylonej w ruchach laramijskich płycie górnourajskiej, silnie rozczłonkowanej siecią uskoków i rowów tektonicznych wieku zwłaszcza późnoalpejskiego (mioceńskiego). Jej charakterystycznym elementem morfologicznym jest kuesta, na zapleczu której występują liczne ostańce skalne (nunatak) oraz dolinki, nawiązujące do stref uskokowych.



Fot. 9. Zamek w Podzamczu k. Ogrodzieńca – wapienie skaliste zespołu biohermalnego (fot. W. Komorowski)

3. WODY PODZIEMNE REGIONU CZĘSTOCHOWSKO-ZAWIERCIAŃSKIEGO (WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE NA OBSZARZE BADAŃ)

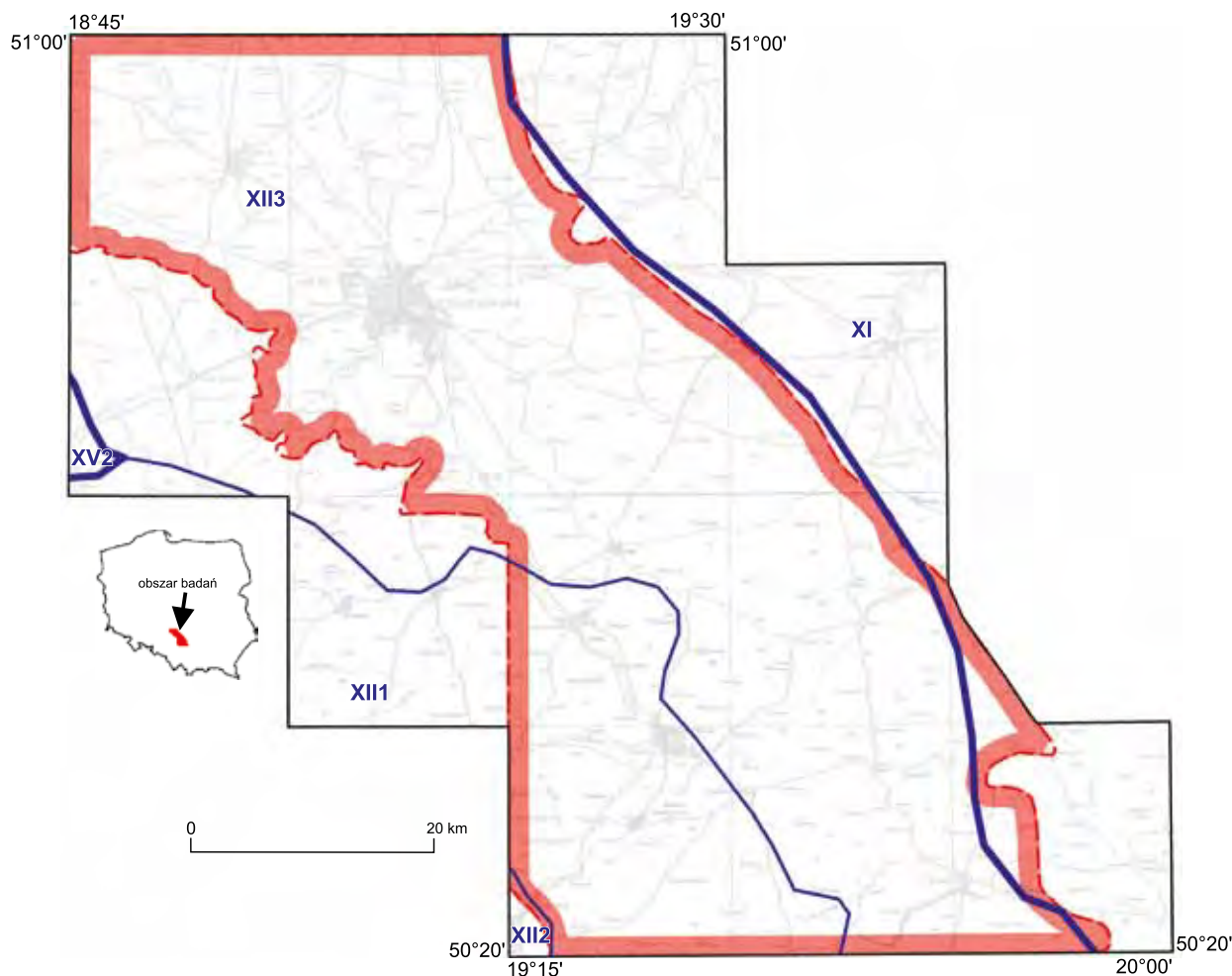
Andrzej Pacholewski

3.1. Regionalizacja hydrogeologiczna i dotychczasowe badania hydrogeologiczne

Na podstawie regionalizacji hydrogeologicznej słodkich wód podziemnych według Atlasu Hydrogeologicznego Polski (Paczyński, 1995), omawiany obszar należy do regionu śląsko-krakowskiego (XII) i dwóch subregionów: głównie jurajskiego (XII₃) oraz triasu śląskiego (XII₁) w południowej i południowo-zachodniej części. Sąsiaduje on z subregionem

górnos Śląskim (XII₂) w części południowo-zachodniej oraz regionem nidziańskim (XI) – w części wschodniej (ryc. 9).

W nawiązaniu do podziału hydrogeologicznego Polski wg Kleczkowskiego (1990) obszar objęty badaniami znajduje się w obrębie monokliny krakowsko-śląskiej (MK-S) w obu jej częściach, tj. jurajskiej (głównie) i triasowej (podrzędnie).



Regionalizacja Hydrogeologiczna według Atlasu Hydrogeologicznego Polski (B. Paczyński red., 1995):

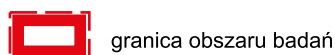
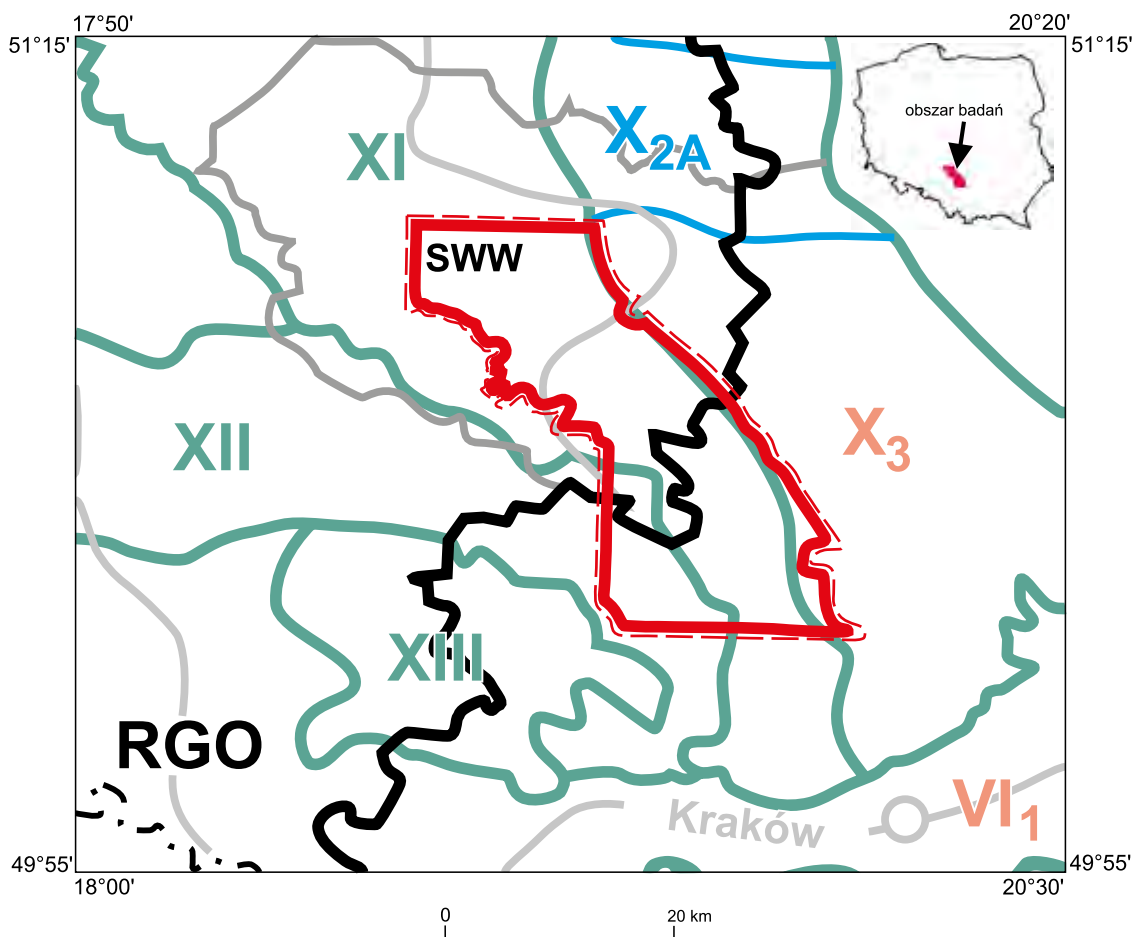
- XII** regiony
- XII3** subregiony

Ryc. 9. Podział obszaru badań według regionalizacji hydrogeologicznej Polski (Paczyński, 1995)

W nawiązaniu do regionalnego podziału hydrogeologicznego Polski, stworzonego na podstawie przepisów unijnych (Paczyński, Sadurski, 2007), obszar jest zlokalizowany w dwóch prowincjach – w przeważającej części w prowincji Odry, regionie Warty i subregionie Watry wyżynnej oraz częściowo w prowincji Wisły, regionie środkowej Wisły i subregionie środkowej Wisły wyżynnej, część zachodnia (ryc. 10).

W granicach omawianego obszaru występują cztery główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP): nr 326 Częstochowa Wschód (J_3), nr 325 Częstochowa Zachód (J_2), nr 327 Lubliniec-Myszków ($T_{1,2}$) oraz nr 454 Olkusz-Zawiercie ($T_{1,2}$) (Kleczkowski, 1990; Skrzypczyk, 2001). Ich położenie zilustrowano na mapie przeglądowej na końcu informatora (zał. 1.). Fragmentarycznie badany obszar obejmuje również niewielkie skrawki dwóch kredowych GZWP – nr 408 i nr 409 (zał. 1, 3).

GZWP nr 326 Częstochowa Wschód obejmuje swym zasięgiem wschodnie utworów górnourajskich, stanowiących fragment Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Zajmuje on największą część powierzchni badanego obszaru. Zbiornik ten ma charakter szczelinowo-krasowy i charakteryzuje się najwyższym modulem zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych. Moduł zasobów odnawialnych, na podstawie badań modelowych (Bielecka i in., 2008) oszacowano na poziomie ok. $4,6 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ ($17,1 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$). Moduł zasobów dyspozycyjnych oszacowano w tej dokumentacji na $2,43 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ ($8,7 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$). Kleczkowski (1990) podaje wyższe wartości modułu zasobów dyspozycyjnych – $3,62 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ ($13 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$). Prace Pacholewskiego w latach 1974–1985 w zlewni górnej Wiercicy, obejmującej wyjątkowo korzystne warunki hydrogeologiczne, pozwalają określić moduł zasobów odnawialnych w takich warunkach jako wyższy (rozdział 3.2.3). Po-



granica obszaru badań

Podział wg jednostek JCWPd

— prowincje

— regiony i subregiony

RGO – region górnej Odry
region Warty:

SWW – subregion Warty wyżynny

Podział wg jednostek hydrogeologicznych (AHP)

— regiony

— rejon

XI – region Jury Krakowsko-Częstochowskiej

XII – region triasu śląskiego

XIII – region Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego
region mogileńsko-łódzko-nidziański
subregion łódzki

X2A – rejon (cokół) bełchatowski

Ryc. 10. Podział regionalny zwykłych wód podziemnych (Paczyński, Sadurski, 2007)

wierzchnia całego GZWP nr 326 w zależności od opracowania wynosi ok. 3257 km² (Kleczkowski, 1990) lub 3172 km² (Bielecka i in., 2008). Wschodnia granica badanego obszaru została poprowadzona po wschodniej granicy GZWP nr 326.

Według Mapy obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony w skali 1 : 500 000 (Kleczkowski, 1990), powierzchnia zbiornika GZWP nr 325 Częstochowa W (J₂) wynosi 845 km², ma on charakter porowo-szczelinowy, obejmuje obszar występowania wód podziemnych w utworach jury środkowej (J₂). Zasoby dyspozycyjne zbiornika szacowano na 120 tys. m³/24h, przy module zasobowym 1,64 l/s·km². Dokumentacja GZWP nr 325 (Kieńc i in., 2008) zmieniła poważnie jego granice i zmniejszyła obszar zbiornika do 779 km² (Skrzypczyk i in., 2014). Z jego zasięgu słusznie wyłączono rejon występowania wód zanieczyszczonych w wyniku zaniechaniej działalności górniczej. Wyłączony rejon znajduje się w obrębie badań objętych niniejszym informatorem. W obszarze badań obecnie znajduje się tylko 165 km² zbiornika środkowojurajskiego. Wielkość zasobów odnawialnych dla zbiornika, oszacowano na podstawie badań modelowych na 142 000 m³/24h. Średni moduł tych zasobów dla omawianego obszaru wyniósł 2,11 l/s·km². Oszacowane zasoby dyspozycyjne dla zbiornika wynoszą 83 000 m³/24h. Średni moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi 1,23 l/s·km².

GZWP nr 327 Lubliniec-Myszków (T_{1,2}) obejmuje swym zasięgiem wychodnie utworów triasowych (trias środkowy i dolny) stanowiących północny fragment Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Zbiornik ten ma charakter szczelinowo-krasowy i charakteryzuje się modulem zasobów dyspozycyjnych (odnawialnych) na poziomie ok. 1,2–1,6 l/s·km² (4,4–5,7 m³/h·km²). Powierzchnia całego GZWP nr 327 wynosi około 2111 km², niniejsza praca obejmuje ok. 291 km² GZWP 327. Obszar złoża rud Zn-Pb Zawiercie Wschód, które może ewentualnie zostać poddane przyszłej eksploatacji (rozdział 8) tylko w niewielkim fragmencie zachodzi na niego.

GZWP nr 454 Olkusz-Zawiercie (T_{1,2}) obejmuje swym zasięgiem wychodnie utworów triasowych (trias środkowy i dolny) stanowiących południowy fragment Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Zbiornik ten ma charakter szczelinowo-krasowy i charakteryzuje się modulem zasobów dyspozycyjnych (odnawialnych) na poziomie ok. 4,7–5,0 l/s·km² (17,0–18,0 m³/h·km²). Powierzchnia całego GZWP nr 454 wynosi ok. 902 km² i w jego obrębie znajduje się zdecydowana większość czynnych, zlikwidowanych i projektowanych kopalń rud Zn-Pb. Opisywany obszar obejmuje tylko ok. 296 km² zbiornika, lecz w jego obrębie znajduje się zdecydowana większość obszaru ewentualnej, projektowanej eksploatacji rud Zn-Pb Zawiercie Wschód (zał. 1).

Badania hydrogeologiczne opisywanego rejonu poprzedzono pracami nad rozpoznaniem budowy geologicznej. Jako jedne z pierwszych przeprowadzono prace nad znanymi od dawna rudami żelaza.

Badania naukowe złóż rud żelaza rozpoczęto w początkach XIX w. Pierwsze badania hydrogeologiczne prowadzono na początku XX w. i były one związane z wierceniem na terenie miasta Częstochowa otworów ujmujących wody jurajskie. W 1928 r. opisano tam stratygrafię warstw w otworze o głębokości 625,0 m, przewiercającym osady jury i triasu (Lewiński, 1928).

Badania geologiczne i hydrogeologiczne w rejonie częstochowskim począwszy od lat 20. XX w. były ściśle związane z poszukiwaniem i rozpoznaniem złóż rud żelaza oraz rozwojem kopalnictwa tych złóż.

Warto tutaj wspomnieć nazwiska takich badaczy jak: Z. Deczkowski, A. Białaczewski, J. Gołąb, R. Osika, E. Cieśla oraz J. Znosko, S. Kontkiewicz i S. Różycki, których prace o charakterze regionalnym były związane z rozpoznaniem budowy geologicznej rudonośnego obszaru częstochowskiego.

Warunki hydrogeologiczne jury górnej Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej są przedstawione w licznych opracowaniach archiwalnych i publikacjach. Już u schyłku XIX wieku Zaręczny (1897) badał wody gruntowe wspomnianego poziomu w okolicach Krakowa. W okresie międzywojennym wodonośność rejonu rozpoznawał Rosłoński (1926, 1931, 1936).

Po drugiej wojnie światowej skomplikowane problemy hydrogeologiczne opisywanego rejonu były przedstawiane w rozmaitych opracowaniach archiwalnych i publikacjach. Podsumowania wyników licznych badań znajdują się w pracach: Pawlak (1960) i Kleczkowskiego (1972a, b). Szczegółowe badania poziomu wodonośnego jury górnej prowadzone przez Oddział Górnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego w Sosnowcu w latach 1972–1990 wniosły nowe elementy do rozpoznania jego reżimu hydrogeologicznego. Monografia Rózkowskiego i in. (1997), obejmuje południową część badanego obszaru. Warunki hydrogeologiczne GZWP Krzeszowice-Pilica opisali w tej pracy Rózkowski i Pacholewski, UPWP Poraj – Pacholewski, a GZWP Olkusz-Zawiercie – Siemiński. Bardzo interesującą pracą o charakterze monografii jest publikacja Rózkowskiego (2006), która obejmuje swym zasięgiem południową część Jury Krakowsko-Częstochowskiej.

Syntetyczne podsumowania warunków hydrogeologicznych rejonu są zawarte w podręcznikach hydrogeologii regionalnej Polski. W pracy Malinowskiego (1991) badany region opisał Rózkowski. W Hydrogeologii regionalnej Polski pod redakcją Paczyńskiego i Sadurskiego (2007) subregion Warty wyżynny opisał Pacholewski, a subregion środkowej Wisły wyżynny, część zachodnia przedstawili: Kowalczyk, H. Rubin, Wagner, K. Rubin, Motyka, Rózkowski i Pacholewski.

Obszar badań w całości został objęty Mapą hydrogeologiczną Polski w skali 1 : 50 000, stanowiącą najnowsze odwzorowanie kartografii hydrogeologicznej. Zestawienie arkuszy tej mapy obejmujących badany obszar, znajduje się w spisie literatury i opracowań archiwalnych.

3.2. Piętra i poziomy wodonośne

Andrzej Pacholewski

Na badanym obszarze użytkowe poziomy wodonośne występują w pięciu piętrach: czwartorzędowym, kredowym, jurajskim, triasowym i dewońskim, tworząc piętrowy układ różnowiekowych poziomów wodonośnych (tab. 2). Piętra te w zasięgu

badanego rejonu prowadzą wody podziemne zwykłe, (słodkie) o mineralizacji do 1 g/l. Głębokość strefy wód słodkich jest zróżnicowana od ok. 300 do ponad 1000 m w niecce włoszczowskiej, będącej północną częścią niecki miechowskiej.

Tabela 2

Schemat piętrowości wód podziemnych w rejonie częstochowsko-zawierciańskim

Piętro wodonośne	Poziom wodonośny	Seria izolująca	Charakter litologiczny skał	Główne cechy zbiornika	Jakość wody
Czwarto-rzędowe			piaski, żwiry, gliny piaszczyste	Lokalne zbiorniki wód podziemnych o charakterze porowym, głównie w dolinach kopalnych i dolinach większych rzek, zwierciadło wody swobodne, wrażliwy na zanieczyszczenie (brak izolacji od ognisk o charakterze powierzchniowym)	Zmienna od dobrej do złej, istnieje możliwość bardzo łatwego zanieczyszczenia w wyniku zrzutu nieoczyszczonych ścieków komunalnych (szamba) oraz ze względu na ogniska zanieczyszczeń o charakterze rolniczym i przemysłowym
			nieciągłe wkładki ilów, glin i glin zwietrzelinowych		
Kredowe	kredy górnej		poziom szczelinowy w kruchych marglach, wapieniach i opokach kampanu i mastrychtu	Regionalny zbiornik szczelinowo-porowy w randze GZWP w kruchych i spękanych marglach i wapieniach o zmiennej wodonośności	Jakość od dobrej do złej, płytsze poziomy są zanieczyszczone azotanami rejon Kłomnic i posiadają zły stan mikrobiologiczny
		margle i iły santonu	margle i iły		
	kredy górnej (cenoman) i dolnej (alb)		piaski i piaskowce	Poziom poza wychodniami leżący na większej głębokości i o zwierciadle artezyjskim lub subartezyjskim	Jakość dobra, poziom chroniony nadległymi izolującymi warstwami
		iły i margle	iły i margle turonu oraz ilowce i margle kimerydu		
Jurajskie	jury górnej (malmu)		wapienie skaliste (biohermalne), płytowe, kredowate, podrzędnie wapienie margliste i pylaste	Regionalny zasięg, najbardziej zasobny i o największej eksploatacji zbiornik wód podziemnych o charakterze szczelinowo-krasowo-porowym, randze GZWP. Zwierciadło wody swobodne rzadko subartezyjskie i artezyjskie. Poziom bardzo wrażliwy na zanieczyszczenie (brak izolacji od ognisk zanieczyszczeń)	Zazwyczaj dobra i zadowalająca, istnieje możliwość zanieczyszczenia w wyniku zrzutu nieoczyszczonych ścieków komunalnych (szamba) oraz ze względu na ogniska zanieczyszczeń o charakterze rolniczym, komunalnym i przemysłowym. Zagrożenie ze względu na azotany. Głęboka strefa redox
		częstochowskie iły rudonośne doggeru i lias w części południowej	osady ilowcowo-mułcowe		
	jury środkowej (doggeru)		piaskowce i piaski kościeliskie w N części rejonu	Szczelinowo-porowy zbiornik tworzący GZWP na N i NW od Częstochowy. W wyniku powstania zanieczyszczonych wód zmniejszono znacznie jego zasięg i powierzchnię	W przeszłości bardzo dobra. Na skutek likwidacji górnictwa rud żelaza w okręgu częstochowsko-kłobuckim w latach 1970–1984 powstanie zdegradowanych wód. Obecnie stopniowa poprawa jakości
		iły i mułowce	iły i mułowce plienschachu i toarku		
	jury dolnej (liasu)		piaski, żwiry, piaskowce, brekcje i rumosze	Zasięg lokalny, zbiornik wodny o niewielkich zasobach z uwagi na małą miąższość warstwy i jej nieciągły charakter	Zazwyczaj dobra i zadowalająca, może zawierać podwyższone zawartości pierwiastków śladowych; bardzo mało danych na temat składu chemicznego

Tabela 2 cd.

Piętro wodonośne	Poziom wodonośny	Seria izolująca	Charakter litologiczny skał	Główne cechy zbiornika	Jakość wody
		lias i retyko-kajper	osady ilasto-mułowe o zasięgu regionalnym lokalnie z wkładkami wapieni, zlepieńców i piaskowców	Regionalna miąższa seria izolująca. Poziom wodonośny o zasięgu lokalnym, zbiornik wodny o niewielkich zasobach z uwagi na małą miąższość warstwy i jej nieciągły charakter oraz okna hydrogeologiczne, związany pod względem ciśnienia oraz składu chemicznego wód podziemnych z głównym poziomem triasowym w utworach wapienia muszlowego	Zazwyczaj dobra i zadowalająca, lokalnie może zawierać nieznacznie podwyższone zawartości siarczanów lub charakteryzować się podwyższoną mineralizacją; tylko fragmentaryczne dane na temat składu chemicznego
Trias	wapień muszlowy		wapienie i dolomity	Regionalny zasięg, zasobny zbiornik wód podziemnych tworzący GZWP (T _{1,2}) o charakterze szczelinowo-krasowym, zwierciadło wody swobodne rzadko subartezyjskie, bardzo rzadko artezyjskie. Lokalnie wrażliwy na zanieczyszczenie (brak izolacji od ognisk o charakterze powierzchniowym). Regionalny lej depresji spowodowany przez podziemne kopalnictwo rud Zn-Pb i ujęcia komunalne	Zazwyczaj dobra i bardzo dobra, rzadziej zadowalająca, woda zdatna do picia bez potrzeby zaawansowanego uzdatniania. W rejonie olkuskim pojawienie się wód zanieczyszczonych w związku z likwidacją kopalń rud Zn-Pb (siarczany)
		warstwy gogolińskie	Bardzo cienkie wkładki ilasto-margliste, obecność rozmaitych stref kontaktów hydraulicznych	W rejonie olkuskim wspólny kompleks wodonośny węglanowych utworów triasu T _{1,2}	
	górny pstry piaskowiec (ret)		dolomity i wapienie	Regionalny zasięg, zasobny zbiornik wód podziemnych o charakterze szczelinowo-krasowym, zwierciadło wody swobodne rzadko subartezyjskie, lokalnie wrażliwy na zanieczyszczenie (brak izolacji od ognisk o charakterze powierzchniowym)	Zazwyczaj dobra i zadowalająca, dane na temat składu chemicznego dostępne dla rejonu na północ od Zawiercia w kierunku Siewierza, lokalnie może zawierać podwyższone zawartości siarczanów
		pstry piaskowiec	osady ilasto-marglisto-gipsowe		
	środkowy i dolny pstry piaskowiec		piaski i piaskowce	Zasięg lokalny, zbiornik wodny o niewielkich zasobach z uwagi na małą miąższość warstwy i jej nieciągły charakter	Zazwyczaj dobra i bardzo dobra, dostępne tylko fragmentaryczne dane na temat składu chemicznego
		perm i karbon	zlepieńce, iły, łupki ilaste i mułowce		
Dewon			wapienie, dolomity i piaskowce	Zasięg lokalny, zbiornik wodny o bardzo niejednorodnym charakterze z uwagi na szczelinowo-krasowy charakter; eksploatowany na terenie miasta Zawiercia i Brudzewa k. Siewierza	Zazwyczaj dobra i bardzo dobra, w strefie elewacji utworów dewońskich na terenie miasta Zawiercia stwierdza się znaczny stopień zanieczyszczenia tych wód z licznych ognisk na powierzchni terenu

3.2.1. PIĘTRO WODONOŚNE CZWARTORZĘDU

Czwartorzędowe piętro wodonośne jest związane z utworami piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi osadami plejstocenskimi pochodzenia rzeczno- i rzeczno-lodowcowego oraz w mniejszym stopniu osadami z rzeczno- i lodowcowymi. Tworzą one od jednego do trzech poziomów wodonośnych, rozdzielonych słabo przepuszczalnymi osadami, głównie mułkami, piaskami gliniastymi i glinami. Jest to

piętro nieciągłe z uwagi na ograniczone rozprzestrzenienie osadów wodonośnych. Wodonośne, porowe poziomy czwartorzędowe są reprezentowane głównie przez dwie formy geologiczne: dolinne i pradolinne rzek oraz wysoczyznowe, związane z osadami fluwioglacjalnymi. Miąższość utworów wodonośnych jest bardzo zróżnicowana i waha się od kilku do kilkudziesięciu metrów. Największa miąższość czwartorzędowych utworów wodonośnych występuje w dolinach kopalnych: pra-Warty – ok. 60 m (ryc. 11), pra-Prosny z od-

gałęzieniami, rynnami w okolicach Szarlejki i w kopalnej dolinie Konopki oraz dolinie Gnaszyn–Biała. Również stosunkowo miększe są czwartorzędowe poziomy wodonośne występujące w dolinach większych rzek, głównie Warty i Czarnej Przemszy.

Dolina kopalna Warty, zwana również pra-Wartą, w rejonie częstochowskim przebiegająca w kierunku S–N, zbudowana z utworów piaszczysto-żwirowych i mułków, charakteryzuje się wydajnościami rzędu 50–70 m³/h, wartość współczynnika filtracji wynosi średnio $1\text{--}2 \times 10^{-4}$ m/s, a miąższości utworów wodonośnych wynoszą przeciętnie ok. 20–30 m, maksymalnie 60 m. Występuje tutaj z reguły jeden połączony poziom wodonośny czwartorzędowo-górnourajski, którego zwierciadło swobodne stabilizuje się na głębokości 2–5 m. Wody są ujmowane wieloma studniami. Największe ujęcie znajduje się na terenie Huty Częstochowa, jego udokumentowane zasoby, przypisane formalnie do czwartorzędu, wynoszą 420 m³/h. W rzeczywistości występuje tam połączony poziom wodonośny czwartorzędowo-górnourajski. Ujęcie to pełni również rolę bariery odwodnieniowej dla Walcowni Blach Grubych Huty Częstochowa.

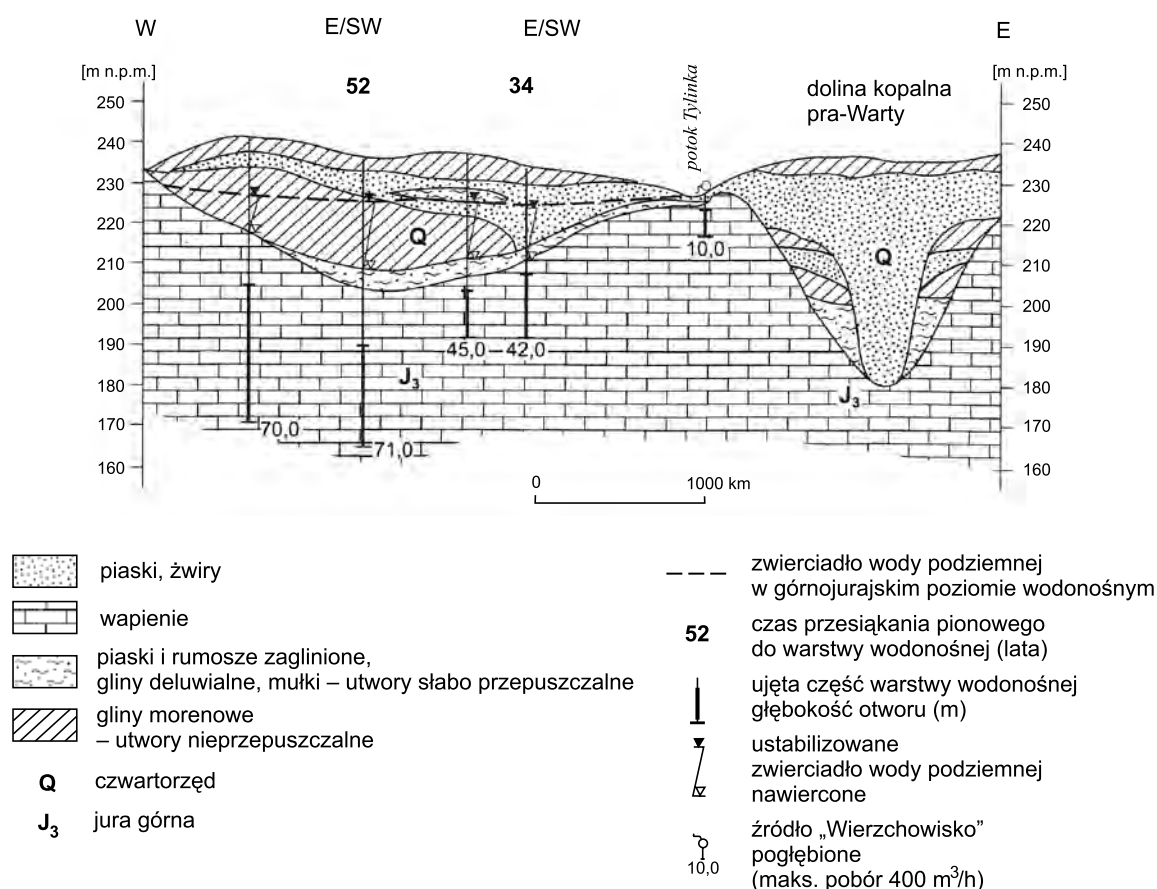
Na rycinie 11, przedstawiającej przekrój hydrogeologiczny przez ujęcie Wierzchowisko, widać kontakt lateralny poziomów wodonośnych jury górnej i czwartorzędu w dolinie pra-Warty. Na tym ujęciu najbardziej wydajne jest pogłębione źródło, ujęte już w 1926 r. i pogłębione do 10 m jako

studnia szerokośrednicowa, którego maksymalna wydajność, uzyskana podczas pompowania wynosiła 400 m³/h, a zatwierdzone zasoby samego źródła to 350 m³/h. Na skutek dużej eksploatacji wód podziemnych rzeka Warta w rejonie Mirowa zmieniła swój charakter. Z rzeki drenującej, na tym odcinku, stała się infiltrująca.

Dolina Gnaszyn–Biała, ma rozciągłość W–E, miąższość piaszczystych utworów wynosi ok. 20 m, a średnia wartość współczynnika filtracji – $1\text{--}3 \times 10^{-4}$ m/s. W obrębie tej doliny wody są ujmowane przez kilka studni, z czego największą wydajność (120 m³/h) ma 2-otworowe ujęcie wodociągów częstochowskich. Wody stabilizują się na głębokości kilku metrów. Wartości współczynnika filtracji wahają się od $1,2 \times 10^{-6}$ do $4,5 \times 10^{-4}$ m/s (Szczepański, Lasatowicz, 1990).

Wodonośną doliną jest kopalna dolina Konopki. Jest ona mniej zasobna. Wartość średnia współczynnika filtracji wynosi 3×10^{-6} m/s, miąższości maksymalne do 20 m. Zwierciadło zalega płytko (1–3 m p.p.t.), wody są silnie zdegradowane, m.in. przez dawne Zakłady Górniczo-Hutnicze Sabinów.

Na południu rozpatrywanego obszaru bardzo interesującą strukturą geologiczną jest pradolina Przemszy, przebiegająca na południe od Zawiercia, na przedpolu kuesty jurajskiej. Jest to struktura erozyjna w skałach jurajskich i triasowych, która została w całości wypełniona wodonośnymi osadami czwartorzędowymi, głównie piaskami akumulacji wodno-lodowcowej (ryc. 12). Na omawianym obszarze



Ryc. 11. Przekrój hydrogeologiczny przez ujęcie Wierzchowisko w rejonie Częstochowy (poziom wodonośny jury górnej – GZWP nr 326). Na wschodzie dolina kopalna pra-Warty (Paczyński, Sadurski, 2007)

znajduje się początkowy odcinek pradoliny Przemszy o głębokości ok. 20–50 m, która następnie kontynuuje się w kierunku południowym aż do Olkusza, znacząco zwiększając swoją głębokość do ok. 80–90 m.

W strefach zlokalizowanych poza pradoliną, na większej części omawianego obszaru miąższość czwartorzędu jest znacznie mniejsza i waha się w granicach 1–5 m. Lokalnie stwierdza się występowanie zagłębień w starszym podłożu lub bocznych odgałęziach pradolin, w których miąższość utworów czwartorzędowych może wynosić 10–20 m.

Właściwości hydrogeologiczne wodonośnych utworów czwartorzędowych na obszarze kopalnej doliny pra-Przemszy były przedmiotem badań o niewielkim zakresie. Jednak na ich podstawie określono średnią wartość współczynnika filtracji utworów czwartorzędowych – ok. $3,47 \times 10^{-4}$ m/s. Zbliżone wartości współczynnika filtracji rzędu 10^{-4} m/s były odnotowywane również w sąsiednim olkuskim rejonie kopalnictwa rud Zn-Pb (Motyka, Wilk, 1976).

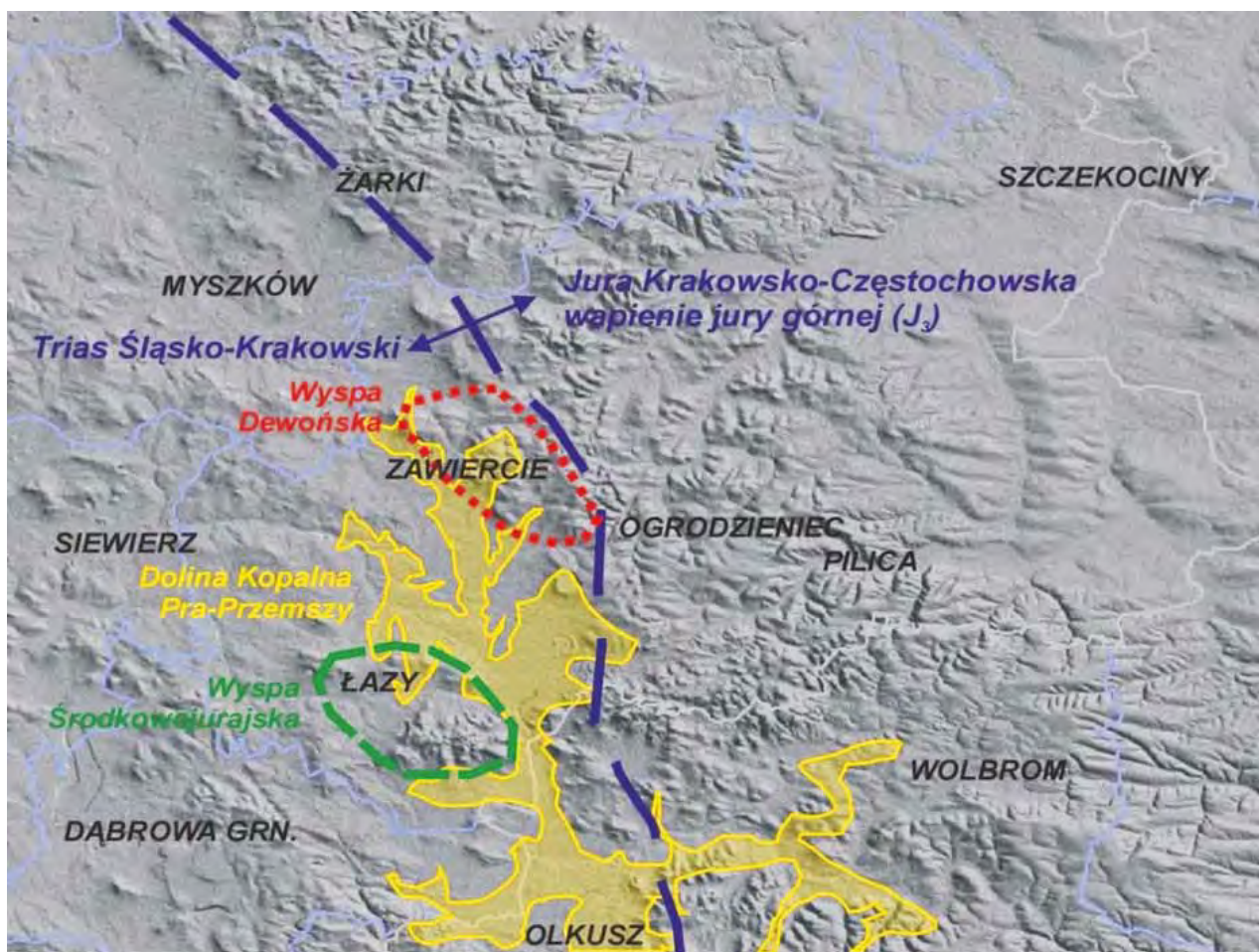
Zwierciadło wód podziemnych w utworach czwartorzędowych pra-Przemszy występuje na rozpatrywanym obszarze na niewielkich głębokościach, maksymalnie kilku–kilkunastu metrów (ryc. 18).

Kierunek spływu w piętrze czwartorzędowym jest zgodny z kierunkiem opadania powierzchni terenu. Lokalnie kie-

runek ten jest modyfikowany przez rzeki – Czarną Przemszę i Wartę wraz z ich niewielkimi dopływami.

W południowej części obszaru (Zawiercie–Olkusz) cieków przeważnie drenują wodonośne utwory czwartorzędowe, ale stwierdzono także ucieczki wody z cieków do czwartorzędowego podłoża w południowej części obszaru badań (Wilk, Bocheńska, 2003).

Najnowsze wyniki badań z lat 2013–2015 realizowane w południowej części omawianego obszaru, głównie w rejonie Zawiercia, potwierdzają drenujący charakter cieków. W kilku przypadkach stwierdzono jednak zasilający charakter cieków powierzchniowych, przy stratach wody na poziomie rzędu kilkunastu–kilkudziesięciu procent. Cieków powierzchniowych wykazują charakter zasilający w obrębie odcinków przechodzących przez strefę pradoliny Przemszy oraz w pobliżu stref skoncentrowanego ujmowania wód podziemnych (zarówno przez duże ujęcia, jak i górnictwo podziemne) z utworów wodonośnych pozostających w kontakcie z piaskami czwartorzędowymi. Sytuacja taka dotyczy w szczególności Warty przepływającej przez obszar Zawiercia, gdzie istnieją studnie do zaopatrzenia ludności i przemysłu, ujmujące wody podziemne z utworów dewońskich, pozostających w bezpośrednim kontakcie hydraulicznym



Ryc. 12. Struktury geologiczne w południowej części obszaru badań – rejon Zawiercia–Olkusza (Czop, Motyka, 2013)

z wodonośnymi piaskami czwartorzędowymi zdeponowanymi w dolinie wspomnianej rzeki.

Sytuacja taka ma miejsce przede wszystkim w dolinie Białej Przemszy, gdzie na skutek drenażu górniczego, głównie kopalni Pomorzany, na długości ok. 15 km Biała Przemsza zmieniła charakter z ciekłu drenującego (w naturalnych warunkach) na zasilający, tracąc na odcinku od Golczowic po Okradzionów ok. 1 m³/s wody. W rezultacie drenażu górniczego kopalń rud cynkowo-ołowiowych w latach 1974–1986 nastąpił całkowity zanik wody rzek: Baby, Białej i Sztolni Ponikowskiej (Wilk, Bocheńska, 2003).

W rejonie olkusko-zawierciańskim na zawodnienie istniejących i projektowanych kopalń (złoża rud Zn–Pb Zawiercie I i Zawiercie II) ma kontakt hydrauliczny przez okna hydrogeologiczne między utworami czwartorzędu i triasu.

Czwartorzędowe piętro wodonośne jest zasilane bezpośrednio przez infiltracje opadów atmosferycznych. Z racji występowania na powierzchni terenu głównie utworów piaszczystych, zasilanie infiltracyjne tego piętra należy uznać za stosunkowo wysokie. Moduł zasobów odnawialnych utworów czwartorzędowych, w szczególności w obrębie dolin rzecznych o wyższej miąższości piasków, waha się w granicach 3,3–20,8 m³/h·m².

Drenaż piętra czwartorzędowego poza odpływem wód do cieków powierzchniowych i kopalni jest również prowadzony przez użytkowników studni kopanych. W przeszłości były one głównym elementem zaopatrzenia ludności w wodę pitną, w szczególności na obszarach wiejskich. Aktualnie w związku ze zwodociągowaniem praktycznie całości terenu oraz wobec problemów jakościowych występujących w odniesieniu do płytko zalegających i łatwych do zanieczyszczenia wód czwartorzędowych (związki azotowe i bakterie), wody ze studni kopanych w tym obszarze są wykorzystywane tylko sporadycznie i na niewielką skalę.

Na rozpatrywanym obszarze w granicach piętra wodonośnego czwartorzędu nie wydzielono głównych zbiorników wód podziemnych.

Na przeważającej części badanego, w znacznej mierze wyniesionego, obszaru na mapach hydrogeologicznych Polski w skali 1 : 50 000 w utworach czwartorzędowych nie wydzielono samodzielnych jednostek głównych użytkowych poziomów wodonośnych (GUPW). Czwartorzędowe jednostki GUPW występują fragmentarycznie na części NE arkusza 844 Boronów i w części NW arkusza 845 Częstochowa oraz we wschodniej części arkusza Częstochowa na obszarze kopalnej doliny Warty (zał. 3.). Jednostki hydrogeologiczne GUPW z połączonymi poziomami Q–J₃ oraz Q–Cr₃ (zał. 3) występują na wschodnich rubieżach obszaru w zasięgu arkuszy Janów (846) i Kłomnice (810). Znacznie więcej połączonych jednostek hydrogeologicznych czwartorzędowo-mezozoicznych pierwszego poziomu wodonośnego (PPW) wyznaczono na Mapie hydrogeologicznej Polski 1 : 50 000 – PPW Występowanie i Hydrodynamika. Jednostki te występują na północnym zachodzie badanego rejonu w zasięgu występowania utworów jury dolnej i środkowej.

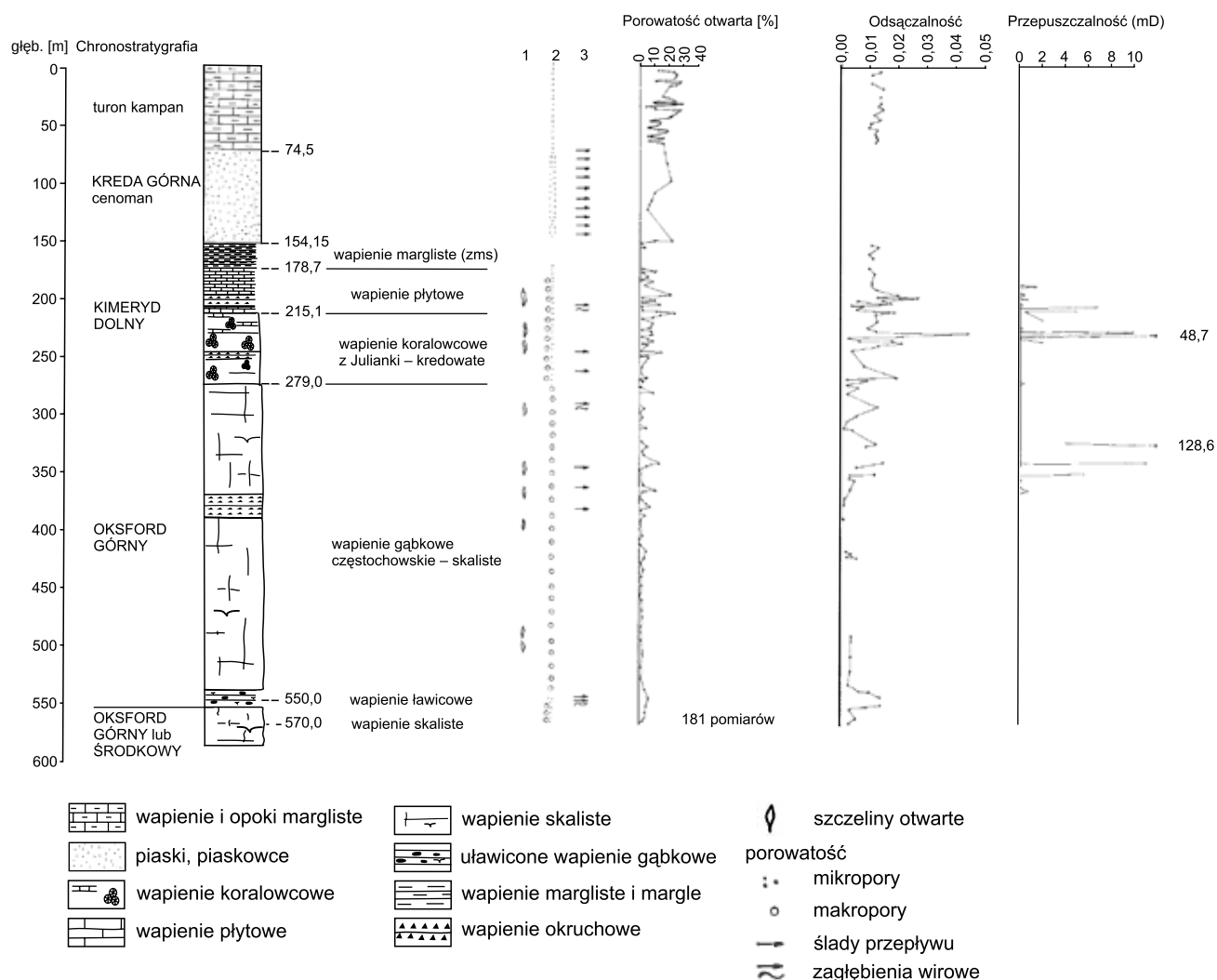
3.2.2. PIĘTRO WODONOŚNE KREDY

Kredowe piętro wodonośne jest reprezentowane przez dwa poziomy wodonośne: pierwszy to szczelinowo-porowy górnokredowy poziom wodonośny, drugi to poziom związany piaszczystymi utworami albu i cenomanu (kreda dolna i górna). Oba poziomy występują na wschodzie opisywanego rejonu, tworząc dwa GZWP Niecka Miechowska NW i SE o nr 408 i 409 (zał. 1). Pierwszy, płytszy, poziom ma większe znaczenie gospodarcze. Tworzą go spękane margle, opoki margliste i wapienie przynależne do kampanu i mastrychtu. Głębokość większości studzien, ujmujących wodę z utworów kredy górnej, mieści się w przedziale 25–50 m. Ze względu na zróżnicowaną podatność skał na spękania, wodoprzepuszczalność utworów kredy górnej zmienia się zarówno w pionie, jak i w planie. Występujące w profilu przewarstwienia ilów i margli ilastych dzielą lokalnie poziom wodonośny na warstwy miejscami odizolowane od siebie. Wraz ze wzrostem głębokości szczelinowatość górotworu maleje. Głębokość strefy aktywnej jest przyjmowana różnie, przeważnie od 80 do 120 m. Porowatość otwarta kredy węglanowej, z rejonu Zrębice–Koniecpol, według pomiarów Pacholewskiego (dane niepublikowane), waha od ok. 3 do 36% i zależy od litologii badanych skał. Wydajności potencjalne studzien są bardzo zmienne i wynoszą od poniżej 1 m³/h do sporadycznie ok. 100 m³/h, przeciętnie od kilkunastu do 50 m³/h. Współczynniki filtracji są zróżnicowane i wynoszą od 10^{–6} do 10^{–3} m/s. Zaznacza się prawidłowość, że wyższe parametry filtracji występują w dolinach rzecznych i obniżeniach morfologicznych, rozwiniętych przeważnie w strefach uskoku.

Miąższość piętra wynosi od kilkunastu do ponad 100 m. Profil utworów kredy i występowanie wyżej wymienionych dwóch poziomów wodonośnych oraz zmienność parametrów hydrogeologicznych ilustruje dobrze rdzeniowany otwór Podlesie P-9, na stacji hydrogeologicznej PIG nr I/470 (ryc. 13, Pacholewski, 1987).

Poniżej szczelinowo-porowego górnokredowego poziomu wodonośnego występuje poziom wodonośny związany z piaszczystymi utworami kredy dolnej (albu) i górnej (cenomanu). Izolację między poziomami kredy stanowią ilaste i margliste utwory santonu.

Drugi, głębszy, poziom wodonośny albu i cenomanu jest wykształcony jako piaskowce, piaski i zlepieńce. Miejscami jest połączony hydraulicznie z zawodnionymi piaskowcami turonu. Miąższość tego poziomu Kleczkowski (1972a, b) określa na od kilku do 25 m. Jak pokazują wyniki wierceń otworów w zlewni Wiercicy i tuż poza nią, jego miąższość może być jednak znacznie większa i wynosić od 54,50 m w otworze P-8 w Zrębicach do 79,65 m w otworze P-9 w Podlesiu, o stratygrafii opracowanej przez Marcinowskiego (Pacholewski, 1982, 1987). Zmienność miąższości zależy od deniwelacji, skrasowiałego i poddanego erozji przedalbskiego podłoża jury górnej.



Ryc. 13. Zmienność porowatości otwartej, odsączalności i przepuszczalności w profilu otworu P-9 Podlesie – nr punktu SOBWP I/470/3

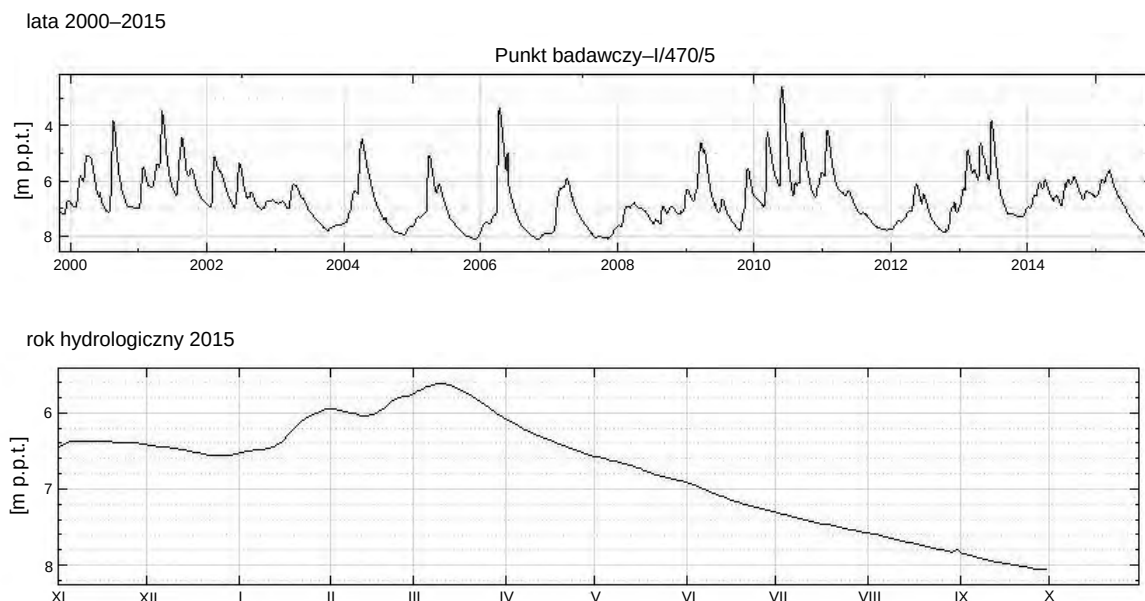
Kredowe piętro wodonośne jest zasilane przez infiltrację opadów atmosferycznych, drenowane przez współczesne i kopalne doliny rzeczne oraz studnie głębinowe.

Monitorowanie położenia zwierciadła wód podziemnych i wydajności źródeł jest prowadzone przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy w sieci obserwacyjno-badawczej wód podziemnych. Pomiary są prowadzone w punktach badawczych (stacjach hydrogeologicznych) I i II rzędu.

Z załączonych wykresów wahań zwierciadła wód podziemnych na stacji badawczej PIG w Podlesiu k. Koniecpola widać wyraźnie pewne prawidłowości. Płytki, 12-metrowy, otwór ujmujący kredę węglanową (ryc. 14), znajdujący się w strefie zasilania górnokredowego poziomu, charakteryzuje się ponad dwukrotnie większą amplitudą wahań z wielolecia, wynoszącą 5,53 m, niż głębszy, 84-metrowy, otwór ujmujący poziom cenomański (ryc. 15). Otwór głębszy jest położony w strefie formowania się ciśnień i jego amplituda

z wielolecia wynosi 2,29 m. Statystyki wahań dla roku hydrologicznego 2015 są podobne. Otwór płytki w strefie zasilania wykazał w 2015 r. amplitudę wahań równą 2,45 m. Zwierciadło wód podziemnych bardzo szybko reagowało na suszę hydrogeologiczną w 2015 r. Otwór głębszy, posiadający większą powierzchnię strefy zasilania poziomu wodonośnego cenomanu, miał mniejszą amplitudę roczną wahań zwierciadła wody, wynoszącą 0,62 m. W 2015 r. nagłonna susza dotknęła okolice Koniecpola oraz płytkie, częściowo zanieczyszczone, poziomy wodonośne. Susza nie dotknęła natomiast zasobnych, głębszych, o dużej powierzchni alimentacji i dobrej jakości poziomów wodonośnych kredy i jury górnej, ujętych i badanych na stacji w Podlesiu. Pomiary i badania tam prowadzone pokazują jak zaradzić niedoborom wody w rejonie Koniecpola.

Na północ od rozpatrywanego obszaru piętro kredowe jest drenowane przez dwie głębokie odkrywki węgla brunatnego KWB Bełchatów. Podstawą regionalnego drenażu wód



Ryc. 14. Wykresy stanów wód podziemnych w otworach obserwacyjnych PIG w poziomie górnokredowym – Cr₃, Podlesie (głęb. otworu 12 m)

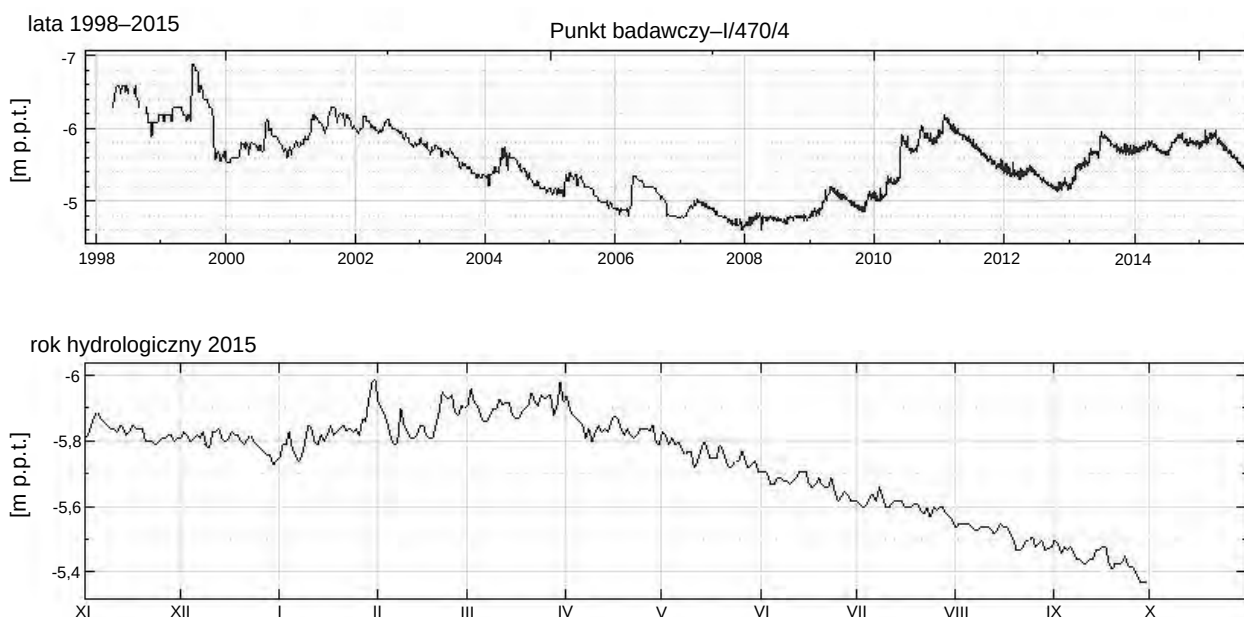
na rozpatrywanym obszarze są rzeki Pilica i Warta, a lokalnego – Białka, Wiercica w jej środkowym i dolnym biegu, Krztyńnia i Szreniawa oraz mniejsze ciek i liczne źródła (zał. 3).

3.2.3. PIĘTRO WODONOŚNE JURY

Wody piętra **jurajskiego** tworzą trzy poziomy: dolno-, środkowo- i górnokredowy.

Poziom dolnokredowy (liasu) jest zbudowany z osadów żwirowo-piaszczystych, występujących w formie soczewek

pośród nieprzepuszczalnych utworów ilasto-mułowcowych (Znosko, 1955). Poziom ten tworzą żwiry i piaski warstw olewińskich (połomskich) oraz piaskowce warstw łysieckich, przynależne do górnej części jury dolnej. Jest to poziom nieciągły, o zmiennej miąższości od kilku do 20 m i zmiennych wydajnościach. Wody są eksploatowane przez liczne studnie w zachodniej części subregionu Warty wyżynnej, na zachód od rejonu badań. W strefie wschodniej, gdzie jura dolna kontaktuje się z czwartorzędem, stanowią również źródło zaopatrzenia w wodę małych gospodarstw rolnych użytkujących studnie kopane.



Ryc. 15. Wykresy stanów wód podziemnych w otworach obserwacyjnych PIG w poziomie górnokredowym Cr₃ – cenoman, kreda piaszczysta, Podlesie (samowypływ, głęb. otworu 84 m)

Stosunkowo niewielkie rozprzestrzenienie tych utworów jest powodem, ich relatywnie mało znaczących zasobów. Sytuacja taka ma miejsce mimo dobrej przepuszczalności osadów zwirowo-piaszczystych, dla których średni współczynnik filtracji w rejonie Wysokiej określono na $3,67 \times 10^{-5}$ m/s (Rudzińska, 1980). Badania realizowane w latach 70. XX w. wykazały dużą zmienność współczynników filtracji utworów liasu, który zawierał się w granicach od ok. $4,4 \times 10^{-6}$ do $3,4 \times 10^{-4}$ m/s (Liszkowski i in., 1982). Marszałek (1972 i in.) podaje węższy przedział k – od $26,25 \times 10^{-5}$ do $5,86 \times 10^{-4}$ m/s.

Poziomu zwierciadła w wodonośnych utworach liasu dotychczas szerzej nie rozpoznano. Prawdopodobnie na znaczącej powierzchni wody poziomu liasowego mają charakter naporowy. Dodatkowo w profilu liasu możliwe jest występowanie kilku warstw utworów przepuszczalnych, odizolowanych od siebie. Na podstawie obserwacji z rejonu Rodaki–Rokitno Szlacheckie, gdzie różnice położenia zwierciadła wody w utworach liasu dochodziły do 30 m, można sądzić, że mamy do czynienia z niezależnymi systemami hydraulicznymi w obrębie tego samego poziomu wodonośnego. Potwierdza to hipotezę, że woda podziemna występuje w tym poziomie w hydraulicznie odrębnych soczewkach utworów piaszczysto-zwirowych.

3.2.3.1. Poziom wodonośny jury środkowej

W utworach jury środkowej stwierdzono kilka poziomów wodonośnych, lecz charakter stałego, użytkowego poziomu środkowojurajskiego mają tylko warstwy kościeliskie. Są to piaski lub piaszkowce różnoziarniste przynależne do aalenu i bajosu. Pozostają one w łączności hydraulicznej z dolnojurajskimi piaskami toarku górnego, czyli warstwami łysieckimi górnymi. Najczęściej występują piaszkowce słabo scementowane spoiwem ilasto-żelazistym. Jest to poziom o charakterze porowo-szczelinowym, silnie tektonicznie zdyslokowany o zwierciadło napięte, tylko w strefach wychodni ma on charakter swobodny. Wartość współczynnika filtracji poziomu wodonośnego wynosi średnio 6×10^{-5} m/s, a wydajności studzien ok. 30–70 m³/h. Miąższości wynoszą 22–67 m, przeciętnie ok. 40 m (Kleczkowski, 1972a, b). Miąższości warstw kościeliskich wzrastają ku północnemu zachodowi. Zasilanie następuje na wychodniach oraz przez przepuszczalne utwory czwartorzędowe, lokalnie w trakcie eksploatacji górniczej obserwowano jego zasilanie przez rzeki. Poziom wodonośny w warstwach kościeliskich jest położony poniżej ilów rudonośnych eksploatowanych przez wiele lat w rejonie częstochowsko-kłobuckim. Takie położenie silnie zawodnionych warstw kościeliskich, znajdujących się pod ciśnieniem hydrostatycznym, powodowało podstawowe trudności przy eksploatacji rud żelaza. Bardzo często następowały nagle wdarcia wody z piaskiem. Powodowało to zatopienie szybów, wyrobisk, a nawet całej kopalni. Poziom ten do początku lat 80. XX w. był drenowany w wyniku odwadniania kopalń rud żelaza, co spowodowało powstanie rozległego leja depresji. Utworzony regionalny lej depresyjny miał wymiary: długość: 50 km, szerokość: 20 km, głębokość: 100–130 m. Po zaprzestaniu eksploatacji i zatopieniu kopalń lej zaczął się wypełniać i obecnie poziom ma charak-

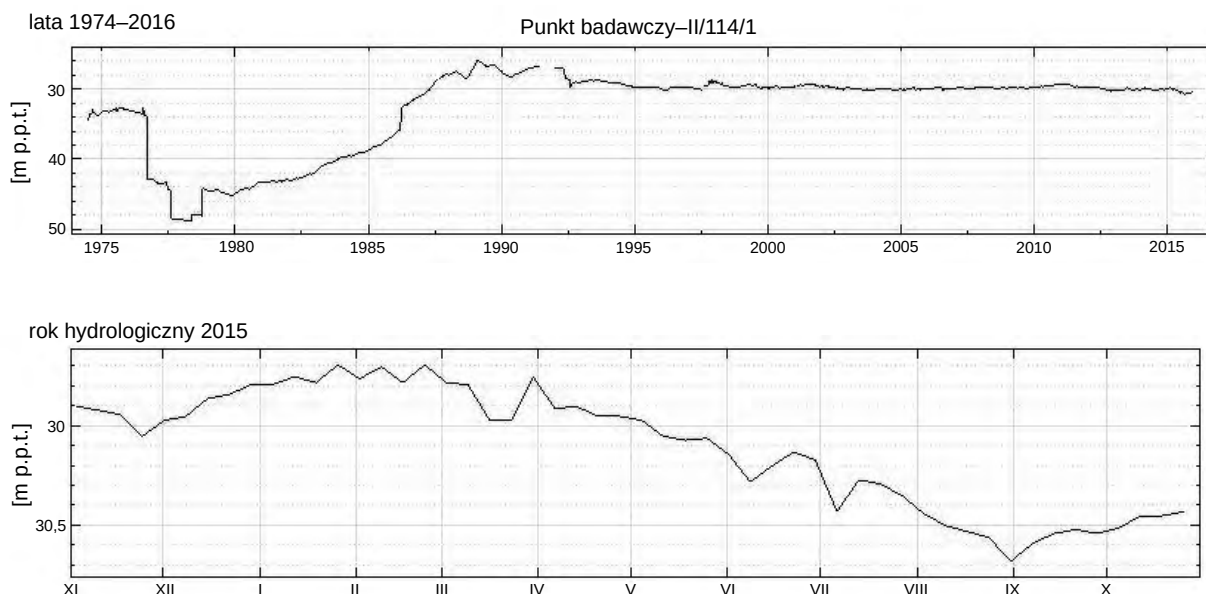
ter artezyjski, a zwierciadło stabilizuje się ponad poziomem terenu. Zaniechana eksploatacja złóż rud żelaza w utworach jury środkowej w tym rejonie, o czym wspomniano w poprzednich rozdziałach, spowodowała powstanie strefy zanieczyszczonych wód kopalnianych. Problemy te zostaną omówione szerzej w rozdziale 7. Na rycinach 16 i 17 przedstawiono wyniki pomiarów wahań zwierciadła wód podziemnych w sieci PIG w rejonie zakończonej eksploatacji górniczej.

Według obserwacji stanów zwierciadeł w sieci PIG stwierdza się, że zwierciadło w strefie zatopionych kopalń (I i II strefa hydrogeochemiczna – rozdział 7) oraz w odległości co najmniej kilku km od granic obszarów górniczych, powróciło już do stanu naturalnego. Zilustrowano to na wykresach zawań zwierciadła wód podziemnych w rejonie zaniechanej eksploatacji rud Fe w okolicy Kłobucka (punkt badawczy nr II/114 w miejscowości Konieczki; ryc. 16) i w miejscowości Golce (nr punktu II/472; ryc. 17). Dynamikę zmian powrotu przedstawiono na rycinach 16 i 17. Punkt 114 w Konieczkach ma amplitudę z wielolecia równą 23,04 m, a punkt 472 – szyb wentylacyjny w Golcach – amplitudę 70,28 m. Na podstawie analizowanych wieloletnich pomiarów można wyróżnić trzy etapy zmian reżimu hydrogeologicznego: I etap związany z odwodnieniem poziomu wodonośnego przez kopalnie, II etap wypełniania się leja depresyjnego po likwidacji kopalń i powrót do warunków uznanych za naturalne, III etap naturalnych warunków hydrodynamicznych. W zależności od położenia punktów badawczych względem wychodni oraz od odległości od kopalń uwidoczniły się różnice w poziomie maksymalnego obniżenia ciśnienia oraz w sposobie reakcji zwierciadła w procesie odwodnienia i wypełniania się leja depresyjnego. Maksymalne obniżenie lustra wody w punkcie zlokalizowanym w szybie wentylacyjnym w rejonie kopalni w Golcach było trzykrotnie większe niż w piezometrze w Konieczkach, zlokalizowanym ok. 6 km poza obszarem kopalń. Wypełnianie się leja depresji w rejonie kopalni trwało ok. 5 lat, a w Konieczkach – ok. 11 lat.

Śródkowojurajski poziom wodonośny jest obecnie eksploatowany przez nieliczne studnie na terenie: Częstochowy, Poraja, Kłobucka i Konopisk. Studnie te są zlokalizowane w rejonie o naturalnym chemizmie. Jest to rejon na zachód od zatopionych kopalń, w rejonie wychodni warstw kościeliskich, na obszarze zasilania, np. koło Konopisk. Pojedyncze studnie występują w strefie hydrogeochemicznej, na wschód i północny wschód od kopalń, w których chemizm wód nie został jeszcze zmieniony. Jest to strefa potencjalnego zagrożenia jakości, ponieważ znajduje się na drodze przepływu wód z wyrobisk kopalnianych. Celowym byłoby objęcie tej strefy badaniami.

Poziom środkowojurajski pełni rolę głównego użytkowego poziomu wodonośnego na obszarze NE części arkusza Boronów. Poza obszarem badań tworzy on GUPW na arkuszach: Krzepice, Wieluń, Rudniki i Skomlin. Według nowego podziału na 172 JCWPd są to JCWPd nr 98 i 99.

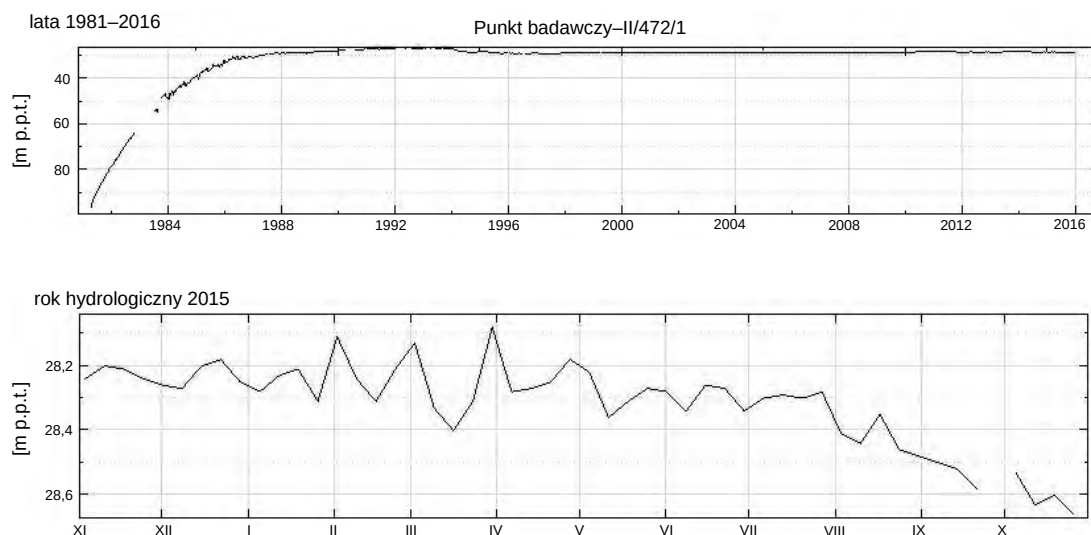
Wartość współczynnika filtracji poziomu wodonośnego wynosi średnio 6×10^{-5} m/s, a wydajności studzien ok. 30–70 m³/h. Miąższość wynosi ok. 20–40 m. Zasilanie następuje



Ryc. 16. Wykresy stanów wód podziemnych w otworach obserwacyjnych PIG w rejonie Kłobucka – rejon zlikwidowanych kopalń rud Fe; III strefa hydrogeochemiczna – Konieczki – J₂

na wychodniach oraz przez przepuszczalne utwory czwartorzędowe. Jest to teoretycznie główny poziom wodonośny na terenie arkusza Częstochowa, lecz najważniejszym problemem jest obecnie jego zła jakość, z powodu której pozbawiono sporą część tego zbiornika walorów użytkowości (Pacholewski i in., 1995, 1997; Razowska, 1998, 2000; Wilk, Bocheńska, 2003). Jakość wód w tym rejonie przedstawia również dokumentacja hydrogeologiczna GZWP 325, Kieńć i in., 2008). Problem ten zostanie omówiony w rozdziale 7. Jakość wód ulega stopniowej poprawie, lecz ciągle jeszcze nie spełnia ona wymogów użytkowości.

Poziom wodonośny jury środkowej na większości badanego obszaru, jest bardzo dobrze izolowany od nadległego poziomu wodonośnego jury górnej. Izolację stanowi gruby zespół częstochowskich iłów rudonośnych wieku środkowojurajskiego, który stanowi nieprzepuszczalny ekran między starszymi utworami jury środkowej oraz utworami jury górnej na znacznej części badanego terenu. Częstochowskie iły rudonośne osiągają do ok. 160 m miąższości w obszarze północnym, a ich miąższość wyraźnie maleje ku południowi i w rejonie Ogrodzieńca wynoszą ok. 40 m. Na południe od równoleżnika Niegowonice–Rodaki, zespół ten ulega całko-



Ryc. 17. Wykresy stanów wód podziemnych w otworach obserwacyjnych PIG w rejonie Kłobucka – rejon zlikwidowanych kopalń rud Fe I strefa hydrogeochemiczna – Golce – J₂

witemu wyklinowaniu, a pozostające tam osady jury środkowej osiągają niewielkie miąższości i są wykształcone jako dominujące utwory piaszczysto-mułowcowe izolujące już w ograniczonym zasięgu starsze utwory, przede wszystkim węglanowe wodonośne osady triasu, od nadległych węglanowych osadów jury górnej. W tym rejonie rolę regionalnej warstwy izolacyjnej, między triasem a jurą, pełnią ilaste osady kajpru, które jednak w rejonie olkusko-zawierciańskim mają okna hydrogeologiczne. Problem występowania lub braku izolacji odgrywa istotną rolę w oddziaływaniu istniejącego i projektowanego górnictwa rud metali nieżelaznych na środowisko wodne.

3.2.3.2. Poziom wodonośny jury górnej (malmu)

Poziom górnijurajski (malmu), najbardziej zasobny i będący podstawą zaopatrzenia w wodę badanego obszaru, jak również całej Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej, obejmuje serię osadów węglanowych, opisaną szczegółowo w rozdziale 2.1. Jest to poziom szczelinowo-krasowo-porowy o zwierciadle swobodnym, wyjątkowo napiętym. Poziom wodonośny jury górnej tworzy GZWP nr 326 – Częstochowa E, rozciągający się od Krakowa po Wieluń. Jest to zbiornik hydrogeologicznie odkryty.

Poziom tego zbiornika, obejmuje największą część badanego obszaru o powierzchni ok. 1500 km². Zasilanie następuje na całym obszarze jego występowania, bezpośrednio lub pośrednio przez utwory czwartorzędowe. Jest on na prawie całym obszarze badań bardzo dobrze izolowany od leżących niżej poziomów. Szczelinowo-krasowy charakter wodonośca i występowanie przepuszczalnego nadkładu sprzyjają infiltracji wód atmosferycznych oraz odnawialności zasobów. Układ pola hydrodynamicznego wskazuje na występowanie w poziomie trzech systemów przepływu: regionalnego, pośredniego i lokalnego (Pacholewski i in., 1985).

Regionalny system przepływu w poziomie jury górnej jest skierowany, zgodnie z monoklinalnym upadem warstw w kierunku NE i E ku Niece Nidziańskiej (miechowskiej). Dominują systemy pośrednie i lokalne, które zostały ukształtowane dzięki urozmaiconej rzeźbie terenu, a zwłaszcza głęboko wciętym dolinom rzek i potoków. Podstawę drenażu pośrednich systemów przepływu tworzą większe rzeki odwadniające obszar wyżyny, a lokalnych – mniejsze ciek i liczne źródła zasilające wspomniane rzeki. Lokalne podstawy drenażu są zlokalizowane w obrębie obniżen erozyjnych, rozcinających płytę górnijurajską. Ważnym obszarem drenażu utworów jury górnej jest skłon kuesty, gdzie obserwuje się kontakt wapieni z piaskami czwartorzędowymi. W strefie tej poza widocznymi źródłami, dającymi początek niewielkim ciekom, takim jak: Mitrega i Centuria, Leśniówka, Czarka oraz Strumień, zachodzi przepływ wód podziemnych z utworów jurajskich do czwartorzędowych. Ponadto poziom jury górnej zasila w południowej części obszaru badań, tj. w rejonie Zawiercia i Klucz, poziom wodonośny triasu przez okna hydrogeologiczne (Pacholewski, 1971; Motyka, Wilk, 1980; Wilk, 2003). Sytuacja taka ma miejsce na obszarach pozbawionych ilastych utworów kajpru, w rejonie Sieniczna, Wiśliczki, Michałówki, Olewina, Gorenica i Zawady,

na wschód od Olkusza, gdzie obserwuje się oddziaływanie olkuskich kopalń metali na górnijurajski poziom wodonośny.

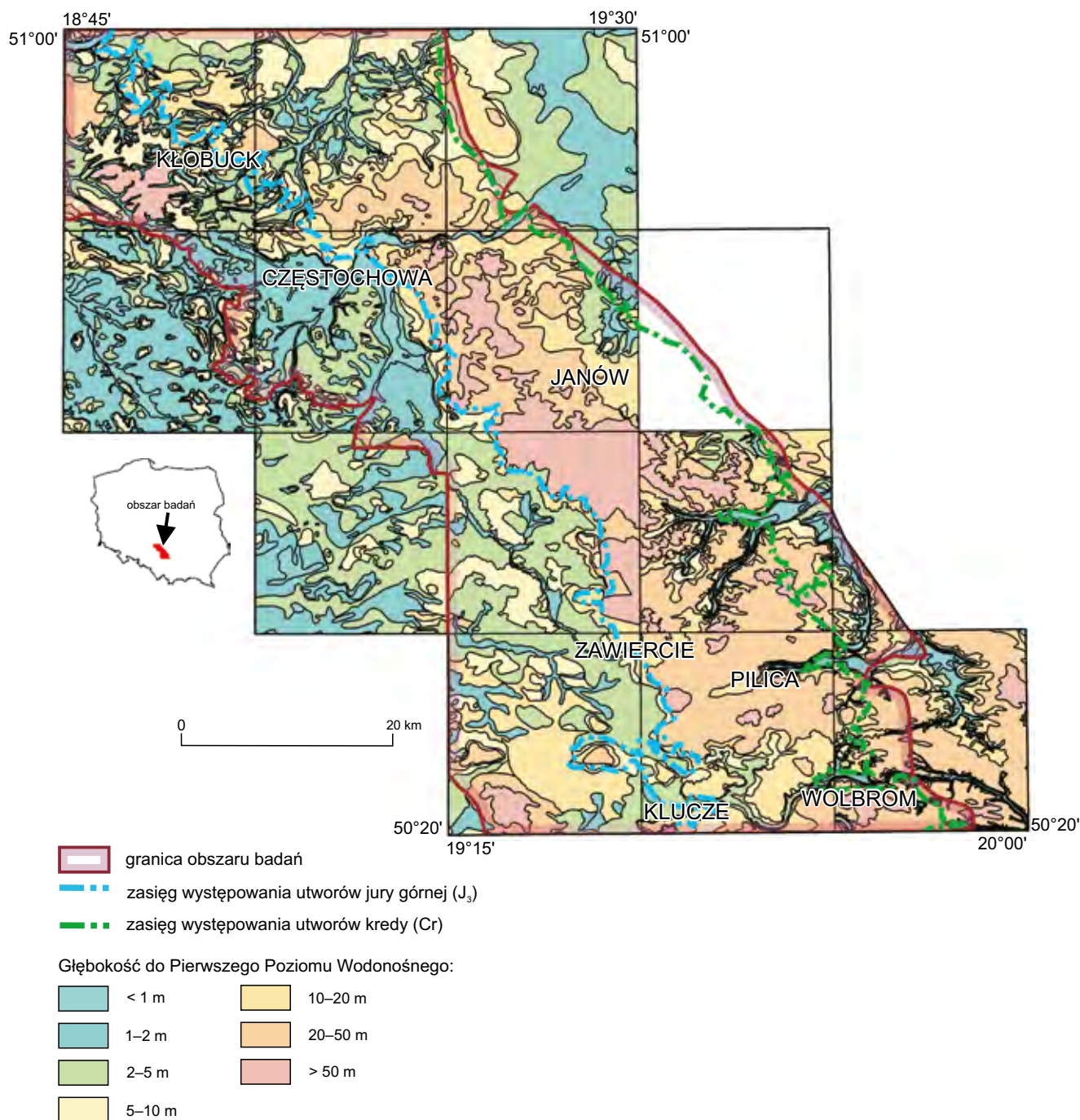
Należy podkreślić, że w rejonie Częstochowy pierwotne kierunki przepływu wód podziemnych do rzek zostały zakłócone przez eksploatację wielootworowych ujęć wód podziemnych. Koncentracja dużych ujęć komunalnych, o wydajności w końcu lat 70. XX w. ponad 100 tys. m³/d, spowodowała nałożenie się lejów depresji poszczególnych ujęć. Na obszarze działalności wodociągów częstochowskich rozwój lejów depresji jest hamowany i ograniczany przez infiltrację z rzek do warstwy wodonośnej. W obszarze między Wartą a ujęciem Mirów nastąpiło odwrócenie kierunku przepływu wód podziemnych. Warta z rzeki drenującej stała się infiltrującą (ryc. 19). Należy wspomnieć, że pierwsze studnie ujęcia Mirów odwiercono w miejscu występowania wydajnych źródeł w dolinie Warty. Podobna sytuacja nastąpiła w rejonie ujęcia Wierzchowisko, gdzie eksploatacja ujęcia spowodowała praktycznie zanik górnego biegu potoku Tylinka (ryc. 11). Na rycinie 19 przedstawiono schemat przepływu wód podziemnych w rejonie Częstochowy. Widoczne są tam kontakty lateralne poziomów wodonośnych: czwartorzędu i jury górnej oraz czwartorzędu i jury środkowej.

W rejonie Rudnik obserwuje się także lokalny wpływ odwadniającej działalności kopalni wapieni Latosówka na zbiornik jury górnej (Czop i in., 2009). Dopływy do kopalni, w zależności od stopnia rozcięcia złoża, nacięcia i eksploatacji różnych typów wapieni i wysokości opadów atmosferycznych, wahają się w poszczególnych latach od 3 do 11 m³/min (Czop i in., 2009). Największe dopływy wystąpiły w przypadku udostępnienia i eksploatacji zespołu biohermalnego. Lej depresji, o powierzchni ok. 20 km², zaznacza się na mapie hydroizohips (zał. 3).

Poziom wodonośny jury górnej jest bardzo silnie drenowany przez dwie odkrywki KWB „Bełchatów”, które są zlokalizowane poza obszarem prac.

Zwierciadło wody w wapieniach jurajskich jest współkształtne z morfologią powierzchni terenu, która wykazuje duże deniwelacje i układa się na rzędnych od ok. 400 w rejonie Ogródzieńca do 200 m n.p.m. w dolinie Białej Okszy (zał. 3). Głębokość do zwierciadła waha się od kilku metrów w części północnej do ponad 50 m na kulminacjach terenu, występujących głównie w środkowej i południowej części obszaru badań (ryc. 18).

Miąższość poziomu wodonośnego rośnie od kuesty ku północnemu wschodowi od kilku do ponad 550 m pod utworami kredy. Poza rejonem badań miąższość ta może wynosić nawet 700 m. Zdolność do gromadzenia wód w osadach węglanowych jury górnej zależy od stopnia porowatości, spękania i skrasowienia. Parametry te wykazują bardzo silne zróżnicowanie w zależności od wykształcenia litologicznego utworów węglanowych, co ma również odbicie w zróżnicowaniu własności hydrogeologicznych skał. Porowatość masywu skalnego (matrycy) waha się od kilku do kilkunastu procent. Ma ona zasadnicze znaczenie dla retencji i zasobności wód podziemnych zbiornika, lecz odgrywa drugorzędną rolę w przepuszczalności hydraulicznej. Podstawową rolę w ruchu wód, a co za tym idzie migracji zanieczyszczeń, od-



Ryc. 18. Głębokość do zwierciadła wody podziemnej pierwszego poziomu wodonośnego

grywa porowatość krasowa i szczelinowa (kawernistość i szczelinowatość). Kanały krasowe i strefy spękań tektonicznych pełnią rolę kolektorów zbierających wodę z całego masywu skalnego. Problem ten dobrze udokumentowano w badawczej zlewni Wiercicy (Pacholewski, 1982; Liszkowska, Pacholewski, 1989; Głazek i in., 1992). Przepuszczalność, a co za tym idzie wodonośność, utworów jury górnej jest bardzo zróżnicowana. Wartość współczynnika filtracji wynosi średnio od $8,0 \times 10^{-5}$ do 1×10^{-4} m/s, a wydajności studzien są zróżnicowane w zależności od litologii wodonośca, stopnia szczelinowatości i skrasowienia wapieni i wyno-

szą od kilkunastu do kilkuset m^3/h (średnio 70–100 m^3/h). Poziom ten jest miejscami połączony z nadległym piaszczysto-żwirowym poziomem czwartorzędowym (ryc. 11, 12, 19).

Poziom wodonośny jury górnej, tworzący główny zbiornik wód podziemnych, rozciąga się od Krakowa po Wieluń. W jego zasięgu Pacholewski wydzielił 3 rejony hydrogeologiczne: krakowski – A, częstochowski – B i wieluński – C (ryc. 20) o zdecydowanie zróżnicowanych warunkach hydrogeologicznych.

Najlepsze warunki hydrogeologiczne występują w centralnym rejonie częstochowskim, gdzie studnie osiągają eks-



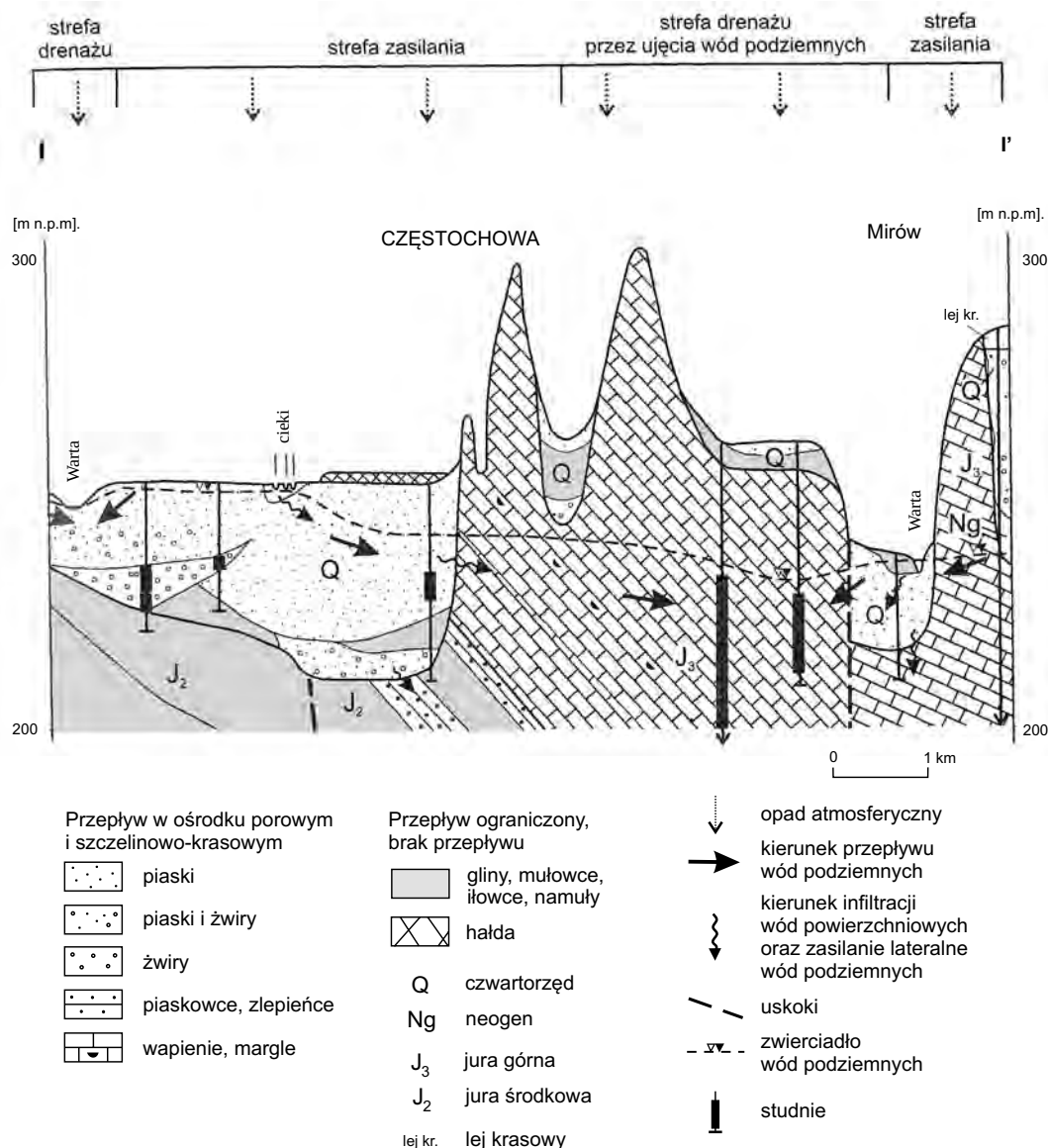
Fot. 10. Kopalnia Latosówka – woda zgromadzona w spągu wyrobiska pochodząca dopływu podziemnego – 06.08.2015 r. (okres suszy) (fot. B.A. Matyja)

tremalne wartości od 0,5 do 567 m³/h; średnio 48,3 m³/h, średni wydatek jednostkowy wynosi 16,4 m³/h/1mS (ryc. 20). Maksymalne wydajności uzyskano w strefach więzi hydraulicznej opisywanego poziomu wodonośnego z wodami dolin rzecznych oraz w strefach dyslokacji tektonicznych, wzdłuż których rozwinął się kras. Rejon częstochowski charakteryzuje się również najlepszymi parametrami hydrogeologicznymi skał w nim występujących. Według autorów niniejszej monografii jest to spowodowane występowaniem w tym rejonie największego rozprzestrzenienia zespołów (kompleksów) biohermalnych (ryc. 6; zał. 2) z występującymi w nich najbardziej predysponowanymi do przewodzenia i magazynowania wód wapieniami skalistymi (masywnymi) i kredowanymi. W zespołach biohermalnych są zlokalizowane wszystkie znane jaskinie na jurze (http://geoportal.pgi.gov.pl/portal/page/portal/jaskinie_polski/kontakt), co znakomicie pokazuje mapa geologiczna (zał. 2). Występują tu powszechnie wapienie skaliste, o czym piszą we wcześniejszym rozdziale 2.1 Matyja z Wierzbowskim. Wapienie skaliste są pozbawione kongregacji krzemiennych, są to czyste wapienie, o zawartości CaCO₃ powyżej 95 %.

Wśród wapiennych osadów jury górnej, szczególnie wapienie skaliste stanowią najbardziej podatne ośrodki na działanie procesów krasowych. Wynika to zarówno z ich wewnętrznej struktury wyrażonej obecnością pierwotnej „makroporowatości”, która stymulowała przebieg tych procesów, jak i z ich masywności (braku uławiczenia), co sprzyjało za-

chowaniu i rozwojowi systemów krasowych. Procesy krasowe w wapieniach skalistych rozwijały się etapowo w kolejnych fazach krasowienia – od wczesnej kredy, przez paleogen i neogen, aż do czwartorzędu – i są czynne obecnie.

Są one spękane, rozwinęły się w nich liczne kanały, studnie, leje, kawerny krasowe i wtórna porowatość. W ich obrębie rozwinęły się duże jaskinie i kawerny o wysokości do ok. 20 m. Na obszarze zespołów biohermalnych występują również leje krasowe i duże depresje krasowe o średnicy ponad 1 km i głębokości przekraczającej 100 m. Wszystkie te formy krasowe są częściowo wypełnione kenozoicznymi osadami piaszczysto-ilastymi. Badania w zlewni Wiercicy wykazały, że kawerny krasowe wypełnione osadami trzeciorzędowymi (neogeńskimi) sięgają aż do głębokości 107 m w otworze P-3 w zespole biohermalnym Julianki – przelot kawerny 100–107 m p.p.t. (Pacholewski, 1982). Kawerny krasowe wypełnione utworami czwartorzędowymi stwierdzono aż na głębokości: w otworze P-6 bis Julianka – 172 m (przelot 162–172 m), w otworze Lgota Błotna P-7 – 302,5 m (Pacholewski, 1982). Ślady krasowienia stwierdzono również w rdzeniach wiertniczych w spągu osadów J₃ na głębokości ok. 300 m w otworach Janów P-5 bis oraz P-9 Podleś, gdzie na głębokości 553,6–554,9 m w dolnych wapieniach skalistych, na granicy z wapieniem ławicowym Zawodziańskim, stwierdzono wyraźne szczeliny poziome, na których widać zagłębienia przepływów wirowych. Świeże powierzchnie dowodzą współczesności tych przepływów.



Ryc. 19. Przekrój hydrogeologiczny wraz ze schematem przepływu wód podziemnych przez rejon Częstochowy (Pacholewski i in., 2009 z uzupełnieniami)

Reasumując, w zlewni Wiercicy stwierdzono występowanie zjawisk krasowych w pełnym profilu jury górnej.

W innych obszarach występowania poziomu jury górnej również stwierdzono występowanie głębokiego krasu. W otworze studziennym w miejscowości Witkowiec, gmina Kłomnice, na głębokości 168–184 m stwierdzono występowanie krasu kopalnego, prawdopodobnie jest on wieku przedalbskiego.

Podsumując, zespoły biohermalne są bardzo dobrze przepuszczalne i mocno skrasowiałe.

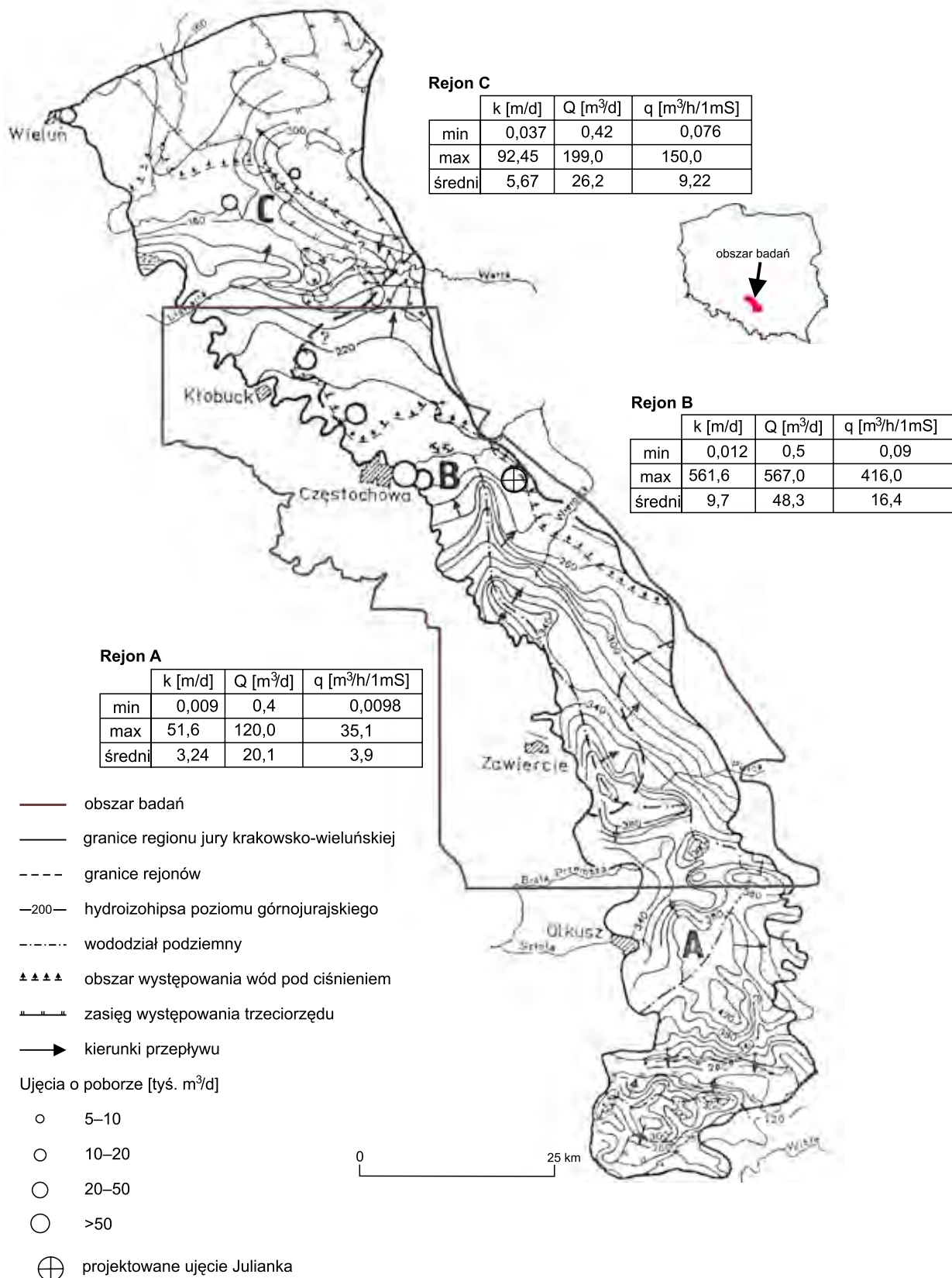
Oznaczenia porowatości otwartej na rdzeniach wiertniczych i próbkach skał potwierdziły, że wapienie kredowate, występujące w zespołach biohermalnych, charakteryzują się wysoką, najwyższą ze wszystkich opisywanych wydzieleni litostratygraficznych wapieni, porowatością efektywną otwartą, przekraczającą 30%.

Występowanie wapieni skalistych w obrębie kompleksów biohermalnych powoduje, że właśnie te obszary stano-

wią zasadniczy obszar występowania zjawisk krasowych i są silnie przepuszczalne i zawoźnione. Krążące w nich „wody krasowe” osiągają duże prędkości przepływu.

Należy wspomnieć, że rejon częstochowski charakteryzuje się również gęstszą siecią uskoku, które wpływają na rozwój krasu. Problem ten został dobrze udokumentowany w zlewni Wiercicy. Badania radiometryczne, znacznikowe, wykonane metodą otworową za pomocą izotopu jodu (¹³¹I), pozwoliły wyznaczyć prędkość przepływu wód w strefach dyslokacji. Jest ona bardzo duża i wynosi od 2 do 5 m/h. Dla porównania rzeczywista średnia prędkość filtracji wyznaczona dla obszaru zlewni wynosi 0,12 m/h (Pacholewski, 1982).

Mimo zmieniających się w planie i w profilu pionowym właściwości filtracyjnych, poziom jury górnej stanowi w centralnej i południowej części rejonu jeden hydraulicznie związany system wodonośny.



Ryc. 20. Obszar badań na tle Mapy hydrogeologicznej regionu jury krakowsko-wieluńskiej (Pacholewski, Rózkowski, 1990)

Na obszarach basenów międzybiohermalnych procesy krasowe są rozwinięte nieporównanie słabiej. Wynika to z dwóch przyczyn: (1) we wszystkich basenach występują

wapnienie uławiczone, a uławiczenie wiąże się z występowaniem niekiedy cienkich, niekiedy grubszych przeławiczeń marglistych; (2) wszystkie baseny międzybiohermalne cha-



Fot. 11. Źródło w Mstowie (fot. P. Liszka)

rakteryzują się występowaniem wyraźnego (20–30 m grubości) pakietu marglistego (dolnego zespołu marglistego – ogniwo z Latosówki). Te dwie przyczyny, jak wynika z porównań nawet obserwacji, skutecznie hamują rozwój zjawisk krasowych. Z kolei powszechna obecność samego zespołu marglistego, jako ekranu izolującego, półprzepuszczalnego, może mieć również znaczenie w rozważaniach hydrogeologicznych. Dobrze widoczna jest rola izolująca margli (dolny zespół marglisty) w dużym kamieniołomie wapieni w Latosówce (fot. 12, 13, 14).

Na załączonych zdjęciach widać linię wypływu wód podziemnych na granicy warstwy margli izolujących lokalnie poszczególne warstwy wodonośne. Wody te dopływają tutaj z sąsiedniego zespołu biohermalnego. Taka sytuacja dotyczy znacznego obszaru. W północnej części rejonu obecność zespołów marglistych stwarza możliwość występowania niezależnych warstw wodonośnych w profilu jury górnej.

Wspomniane cienkie przeławicenia margliste i wapienie margliste obszarów międzybiohermalnych również mogą stanowić dobry horyzont izolujący nadległy poziom wodonośny w piaskach albu i cenomanu. Jak wspomniano wcześniej, w rozpatrywanym poziomie dobrze określono, między innymi punktowymi pomiarami ciśnień potencjalnych, obszary zasilania, przepływu i drenażu. Przedstawiane wykresy wahań (stanów) wód podziemnych ilustrują poszczególne strefy hydrodynamiczne. Również przekrój hydrogeologiczny przez zlewnię Wiercicy dobrze ilustruje ten problem. Wynika z niego, że rzeka Wiercica w rejonie źródłiskowym Julianka–Sygątki przez liczne wydajne źródła nie drenuje całego strumienia wód podziemnych. Zgodnie z upadem części strumienia wód podziemnych poniżej podstawy drenażu doliny rzecznej płynie ku NE w głąb niecki miechowskiej,

formując przepływ regionalny. Wykazały to między innymi pomiary punktowe ciśnień potencjalnych w odwierconych otworach P-3, P-6 i P-6bis (Pacholewski, 1982). Również wyniki prac modelowych i izotopowych potwierdziły tę hipotezę. Dynamikę wahań zwierciadła wód podziemnych w poziomie górnym jurajskim przedstawiono na rycinach 21–24 zamieszczonych poniżej.

Na stacji hydrogeologicznej w Morusach k. Podzamcza dobrze widać zróżnicowaną dynamikę wahań zwierciadła wód. W poziomie górnej jury (ryc. 23 – punkt nr I/476/2 – otwór płytszy), który jest poziomem hydrogeologicznie odkrytym, dynamika zmian zwierciadła wody w roku hydrologicznym 2015 (amplituda 1,93 m) jest ponad dwukrotnie większa niż w leżącym niżej piętrze triasowym (ryc. 24 – punkt nr I/476/1),

gdzie amplituda roczna wynosi 0,67 m. Jest to charakterystyczne dla stref wododziałowych. Obserwowany punkt, w którym są mierzone wahania w jurze górnej jest położony w takiej strefie.

Wykresy wahań na stacji Podlesie (ryc. 22) dobrze ilustrują strefę przepływu regionalnego. Amplituda wahań z wielolecia 1999–2015 wynosząca 1,93 m i amplituda roczna z 2015 r. wynosząca 0,67 m są o wiele niższe niż w strefie zasilania (ryc. 21), gdzie są najwyższe i wynoszą 4–5 m. Najwyższe wieloletnie wahania zwierciadła wód w poziomie jury górnej na obszarze wododziałowym na kulminacji w rejonie Czatachowej (zlewnia Wiercicy), w obecnie zniszczonym piezometrze, osiągnęły wielkość 9 m.

Największa wodonośność poziomu występuje w rejonie częstochowskim. W rejonie tym są zlokalizowane wszystkie największe ujęcia wód podziemnych z obszaru całej jury. Część zbiornika ma zatwierdzone zasoby eksploatacyjne. Są to zasoby dla obszarów:

- 1 – o powierzchni 207 km² dla rejonu ujęć Mirów–Srocko–Olsztyn w ilości 2700 m³/h (Pacholewski i in., 1998);
- 2 – o powierzchni 574 km² na północ od Częstochowy w ilości 8900 m³/h (Dziuk, Grodowska, 1988);
- 3 – o powierzchni 196 km² dla zlewni Wiercicy w ilości 1250 m³/h (Pacholewski, 1991).

W obrębie poziomu górnym jurajskim zlokalizowano wszystkie duże ujęcia wód podziemnych obecnego Przedsiębiorstwa Wodociągów i Kanalizacji Okręgu Częstochowskiego (PWIK), dawne WPWiK Częstochowa (ryc. 20). Używana jest też nazwa Wodociągi Częstochowskie. Największe to ujęcie Mirów–Srocko. Dużymi ujęciami są po-



**Fot. 12, 13, 14. Kamieniołom wapieni w Latosówce –
wyfluy wody z formacji pileckiej, 6.08.2015 r. (okres suszy) (fot. B.A. Matyja)**

nadto: Wierzchowisko, Olsztyn i Łobodo z których zaopatrywana jest w wodę ludność i zakłady przemysłowe Częstochowy i okolicznych miejscowości. Pobór wody z ujęć komunalnych w Częstochowie i w pozostałych większych ujęciach rejonu ciągle maleje. Ujęcia częstochowskie pobierały

w końcu lat 70. XX w. ponad 100 tys. m³/d, dzisiaj tylko ok. 45 tys m³/d (tab. 3).

Łączna zdolność produkcyjna (zatwierdzone zasoby eksploatacyjne) ujęć częstochowskich wynosi 119 700 m³/d (ok. 4990 m³/h), w tym z utworów jury górnej 105 600 m³/d.



Fot. 15. Kopalnia Latosówka – wypływ wody ze szczeliny na granicy ławic wapieni i margli – 6.08.2015 r. (okres suszy) (fot. B.A. Matyja)

3.2.3.3. Właściwości hydrogeologiczne skał jury górnej

Poziom wodonośny jury górnej ma parametry hydrogeologiczne przestrzennie zróżnicowane, w zależności od litologicznego wykształcenia skał węglanowych, stopnia ich tektonicznego zaangażowania oraz stopnia skawernowania. Wysokie wodoprzepuszczalności są typowe dla rejonu częstochowskiego (rejon B na ryc. 20). Miarodajne wartości współczynników filtracji mieszczą się w przedziale od $6,5 \cdot 10^{-6}$ do $1,5 \cdot 10^{-3}$ m/s, średnio $1,1 \cdot 10^{-4}$ m/s.



Fot. 16. Zlewnia Wiercicy – jedno z licznych źródeł na obszarze źródłiskowym Julianka–Sygątka (fot. P. Liszka)

Ocenę zdolności skał do przewodzenia i gromadzenia wody badano kompleksowo w zlewni Wiercicy. Badaniami objęto jej górną część, tam gdzie płynie i miejscami zanika (infiltruje w podłoże) bezpośrednio po wychodniach górnej jury lub po utworach czwartorzędu.

Strefowe pompowania badawcze wykazały obniżanie się przepuszczalności z głębokością. Zjawisko to można wiązać ze zmniejszającą się wraz z głębokością średnicą szczelin oraz wypełnieniem pustek krasowych (Liszkowska, Pacholewski, 1989).

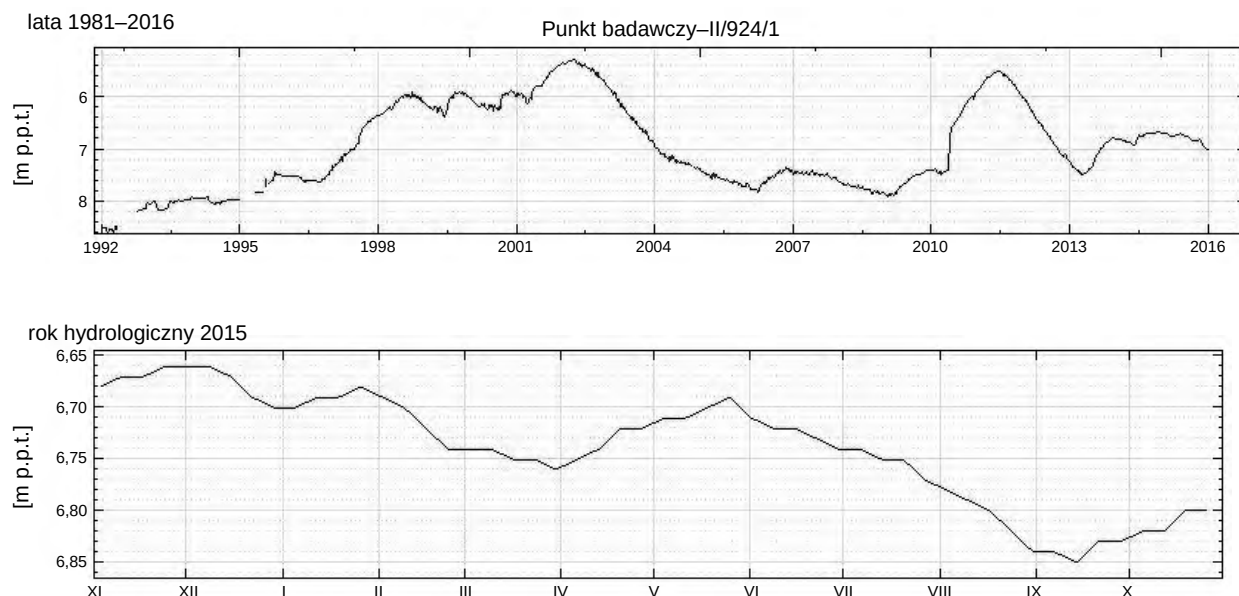
Z tego rejonu poddano analizie wyniki laboratoryjnych oznaczeń (Pacholewski, 1982): porowatości efektywnej masy skalnej (otwartej), jej odsączalności i przepuszczalności. Średnie wartości tych parametrów podano w tabeli 4.

Wartości tych parametrów świadczą o znacznym zróżnicowaniu własności hydrogeologicznych masy skalnej (matrycy) w poszczególnych typach wapieni. Zwraca uwagę zawsze większy od 1 stosunek porowatości efektywnej do odsączalności, co oznacza, że znaczna część przestrzeni porowej jest hydraulicznie nieczynna, a więc nie bierze udziału w ruchu wód podziemnych.

Potwierdzeniem tego są wyniki badań przepuszczalności, której zmienność mieści się w przedziale od 0,001 do ok. 11 mD. Wartości te odpowiadają współczynnikowi filtracji (k) od $7,7 \cdot 10^{-11}$ m/s do $8,1 \cdot 10^{-8}$ m/s.

Charakterystykę szczelinowego systemu krążenia wód określono na podstawie ilościowych, polowych pomiarów szczelinowatości wykonanych w odsłonięciach w obrębie zlewni Wiercicy i jej najbliższego sąsiedztwa. Metody pomiarów były zgodne z przedstawionymi w pracy Liszkowskiego i Stochlaka (1976). Badania objęły cztery główne wydzielenia litologiczne wapieni górnajurajskich:

- wapień zawodziański (kamieniołom Jaroszków);
- główny wapień skalisty z zespołu biohermalnego (kamieniołom Kielniki oraz kamieniołom Dąbrówka koło Siedlca i niesystematyczne badania „skałek” z rejonu Złotego Potoku);



Ryc. 21. Wykresy stanów wód podziemnych w otworach obserwacyjnych PIG w poziomie górnourajskim – piezometr k. źródła Zygmunta – J₃

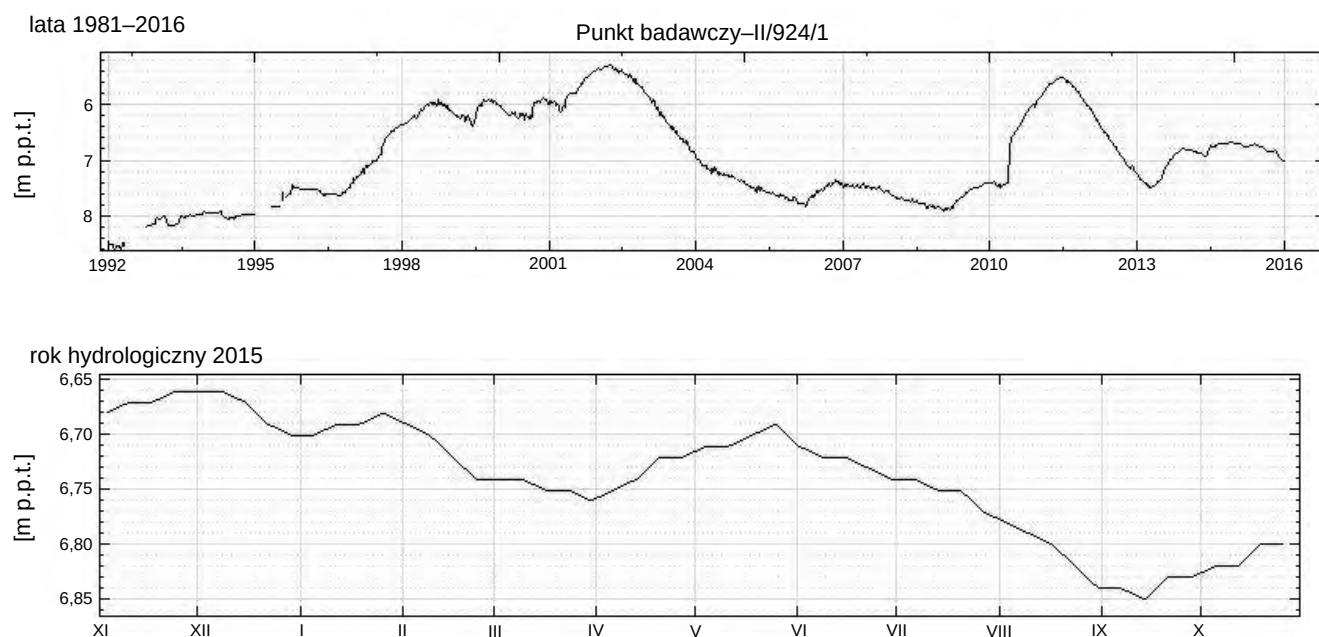
- wapienie płytowe (pylaste) z marglami (kamieniołom Latosówka k. Rudnik);
- poziom wapieni kredowych z zespołu biohermalnego Julianki (kamieniołom Julianka).

Z uwagi na występowanie tylko 3 lub 4 systemów spękań (tab. 5), kompleks wapieni górnourajskich w zlewni Wierci-cy należy uznać za strukturalnie anizotropowy.

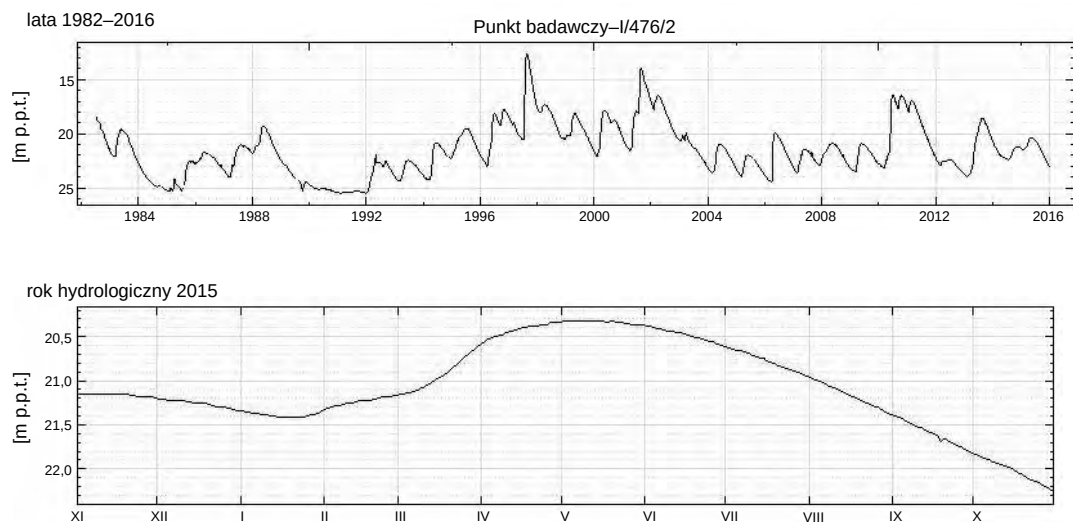
Z obliczeń współczynników przepuszczalności szczeli-nowej k_{ps} i współczynników filtracji szczelinowej k_s wynika, że badany maszyn pod względem hydraulicznym jest niejed-

norodny, bowiem wartości tych parametrów w obrębie poszczególnych wydzielen litologicznych różnią się niekiedy o 1 do 2 rzędów (tab. 5, 6).

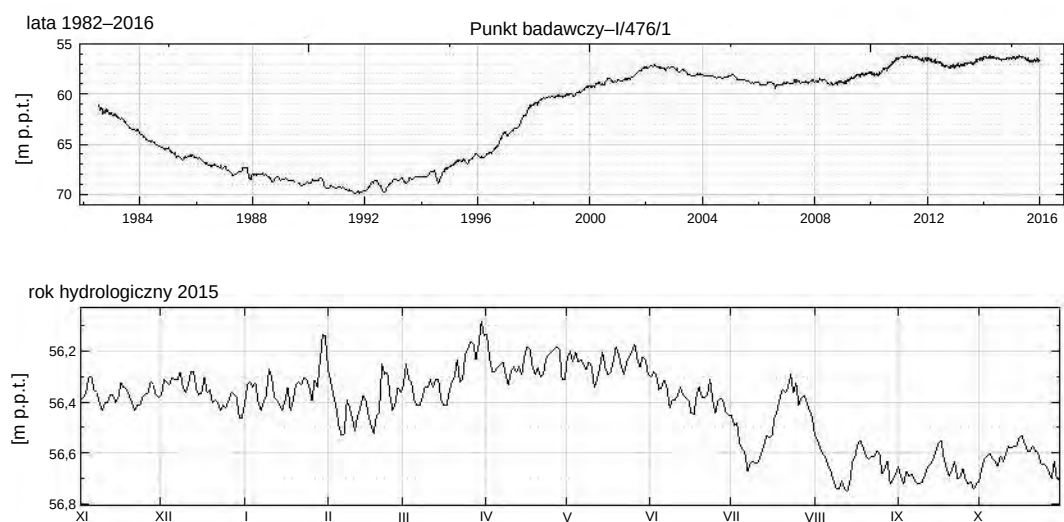
Wykonane badania wskazują na dominujący udział szczelinowatości i kawernistości w kształtowaniu wysokich wartości współczynników filtracji górnourajskiego zbiornika. Badania Liszkowskiej i Pacholewskiego wykazały znaczną anizotropowość i niejednorodność masywu górnourajskie-go, uzależnioną od wykształcenia litologicznego skał węglanowych.



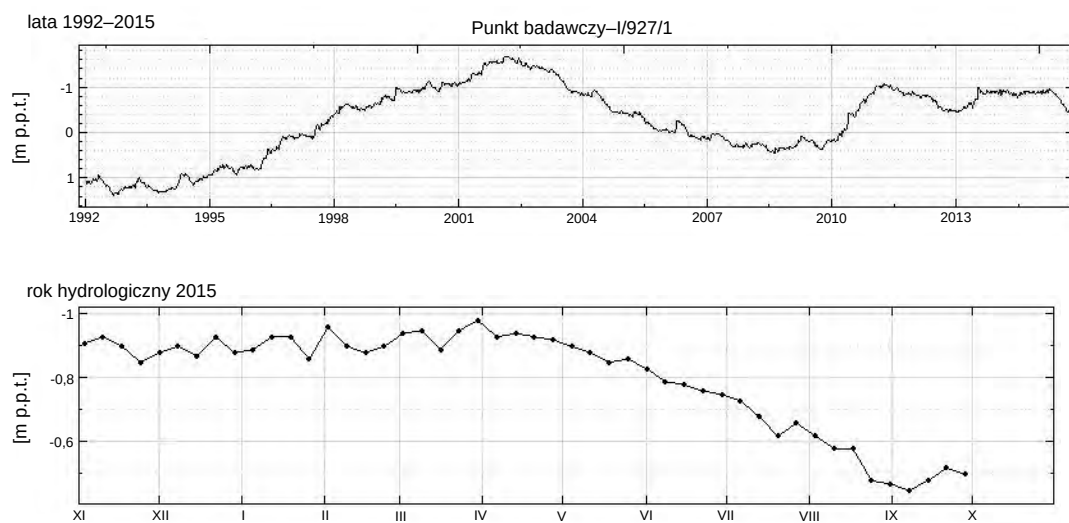
Ryc. 22. Wykresy stanów wód podziemnych w otworach obserwacyjnych PIG w poziomie górnourajskim – Podlesie – J₃ (samowypływ, głęb. otworu 570 m)



Ryc. 23. Wykresy stanów wód podziemnych w otworach obserwacyjnych PIG w poziomie górnourajskim – Morusy k. Ogrodzieńca – J₃



Ryc. 24. Wykresy stanów wód podziemnych w otworach obserwacyjnych PIG w piętrze triasowym – Morusy k. Ogrodzieńca – T_{1,2}



Ryc. 25. Wykresy stanów wód podziemnych w otworach obserwacyjnych PIG w poziomie górnourajskim – Lgota Błotna – J₃ (głęb. otworu 103 m)

3.2.4. PIĘTRO WODONOŚNE TRIASU

3.2.4.1. Ogólna charakterystyka

Jacek Motyka, Andrzej Pacholewski

Piętro wodonośne triasu występuje w południowej i południowo-zachodniej części badanego rejonu. W granicach omawianego obszaru występują fragmenty dwóch triasowych GZWP: GZWP 327 Lubliniec–Myszków – T_{1,2} oraz GZWP 454 Olkusz–Zawiercie – T_{1,2}.

W profilu piętra triasowego występują trzy poziomy wodonośne: triasu górnego (kajpru), triasu środkowego (wapienia muszlowego) i triasu dolnego (pstrego piaskowca) (Kleczkowski, 1990; Skrzypczyk, 2001).

Poziom triasu górnego (kajpru) w rejonie zawierciańskim jest zbudowany głównie ze słabo przepuszczalnych łowców i mułowców, wśród których występują wkładki wapieni, piaskowców i zlepieńców. W związku z tym utwory kajpru w skali regionalnej pod względem hydrogeologicznym są traktowane jako warstwy izolujące. Miąższość wkładek skał przepuszczalnych jest bardzo zmienna i wynosi od kilku do ok. 25 metrów. Wodoprzepuszczalne wkładki wśród utworów ilasto-mułowcowych tworzą lokalne poziomy wodonośne (Rudzińska, 1980; Wilk, Bocheńska, 2003), miejscami mające więź hydrauliczną z poziomem wapienia muszlowego. Woda podziemna z utworów kajpru jest ujęta kilkoma studniami, dzięki czemu stwierdzono, że zwierciadło wody podziemnej w tym poziomie stabilizuje się na głą-

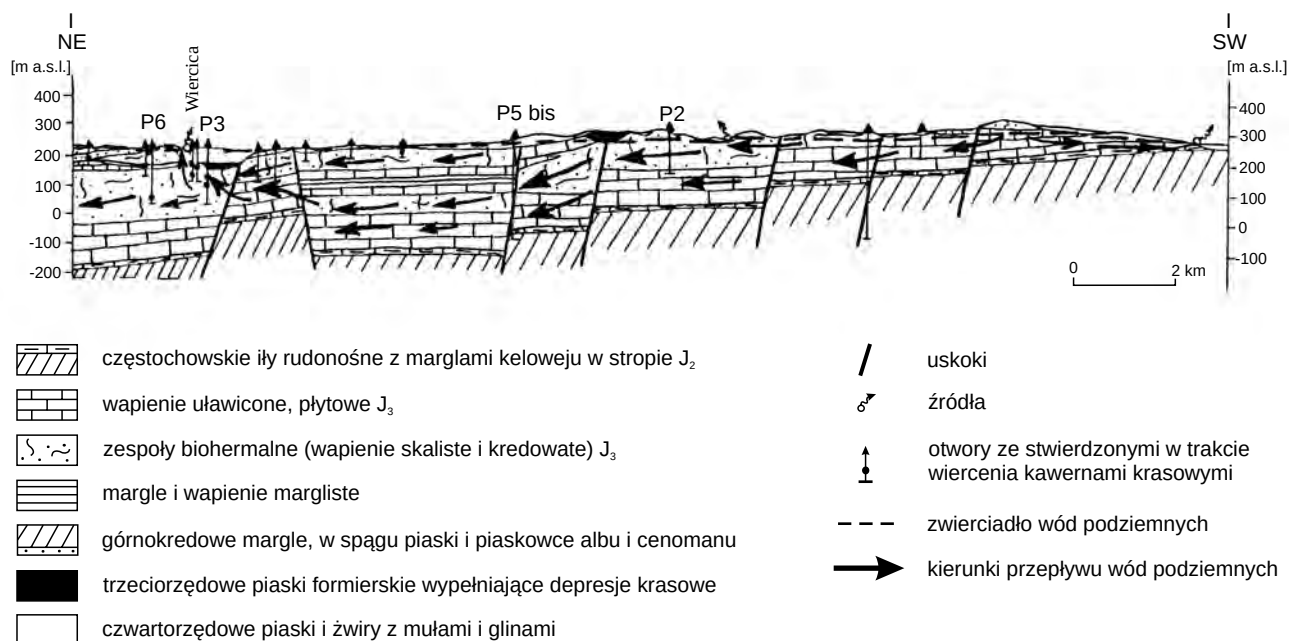
bokości od 1 do 10 m. Wydajność jednostkowa studni z tego poziomu wodonośnego mieści się w przedziale od 0,37 do 9,8 m³/h·1m (Rudzińska, 1980; Wilk, Bocheńska, 2003).

Poziom wodonośny wapienia muszlowego jest zbudowany z dolomitów warstw tarnowickich, dolomitów diploporowych i kruszczośnych, wapieni warstw olkuskich (Śliwiński, 1961) oraz gogolińskich. Niektórzy badacze przyjmują, że górna część warstw gogolińskich, posiadająca wkładki margliste jest nieprzepuszczalna (np. Kotlicki, 1962; Wilk, Bocheńska, 2003). Niemniej jednak na podstawie doświadczeń z rejonu olkuskiego (np. Wilk, Motyka, 1977) przyjęto, że wapienie gogolińskie są integralną częścią wodonośnego wapienia muszlowego. Potwierdzeniem tego jest także nawiercenie w tych skałach, w trzech otworach, kawern o wysokości od 1,2 do 3,6 m. Miąższość poziomu wodonośnego triasu środkowego w rejonie zawierciańskim mieści się w przedziale od 20 do ok. 100 m (Rudzińska, 1980; Wilk, Bocheńska, 2003).

Zwierciadło wody podziemnej w utworach wapienia muszlowego w strefach wychodni ma charakter swobodny, a pod przykryciem izolujących utworów kajpru i retyko-liasu – subartezyjski lub artezyjski. Poziom wody w omawianych skałach układa się na rzędnych od ok. 280 m n.p.m. w zachodniej części rejonu zawierciańskiego do ok. 330 m n.p.m. w jego wschodniej części. Wydajności studzien ujmujących wodę w utworach wapienia muszlowego mieszczą się w przedziale od kilkunastu do ok. 200 m³/h, przy depresji od kilku do kilkudziesięciu metrów, co daje wydatki jednostkowe od ok. 0,1 do 180 m³/h·1m (Rudzińska, 1980; Wilk, Bocheńska, 2003).



Fot. 17. Zlewnia Wiercicy. Przelew na źródle Zygmunta. Punkt badawczy PiG (fot. P. Liszka)



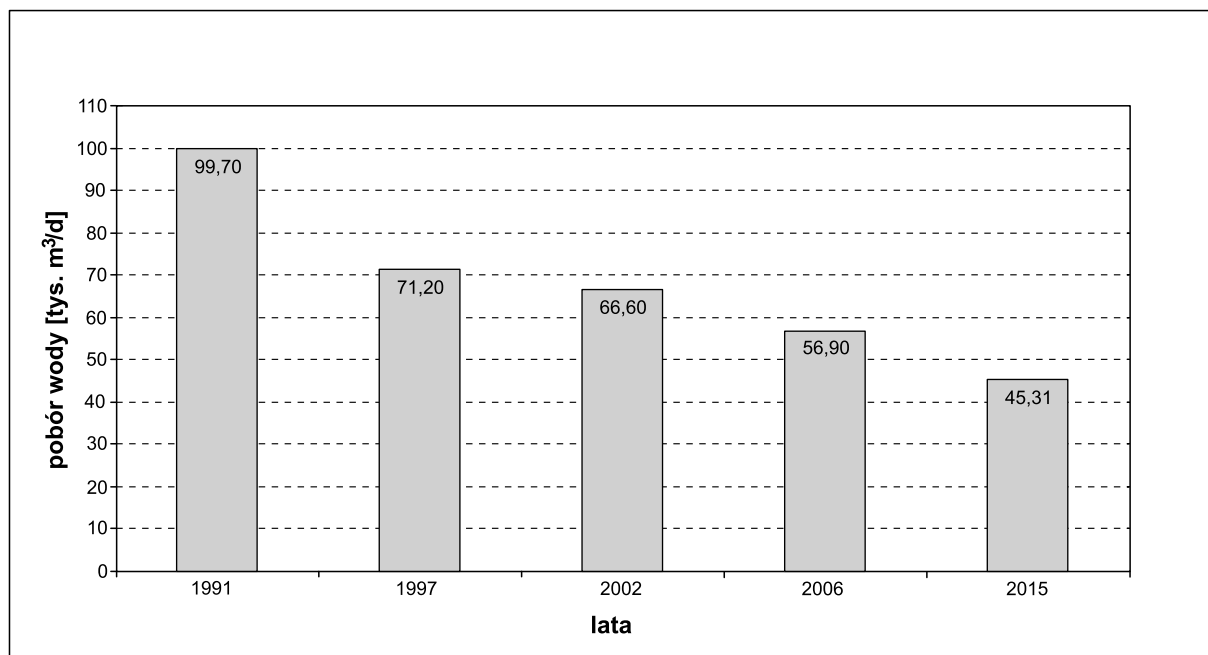
Ryc. 26. Przekrój hydrogeologiczny przez zlewnię Wiercicy (Głazek i in., 1992)

Poziom wodonośny górnego pstrego piaskowca (retu) jest związany ze spękanymi i skrasowiałymi dolomitami jamistymi i wapieniami, występującymi w górnej części tego poziomu. Dolna część retu, wykształcona jako dolomity margliste, margle oraz iły z wkładkami gipsów, jest praktycznie nieprzepuszczalna. Miąższość wodonośnego poziomu retu wynosi 20–30 m, a wydajność jednostkowa studni mieści się w przedziale od 4 do 24 m³/h·1m (Rudzińska, 1980; Wilk, Bocheńska, 2003).

Poziom dolnego i środkowego pstrego piaskowca, jest zbudowany z wkładek piaskowców wśród utworów ilastych

i nie odgrywa większej roli w kształtowaniu warunków przepływu wód podziemnych. Jedynie lokalnie występują większe płyty tych skał i tam wodonośne utwory dolnego i środkowego pstrego piaskowca mogą mieć pewne znaczenie jako poziom wodonośny. Pod względem hydrogeologicznym poziom ten nie jest rozpoznany.

Triasowe piętro wodonośne jest zasilane głównie we wschodniej części rejonu zawierciańskiego przez dopływ wody z innych pięter wodonośnych w strefach bezpośrednich więzi hydraulicznych. Lokalnie, w strefach wychodni węglanowych skał triasowych na powierzchnię terenu lub



Ryc. 27. Pobór wody z ujęć podziemnych przez Wodociąg Częstochowski w latach 1991–2015

Tabela 3

**Eksploatacja wód podziemnych
przez Wodociąg Częstochowski (PWik O/Cz) w 2015 r.**

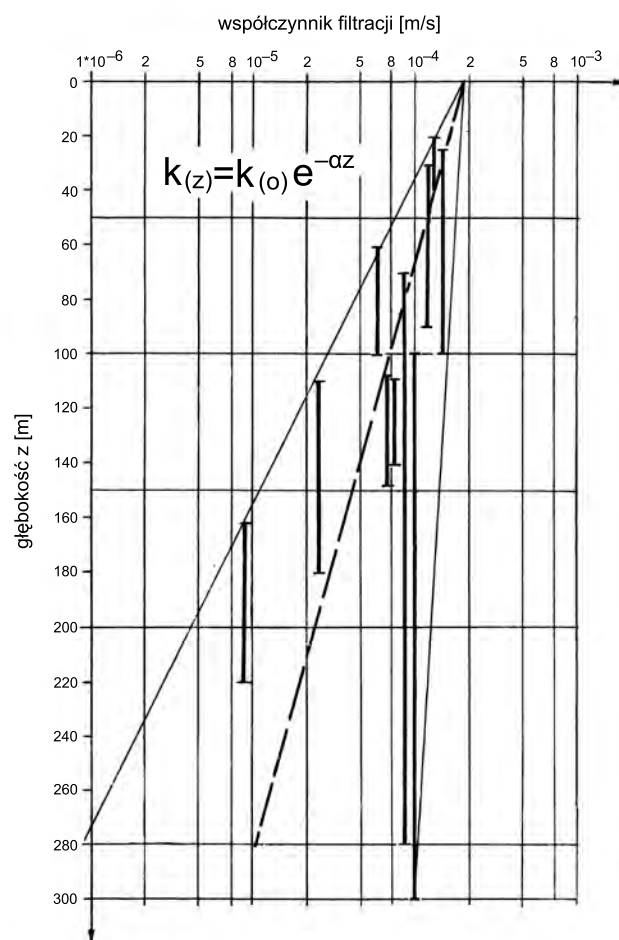
Ujęcie	Stratygrafia	Eksploatacja wód	
		roczna [m ³ /a]	średniodobowa [m ³ /d]
Łobodno	J ₃	1 360 500	3 727,4
Wierzchowisko	J ₃	4 039 017	11 065,8
Mirów-Srocko	J ₃	7 541 955	20 662,9
Olsztyn	J ₃	1 635 700	4 481,4
Bukowno, Biskupice, Kielniki (zakończenie eksploatacji – 20.08.15 r.) Przymiłowice (rozpoczęcie eksploatacji – 21.08.15 r.)	J ₃	192 400	527,1
Blachownia	Q	84 050	230,3
Wielki Bór	Q	628 300	1 721,4
Rększowice	T ₂	259 500	710,9
Konopiska	T	110 900	303,8
Rudniki	J ₃	102 900	281,9
Rędziny	J ₃	105 300	288,5
Cisie	Q	21 720	59,5
Rybna	J ₃	289 036	791,9
Rzasa	J ₃	168 870	462,7
Łączny pobór			45 315,5
w tym z utworów J ₃			42 289,6

pod utworami czwartorzędowymi, są one zasilane przez infiltrację opadów atmosferycznych. Omawiane piętro jest drenowane przez odpływ wody do innych pięter wodonośnych w strefach kontaktów hydraulicznych lub przez cieki powierzchniowe i źródła w zachodniej części rejonu zawierciańskiego. Pewne znaczenie w drenażu triasowego piętra wodonośnego ma pobór wód z węglanowych skał triasowych w ujęciach komunalnych i przemysłowych.

3.2.4.2. Właściwości hydrogeologiczne

Jacek Motyka

Właściwości hydrogeologiczne węglanowych skał triasowych były badane metodami laboratoryjnymi i polowymi. Badania laboratoryjne właściwości hydrogeologicznych przestrzeni porowej (matrycy) *sensu* Choquette i Pray (1970), wykonano na rdzeniach, pobranych z otworów TŁ-19 i TŁ-37 wywierconych w okolicy Tucznawy, na południe od



Ryc. 28. Zmienność współczynnika filtracji (k) z głębokością (z) w rejonie Julianki – zlewnia Wiercicy, dane z próbnych pompowań (Liszkowska, Pacholewski, 1989)

Zawiercia. Otwory te wykonano w ramach realizacji programu dokumentowania zasobów złóż rud cynku i ołowiu w rejonie zawierciańskim. Metody badań laboratoryjnych zostały szczegółowo opisane we wcześniejszych pracach (Motyka i in., 1971; Wilk i in., 1985). Wyniki badań zestawiono w tabeli 7.

Właściwości hydrogeologiczne przestrzeni porowej badanych triasowych skał węglanowych są różne dla poszczególnych typów litologicznych. Porowatość otwarta matrycy w dolomitach wapienia muszlowego i retu mieści się w prze-

Tabela 4

**Średnie wartości porowatości efektywnej (n_e), odsączalności (μ) i przepuszczalności masy skalnej (k_p)
wapieni górnjurajskich w świetle badań laboratoryjnych w zlewni Wiercicy**

Poziom litofacyjny	Liczebność (n)	n_e [%]		μ [%]		k_p [mD]		
		średnia	odch. stand.	średnia	odch. stand.	liczebność	średnia	rozpiętość
dolne wapienie płytowe	26	4,63	±4,06	1,08	±0,67	b.d.	b.d.	<0,001–11,01
wapienie skaliste główne	22	3,40	±2,20	1,20	±0,77	21	0,362	<0,001–11,00
górne wapienie płytowe z marglami	44	4,54	±3,57	0,96	±0,65	34	0,305	<0,001–9,810
wapienie kredowate	49	12,02	±6,58	1,75	±1,46	20	1,266	<0,001–6,780

Tabela 5

Charakterystyka parametrów szczelinowatości i przepuszczalności szczelinowej podstawowych poziomów litofacjalnych jury górnej zlewni Wiercicy na podstawie połowych danych pomiarowych (Liszkowska, Pacholewski, 1989)

Poziom litofacjalny	Średnie gwarantowane wartości				
	rozwarcie b [mm]	gęstość G [1/cm]	porowatość szczelinowa n _s [%]	współczynnik przepuszczalności szczelinowej k _{ps} [darcy]	współczynnik filtracji szczelinowej k _s [m/s]
dolne wapienie płytowe	0,5–1,0	C1–0,008 C2–0,006 SS–0,01	0,12–0,24	2,5·10 ⁻² –2,0·10 ⁻²	2,5·10 ⁻⁴ –2,0·10 ⁻³
główny wapień skalisty	1,6–2,4	C1–0,002 C2–0,003 C3–0,006 C4–0,006 SS–0,006	0,37–0,55	8,2·10 ⁻² –4,6·10 ⁻³	8,2·10 ⁻³ –4,6·10 ⁻²
główny wapień skalisty	0,5	C1–0,008 C2–0,007 C3–0,006 SS–0,02	0,12	0,22·10 ³	2,2·10 ⁻³
górne wapienie płytowe z marglami	nie mierzono	C1–0,08–0,035 C2–0,08–0,035 C3–0,08–0,035 SS–0,043	–	–	–
wapienie kredowate „właściwe”	0,4–0,8	C1–0,036 C2–0,040 SS–0,043	0,54–0,96	9,1·10 ⁻¹ –5,1·10 ⁻²	9,1·10 ⁻⁴ –5,1·10 ⁻³
wapienie kredowate	3,2–7,5	C1–0,0037 C2–0,0067 C3–0,013 SS–0,005	0,96–2,25	8,25·10 ⁻³ –1,06·10 ⁻⁵	8,25·10 ⁻² –1,06·10 ⁰

Objaśnienia: C1, C2, ... – system spękań ciosowych;
SS – system spękań międzylawicowych

dziale od 0,00562 do 0,34000, a średnia arytmetyczna porowatość matrycy dolomitów diploporowych jest równa 0,139, dolomitów kruszonośnych – 0,113, a dolomitów retu – 0,178. W przypadku wapieni gogolińskich porowatość otwarta zawiera się w przedziale od 0,002 do 0,080, średnio 0,0212 (tab. 7).

Współczynnik filtracji przestrzeni porowej w dolomitach mieści się w przedziale od $2,43 \times 10^{-10}$ do $4,89 \times 10^{-6}$ m/s,

a w wapieniach od $6,99 \times 10^{-11}$ do $1,21 \times 10^{-8}$ m/s. Średnia geometryczna wartość współczynnika filtracji przestrzeni porowej w dolomitach jest równa $6,15 \times 10^{-8}$ m/s dla dolomitów diploporowych, $2,96 \times 10^{-8}$ m/s dla dolomitów kruszonośnych, $5,92 \times 10^{-8}$ m/s dla dolomitów retu, a dla wapieni gogolińskich $1,08 \times 10^{-9}$ m/s (tab. 7).

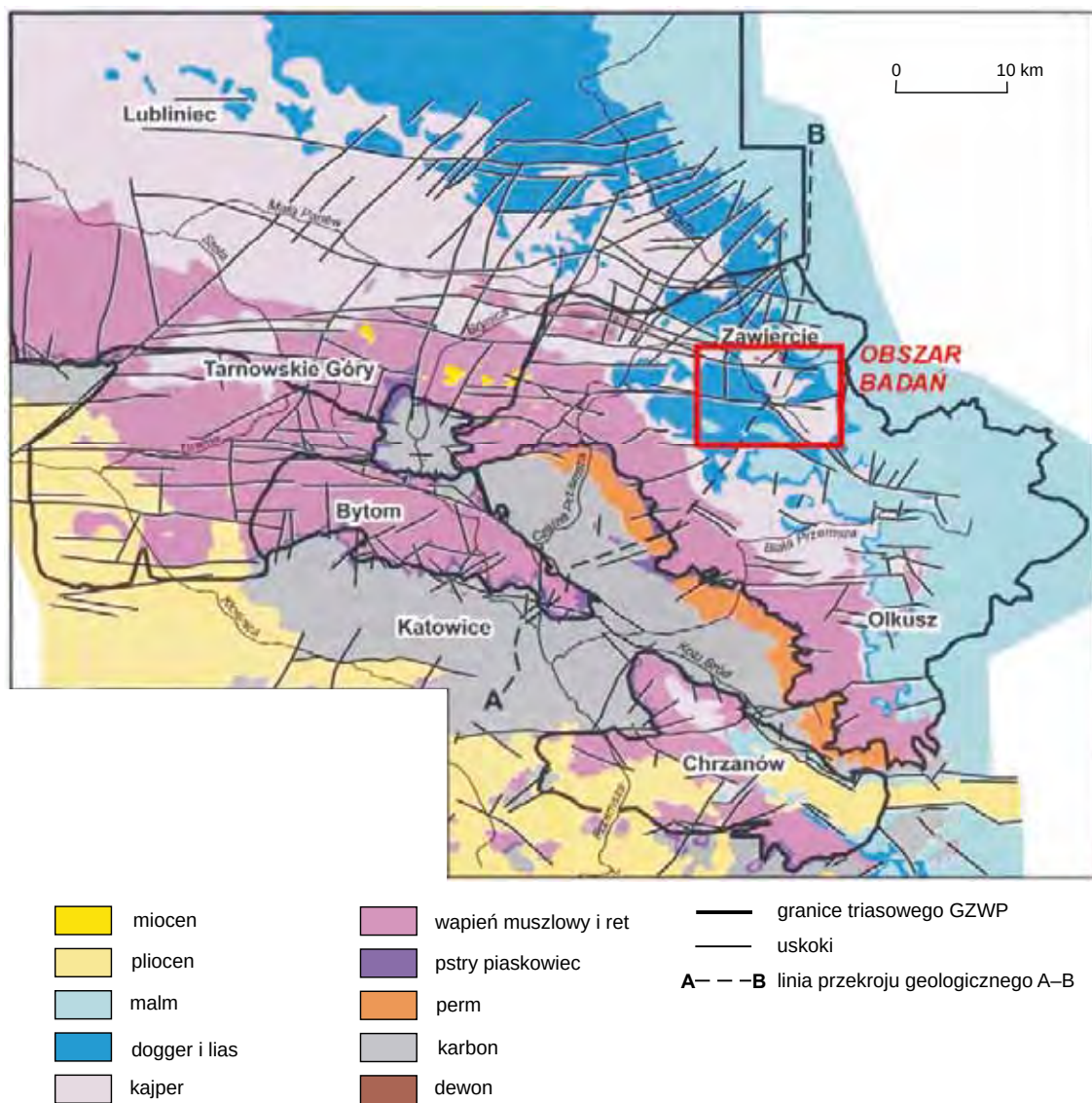
Współczynnik odsączalności przestrzeni porowej w dolomitach mieści się w przedziale od 0,000 do 0,113. Średnia

Tabela 6

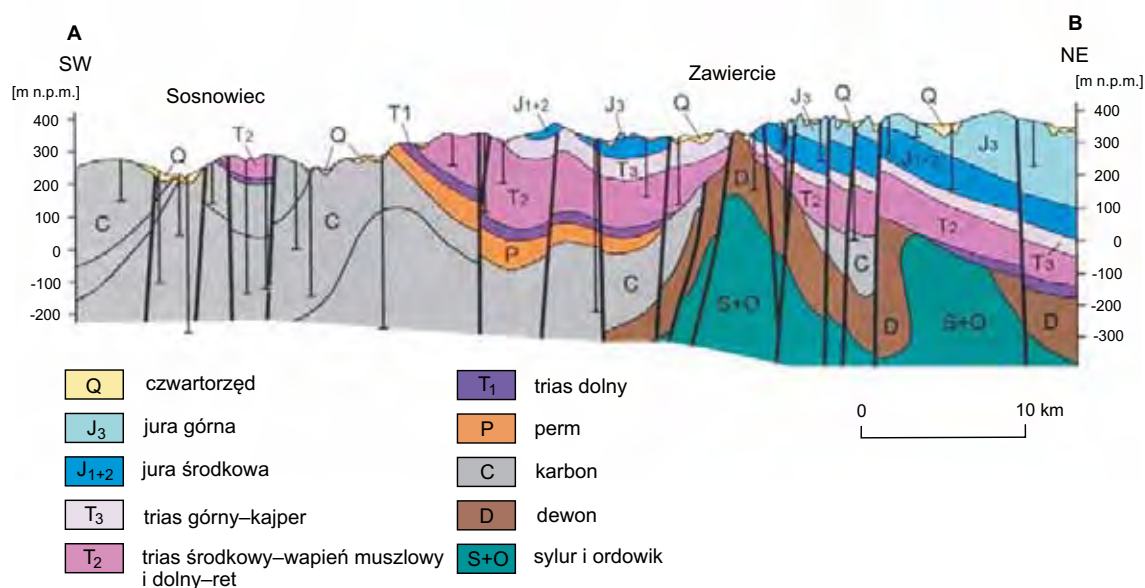
Ekstrapolowane wartości parametrów szczelinowatości dla podstawowych poziomów litofacjalnych jury górnej zlewni Wiercicy

Podział litofacjalny	b [mm]	G [1/cm]	n _s [%]	k _s [m/s]
dolne wapienie płytowe	0,25–0,5	C1 – 0,008 C2 – 0,006 SS – 0,01	0,06–0,12	3,2·10 ⁻⁵ –2,5·10 ⁻⁴
wapienie skaliste główne	0,8–1,2	C1, C2 – 0,006 SS – 0,006	0,14–0,22	7,6·10 ⁻⁴ –2,6·10 ⁻³
górne wapienie płytowe z marglami	0,1–0,2	C1, C2, C3 – 0,05 SS – 0,04	0,19–0,38	1,5·10 ⁻⁵ –1,2·10 ⁻⁴
wapienie kredowate	0,2–0,4	C1 – 0,036 C2 – 0,040 SS – 0,043	0,24–0,48	8,0·10 ⁻⁵ –6,4·10 ⁻⁴

Dla porównania średnia gwarantowana wartość k z próbnych pompowań wynosi $3,0 \cdot 10^{-5}$ – $2,0 \cdot 10^{-4}$ m/s.



Ryc. 29. Mapa geologiczna triasu śląsko-krakowskiego (Kowalczyk, 2003)



Ryc. 30. Syntetyczny przekrój geologiczny przez obszar triasu śląsko-krakowskiego (Kowalczyk, 2003)

Tabela 7

Właściwości hydrogeologiczne przestrzeni porowej węglanowych skał triasowych w rejonie zawierciańskim

Poziom litostratygraficzny		Liczba próbek		Porowatość otwarta P_o	Współczynnik filtracji k [m/s]	Współczynnik odsączalności μ	Stopień odsączenia S_o
dolomity diploporowe	wapien muszlowy	20	min. d max	0,053 0,139 0,268	$3,96 \times 10^{-10}$ $6,15 \times 10^{-8}$ $7,4 \times 10^{-7}$	0 0,043 0,110	0 0,294 0,650
dolomity kruszconośne		33	min. śred. max	0,00562 0,113 0,34	$2,43 \times 10^{-10}$ $2,96 \times 10^{-8}$ $1,31 \times 10^{-6}$	0 0,0312 0,1130	0 0,230 0,655
wapienie gogolińskie		21	min. śred. max	0,002 0,0212 0,08	$6,99 \times 10^{-11}$ $1,08 \times 10^{-9}$ $1,21 \times 10^{-8}$	0 0,000455 0,009100	0 0,0058 0,1140
dolomity	ret	31	min. śred. max	0,0793 0,178 0,26	$6,20 \times 10^{-9}$ $5,92 \times 10^{-8}$ $4,89 \times 10^{-6}$	0 0,0287 0,1050	0 0,147 0,531

wartość tego współczynnika dla dolomitów diploporowych jest równa 0,043, dla dolomitów kruszconośnych – 0,0312, a dla dolomitów retu 0,0287 (tab. 4). W przypadku wapieni gogolińskich tylko z dwóch rdzenników odsączyła się niewielka ilość wody i współczynniki odsączalności dla tych próbek były równe 0,000450 oraz 0,009100. Dla całej populacji badanych próbek wapieni średnia wartość rozpatrywanego współczynnika jest równa 0,000455. Stopień odsączenia, który jest stosunkiem współczynnika odsączalności do współczynnika porowatości otwartej, dla przestrzeni porowej w dolomitach mieścił się w przedziale od 0,000 do 0,655, średnio 0,294 dla dolomitów diploporowych, 0,230 dla dolomitów kruszconośnych i 0,531 dla dolomitów retu. Stopień odsączenia dla matrycy w wapieniach gogolińskich w przypadku dwóch wspomnianych wyżej próbek był równy 0,0079 i 0,1140. Średnia wartość stopnia odsączenia dla całej populacji zbadanych próbek wapieni gogolińskich jest równa 0,0058 (tab. 7).

Wyniki badań laboratoryjnych właściwości hydrogeologicznych przestrzeni porowej w węglanowych skałach triasowych w rejonie zawierciańskim dowodzą, że ma ona znaczenie przede wszystkim w magazynowaniu wody podziemnej. Świadczą o tym wielkości współczynników odsączalności matrycy w dolomitach, wynoszące średnio kilka procent. Przestrzeń porowa w wapieniach jest nieaktywna, tzn. nie ma znaczenia dla przewodzenia i magazynowania wody podziemnej, ponieważ nie wykazuje zdolności oddawania wody pod wpływem grawitacji, a współczynniki filtracji są niewielkie (tab. 7).

Właściwości hydrogeologiczne węglanowych skał triasowych w rejonie zawierciańskim były badane metodą próbnych pompowań w warunkach ustalonych i nieustalonych. Wartości współczynnika skał wapienia muszlowego, określone metodą próbnych pompowań w warunkach ustalonych mieszczą się w przedziale od $5,6 \times 10^{-6}$ do $1,1 \times 10^{-4}$ m/s. Dla węglanowych utworów retu współczynnik filtracji, określony tą samą metodą, zawiera się w granicach od $6,0 \times 10^{-5}$ do $8,9 \times 10^{-6}$ m/s (Rudzińska, 1980). Na podstawie wyników próbnych pompowań w pojedynczych otworach badaw-

czych, wykonanych w celu zbadania wodonośności węglanowych skał triasowych stwierdzono, że współczynniki filtracji węglanowych skał triasowych w rejonie Zawiercia mieszczą się w przedziale od $1,01 \times 10^{-6}$ do $1,3 \times 10^{-3}$ m/s (Kawalec, Zuber, 1975). Wyraźnie zaznaczyła się prawidłowość, że dolomityczne ogniwa wapienia muszlowego mają większe współczynniki filtracji (od $3,6 \times 10^{-6}$ do $1,3 \times 10^{-3}$ m/s) niż wapienie i węglanowe utwory retu (od $1,01 \times 10^{-6}$ do $4,1 \times 10^{-6}$ m/s).

W rejonie zawierciańskim wykonano także próbne pompowania w kilku hydrowęzłach, głównie na potrzeby udokumentowania warunków hydrogeologicznych występujących tam złóż rud cynku i ołowiu. Poniżej przedstawiono wyniki badań.

Próbne pompowanie w hydrowęzle ZM6-9

Hydrowęzeł ZM6-9 znajdował się w rejonie omawianego złoża rud cynku i ołowiu „Zawiercie Wschód”. Składał się on z otworu pompowego (otwór ZM6-9) i z jednego otworu obserwacyjnego (otwór ZM6-9/1), wywierconego w odległości 25 m od otworu pompowego. Próbne pompowanie, wykonane w pierwszej połowie lat 70. ubiegłego stulecia, przeprowadzono w warunkach ustalonych na dwóch przedziałach głębokości: w dolomitach diploporowych w interwale głębokości od 129 do 156 m oraz w dolomitach diploporowych i kruszconośnych łącznie w przedziale głębokości od 129,0 do 189,4 m, a także w warunkach nieustalonych. Kompleks spękanych i skrasowiałych dolomitów diploporowych i kruszconośnych jest w bezpośrednim otoczeniu hydrowęzła ZM6-9 jest przykryty grubą, ponad 100-metrową warstwą nieprzepuszczalnych ilastych utworów retyko-kajpru i liasu. Od spągu jest podścielony słabo przepuszczalnymi wapieniami warstw gogolińskich. Zwierciadło wody zostało nawiercone pod spągiem utworów retyko-kajpru, a ustaliło się ok. 125 m powyżej tego spągu. Do obliczeń współczynnika filtracji można było zatem przyjąć model studni niezupełnej w warunkach zwierciadła napiętego dla pompowania w dolomitach diploporowych oraz mo-

del studni zupełnej w warunkach zwierciadła napiętego dla pompowania w dolomitach diploporowych i kruszonośnych łącznie. W związku z tym zastosowano wzór Dupuit'a dla studni zupełnej z jednym otworem obserwacyjnym z odpowiednią poprawką dla pompowania w dolomitach diploporowych, dla którego przyjęto model studni niezupełnej.

Średni współczynnik filtracji dolomitów diploporowych, obliczony na podstawie wyników dwustopniowego próbnego pompowania w hydrowężle ZM6-9 w warunkach ustalonych był równy $1,31 \times 10^{-5}$ m/s, a dla dolomitów diploporowych i kruszonośnych łącznie, dla trójstopniowego pompowania – $2,47 \times 10^{-5}$ m/s. Należy podkreślić, że obie wartości współczynników filtracji są do siebie zbliżone. Jeśli jednak uwzględnić miąższości dolomitów diploporowych i kruszonośnych, to współczynnik filtracji dolomitów kruszonośnych w otoczeniu hydrowężla ZM6-9 wynosi $3,26 \times 10^{-5}$ m/s (Zuber i in., 1975).

Wystarczająco długi czas próbnego pompowania w hydrowężle ZM6-9 w warunkach nieustalonych pozwolił na interpretację jego wyników metodą Theisa–Jacoba. Polega ona na zastosowaniu metody graficzno-analitycznej do rozwiązania przybliżenia logarytmicznego wzoru Theisa i daje możliwość określenia przewodności hydraulicznej (T) badanej warstwy wodonośnej i jej zasobności wodnej (S).

- Przewodność hydrauliczną (T) oblicza się z wzoru:

$$T = kM = 0,183 Q/c \quad [1]$$

gdzie:

k – współczynnik filtracji warstwy wodonośnej

M – miąższość badanej warstwy

Q – wydajność otworu pompowego

c = Δs /cykl – przyrost depresji (s) w cyklu logarytmicznym określony na podstawie wykresu opadania zwierciadła w trakcie pompowania.

- Zasobność wodną badanej warstwy wodonośnej (S) oblicza się ze wzoru:

$$S = 2,25 T t_0 / x^2 \quad [2]$$

gdzie:

t_0 – ekstrapolowany na wykresie $s = f(\lg t)$ czas odpowiadający depresji $s = 0$

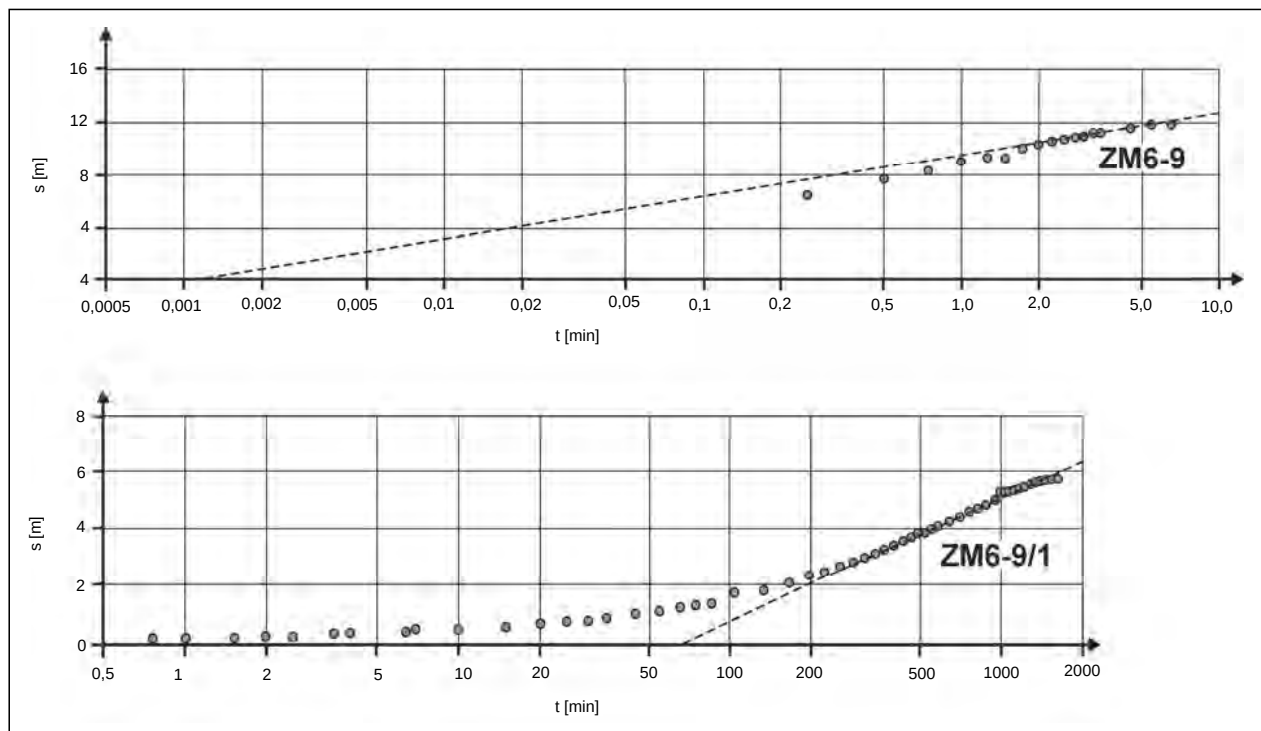
x – odległość od osi otworu pompowego

Próbne pompowanie w hydrowężle ZM6-9 przeprowadzono w dolomitach diploporowych i kruszonośnych łącznie. Miąższość warstwy wodonośnej (M) wynosiła 60,4 m, a wydajność pompowania była równa $Q = 1,285 \text{ m}^3/\text{min}$.

W otworze pompowym ZM6-9 uzyskano następujące wyniki:

- $x = r$ (promień otworu) = 0,127 m
- $c = 3,1$ m,
- $t_0 = 0,00105$ min (z wykresu – ryc. 31)

Przewodność hydrauliczna dolomitów diploporowych i kruszonośnych wyniosła $T = 0,076 \text{ m}^2/\text{min} = 109,2 \text{ m}^2/\text{d}$ (obliczono ją wzorem [1]). Po uwzględnieniu miąższości warstwy wodonośnej jej współczynnik filtracji wyniósł: $k = T/M = 2,1 \times 10^{-5}$ m/s. Współczynnik zasobności wodnej dolomitów diploporowych i kruszonośnych, obliczony wzorem [2] wyniósł $S = 0,011$. Może to być wartość nieco zawyżona, ze względu na działanie efektu pojemnościowego studni.



Ryc. 31. Wykresy wskaźnikowe próbnego pompowania w hydrowężle złożonym z otworu pompowego ZM6-9 i piezometru ZM6-9/1

W otworze piezometrycznym ZM6-9/1, który był oddalony od otworu pompowego o 25 m, uzyskano następujące wyniki:

- $x = 25$ m,
- $c = 4,3$ m,
- $t_0 = 66$ min (z wykresu – ryc. 31).

Przewodność hydrauliczna badanych skał, obliczona wzorem [1], wyniosła $T = 0,055$ m²/min, co po przeliczeniu na współczynnik filtracji daje wartość $k = T/M = 1,51 \times 10^{-5}$ m/s. Współczynnik zasobności wodnej, obliczony wzorem [2], jest równy $S = 0,013$.

W komentarzu do wyników próbnego pompowania w hydrowęźle ZM6-9 warto podkreślić wysoką zgodność wyników określenia współczynnika filtracji przy użyciu metod obliczeń, mających zastosowanie dla warunków ustalonych i nieustalonych. Bardzo podobne wyniki przewodności hydraulicznej oraz zasobności dolomitów diploporowych i kruszonośnych uzyskano także, biorąc pod uwagę przebieg opadania zwierciadła wody w otworze pompowym ZM6-9 i w piezometrze ZM6-9/1. Zwraca jednak uwagę stosunkowo wysoka wartość współczynnika zasobności (S) badanych skał, charakterystyczna raczej dla odwadniania warstwy wodonośnej o zwierciadle swobodnym, a nie zdecydowanie napiętym, dla której ten współczynnik powinien być o parę rzędów wielkości mniejszy. Być może węglanowe utwory triasu były zasilane dodatkowo przez ascenzję wody z podścielających je dolomitów dewońskich, co sztucznie powiększało współczynnik zasobności skał triasowych.

Próbne pompowanie w hydrowęźle ZN6-18

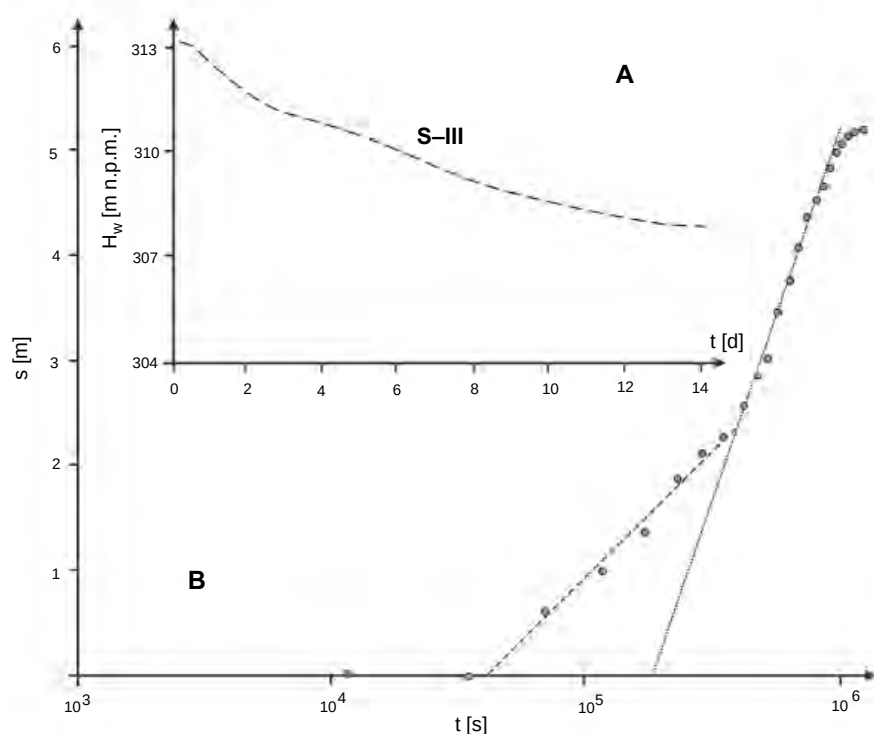
Hydrowęzeł ZN6-18 składał się z otworu pompowego ZN6-18/1 oraz dwóch otworów obserwacyjnych: ZN6-18 i ZN6-18/2. Pompowanie przeprowadzono wyłącznie w warunkach ustalonych w dwóch przedziałach głębokości: od 37,5 do 52,1 m w dolomitach diploporowych oraz od 52,1 do 91,7 m w dolomitach kruszonośnych. Zwierciadło wody miało charakter napięty. Do obliczeń zastosowano model studni niezupełnej i niedogłębionej w pierwszym przedziale głębokości oraz model studni niezupełnej i dogłębionej w drugim przedziale głębokości.

W dolomitach diploporowych, w przedziale głębokości od 37,5 do 52,1 m, próbne pompowanie przeprowadzono przy jednym stopniu depresji. Współczynnik filtracji, obliczony na podstawie wyników tego pompowania, wyniósł $k = 4,01 \times 10^{-5}$ m/s. W dolomitach kruszonośnych, w przedziale głębokości od 52,1 do 91,7 m, przeprowadzono próbne pompowanie przy trzech stopniach wydajności. Współczynniki filtracji obliczone na podstawie wyników tego pompowania wynosiły od $7,7 \times 10^{-5}$ do $9,1 \times 10^{-5}$ m/s, średnio $8,37 \times 10^{-5}$ m/s. Zwraca uwagę to, że przepuszczalność dolomitów kruszonośnych jest wyższa niż dolomitów diploporowych.

Próbne pompowanie w hydrowęźle S-III

Hydrowęzeł S-III był zlokalizowany w rejonie Siewierza, a więc poza obszarem złoża „Zawiercie Wschód”. Składał się on z otworu pompowego S-III i jednego otworu obserwacyjnego S-II, oddległego od otworu pompowego o 1910 m. Pompowanie wykonano pod koniec lat 60. ubiegłego wieku, a dane, które posłużyły do obliczenia przewodności hydraulicznej i zasobności wodnej węglanowych skał triasowych zaczerpnięto z pracy Kleczkowskiego i in. (1969), ponieważ oryginalne wyniki tego próbnego pompowania są obecnie praktycznie niedostępne.

W profilu otworu S-III występują połączone triasowe i dewońskie piętra wodonośne, oddzielone od powierzchni terenu ilastymi utworami kajpru. Zwierciadło wody w połączonych utworach triasu i dewonu stabilizowało się ok. 50 m powyżej spągu kompleksu skał izolujących, czyli próbne pompowanie prowadzono w warstwie o zwierciadle napiętym. Wydajność próbnego pompowania była równa $0,039$ m³/s. Wykres wskaźnikowy opadania zwierciadła wody w piezometrze S-II w trakcie pompowania wody w otworze S-III przedstawiono na rycinie 32.



Rys. 32. Wykres wskaźnikowy próbnego pompowania w hydrowęźle S-III w rejonie Siewierza

A. Wykres opadania zwierciadła wody w otworze obserwacyjnym III (Kleczkowski i in., 1969)

B. Wykres $s = f(\lg t)$

Tabela 8

Parametry hydrogeologiczne utworów triasowych z rejonu zawierciańskiego na podstawie wyników pompowania z 1969 r. (Wilk, Motyka, 1980; Haładus i in., 1983)

	Przewodność hydrauliczna T		Współczynnik zasobności S [-]
	[m ² /s]	[m ² /d]	
Odcinek 1	$2,94 \times 10^{-3}$	254,0	$5,20 \times 10^{-5}$
Odcinek 2	$1,04 \times 10^{-3}$	89,9	$1,17 \times 10^{-4}$

Wyniki próbnego pompowania interpretowano metodą Theisa–Jacoba.

Na wykresie opadania zwierciadła wody w otworze S-II są wyraźnie widoczne dwa odcinki prostoliniowego wzrostu depresji w półlogarytmicznym układzie osi (ryc. 32). Wyniki obliczeń przewodności hydraulicznej (T) i zasobności wodnej (S) wzorami [1] i [2] dla tych dwóch odcinków prostoliniowych przedstawiają się następująco:

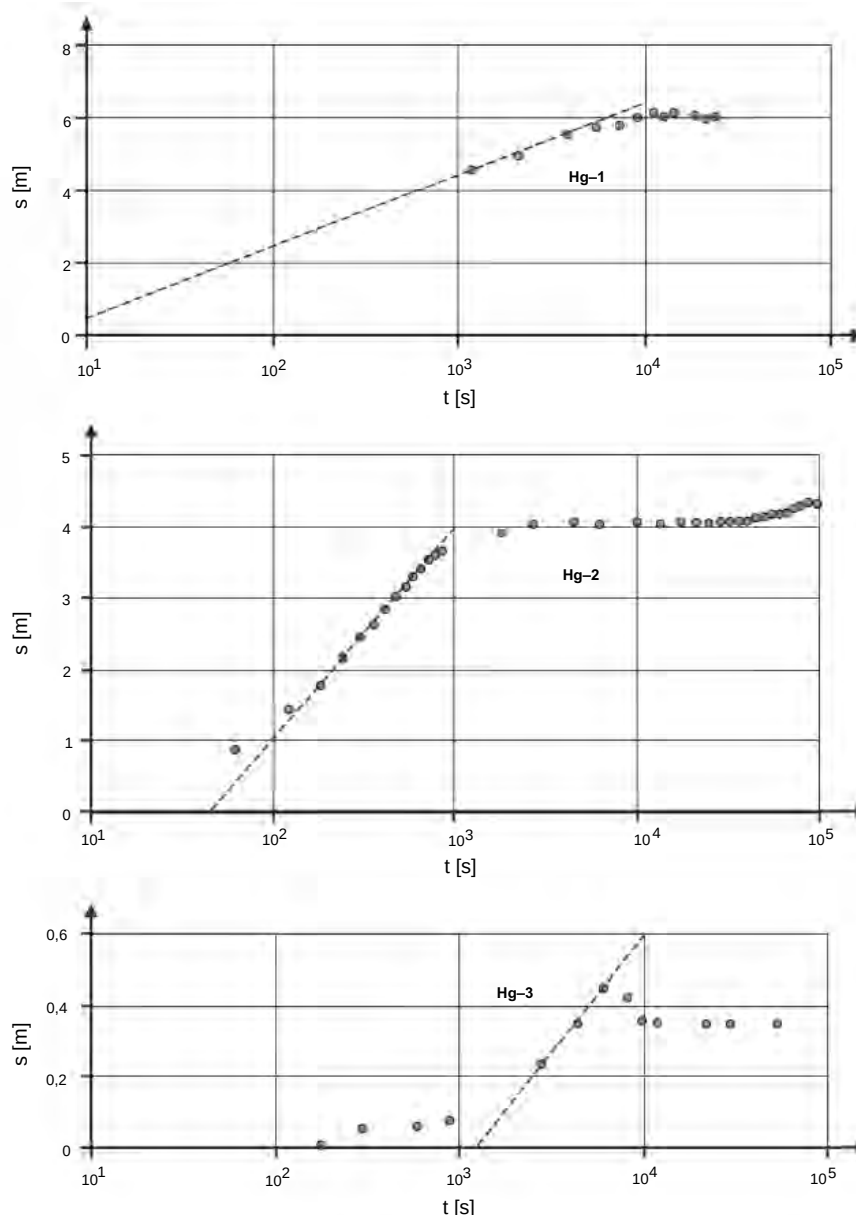
Próbne pompowanie w otworze S-III ujawniło niejednorodność systemów hydraulicznych węglanowych skał triasowych, typową dla zbiorników typu szczelinowo-krasowego. Pierwszy odcinek krzywej opadania zwierciadła wody w trakcie próbnego pompowania charakteryzuje najbardziej przepuszczalne systemy hydrauliczne, np. kanały krasowe i/lub szczeliny o większych szerokościach rozwarcia, odwadniane w warunkach zwierciadła napiętego. W dalszym etapie pompowania, który charakteryzuje drugi odcinek krzywej opadania zwierciadła wody, mamy do czynienia z procesem tzw. wewnętrznego przeciekania, tj. przepływu wody do systemów hydraulicznych o dużej przepuszczalności (wspomnianych kanałów krasowych i szczelin o większym rozwarcu) z drobnych szczelin i częściowo z przestrzeni porowej, których przepuszczalność jest zdecydowanie mniejsza, ale jednostkowa objętość znacznie większa niż kanałów krasowych i szeroko rozwartych szczelin. Stąd też drugi odcinek krzywej jest wypadkową właściwości hydrogeologicznych systemów

hydraulicznych o dużej przepuszczalności i małej zasobności wodnej oraz systemów o małej przepuszczalności, ale o stosunkowo dużej zasobności wodnej.

Pewną rolę w przebiegu opadania zwierciadła wody podziemnej w piezometrze S-II w trakcie próbnego pompowania w otworze S-III mogły także odegrać pobliskie uskoki, które by wówczas pełniły rolę granic, odbijających falę ciśnienia.

Próbne pompowania w hydrowęzłach HG-1, HG-2 i HG-3

Omawiane hydrowęzły znajdowały się w rejonie Chruszczobrodu. Każdy z nich składał się z otworu pompowego i jednego piezometru, wywierconego w odległości od 15 do 25 m. Próbne pompowania przeprowadzono w węglanowych skałach triasowych, w których swobodne zwierciadło



Ryc. 33. Wykres wskaźnikowy próbnego pompowania w hydrowęzłach HG-1, HG-2 i HG-3 w rejonie Chruszczobrodu

Tabela 9

Parametry hydrogeologiczne utworów triasowych z rejonu zawierciańskiego na podstawie wyników pompowania z 1969 r. (Wilk, Motyka, 1980)

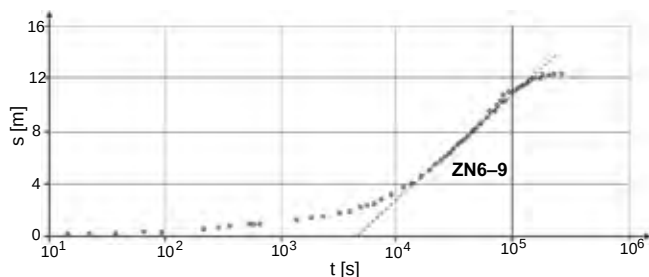
Hydrowęzeł	Przewodność hydrauliczna T		Współczynnik zasobności S [-]
	[m ² /s]	[m ² /d]	
HG-1	$1,62 \times 10^{-3}$	139,97	$7,1 \times 10^{-5}$
HG-2	$2,78 \times 10^{-4}$	24,02	$4,9 \times 10^{-5}$
HG-3	$4,40 \times 10^{-4}$	38,02	$5,1 \times 10^{-3}$

wody podziemnej nawiercono na głębokości 30–40 m. Wydajności pompowań mieściły się w przedziale od 0,005 do 0,01 m³/s. Wykresy wskaźnikowe próbnych pompowań w hydrowęzłach przedstawiono na rycinie 33, a wyniki obliczeń przewodności hydraulicznej (T) i zasobności wodnej (S) metodą Theisa–Jacoba – w tabeli 9.

Na podkreślenie zasługują zaskakująco niskie wartości współczynników zasobności (S), charakterystyczne raczej dla warstw wodonośnych o zwierciadle napiętym. Ponieważ węglanowe skały triasowe tworzą zbiornik wód podziemnych typu porowo-szczelinowo-krasowego, to może to świadczyć o bardzo słabym spękaniu badanego masywu lub, co jest bardziej prawdopodobne, ze względu na stosunkowo krótkotrwałe pompowanie woda w spękaniach, szczelinach i ewentualnie w pustkach krasowych była pod ciśnieniem, mimo swobodnego zwierciadła wody.

Próbné pompowanie w hydrowęzle ZN6-9

Pompowanie przeprowadzono w hydrowęzle złożonym z otworu pompowego i piezometru ZN6-9 odległego od niego o 25 m. Pompowanie prowadzono z wydatkiem 75,6 m³/h (1,26 m³/min) w obrębie połączonego kompleksu dewońsko-triasowego. Parametry hydrogeologiczne warstwy wodonośnej obliczono na podstawie interpretacji wyników opadania zwierciadła wody w otworze ZN6-9, przy użyciu metody Theisa–Jacoba. Przewodność hydrauliczną warstwy wodonośnej (T) określono na $9,14 \times 10^{-4}$ m²/s, a współczynnik zasobności osiągnął stosunkowo wysoką wartość S = 0,00126 (ryc. 34).



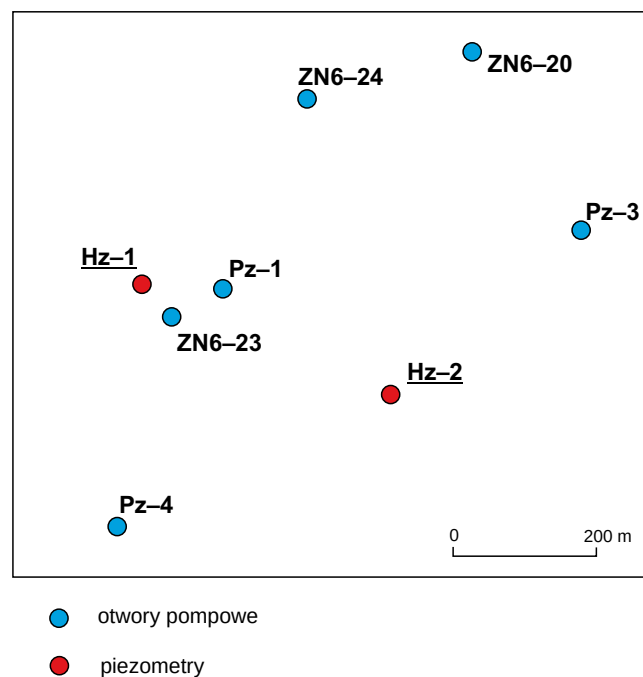
Ryc. 34. Wykres wskaźnikowy próbnego pompowania w hydrowęzle ZN6-9

Próbné pompowania w hydrowęzłach Hz-1 i Hz-2

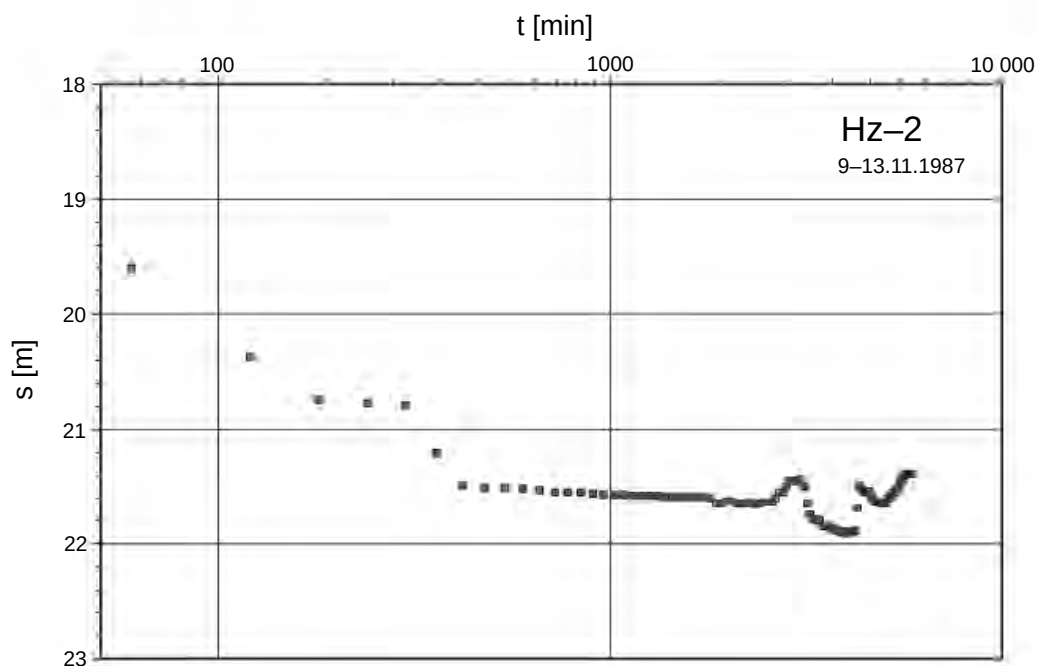
Próbné pompowania w hydrowęzłach Hz-1 i Hz-2 wykonano kilkakrotnie na przełomie 1987 i 1988 r. Hydrowęzły zlokalizowano w miejscu projektowanych szybów przyszłej kopalni „Zawiercie”, która z powodów wydarzeń, które nastąpiły w późniejszych latach, nie została ostatecznie zbudowana. Składały się one z otworów pompowych Hz-1 i Hz-2 oraz z 6 otworów obserwacyjnych Pz-1, Pz-3, Pz-4, ZN6-20, ZN6-23 i ZN6-24 (ryc. 35).

Pompowanie badawcze z listopada 1987 r. prowadzono w otworze Hz-2 ze stałą wydajnością 138,4 m³/h (2,31 m³/min) przez nieco ponad 4 dni (5940 min). Obserwacje zmian położenia zwierciadła wód podziemnych w czasie pompowania prowadzono w otworze Hz-2 oraz w sześciu wspomnianych piezometrach. Podczas pompowania zwierciadło wód podziemnych w studni Hz-2 obniżyło się maksymalnie o ok. 21,5–21,9 m (ryc. 36). W przypadku piezometrów badawczych wartości depresji wahały się w granicach od 0,15 m (ZN6-20) do blisko 0,60 m (Pz-1 i ZN6-23) (rys. 37).

Drugie badanie, prowadzone w lutym 1988 r., obejmowało swym zakresem pompowanie otworu Hz-1 i rejestrację zmian położenia zwierciadła wód podziemnych w studniach Hz-1 i Hz-2 oraz 2 piezometrach Pz-1 oraz ZN6-23. Pompowanie studni Hz-1 prowadzono przez 3 dni, w każdym kolejnym dniu zmniejszając wydatek z początkowych 112,84 m³/h do 89,07 m³/h i ostatecznie 60,48 m³/h (odpowiednio 1,9 m³/min, 1,5 m³/min i 1,0 m³/min). Podczas pompowania zwierciadło wód podziemnych w studni Hz-1 obniżyło się maksymalnie tylko o ok. 1,00–1,02 m (ryc. 38). W przypadku piezometrów badawczych wartości depresji wahały się w granicach od 0,33 m (Hz-2) do ok. 0,47 m (Pz-1) (rys. 39).



Ryc. 35. Lokalizacja studni pompowych i piezometrów badawczych w hydrowęzłach Hz-1 i Hz-2

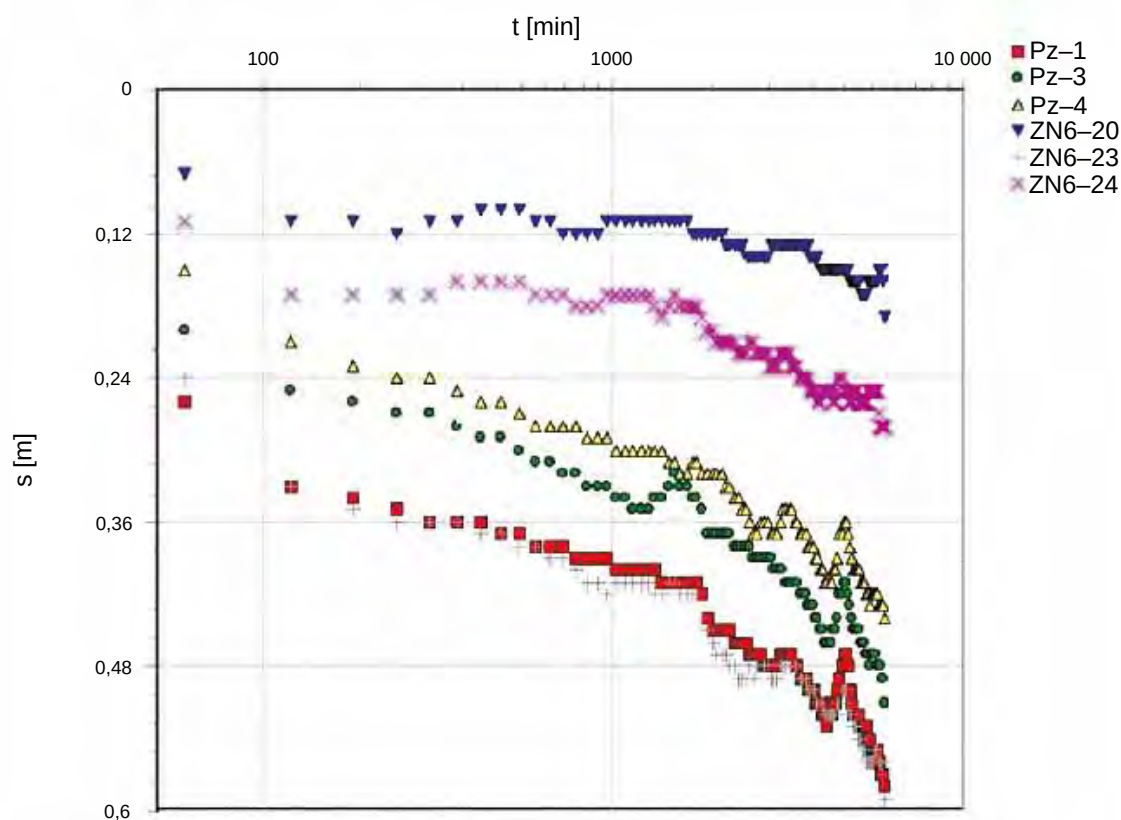


Ryc. 36. Wykres wskaźnikowy próbnego pompowania dla studni Hz-2

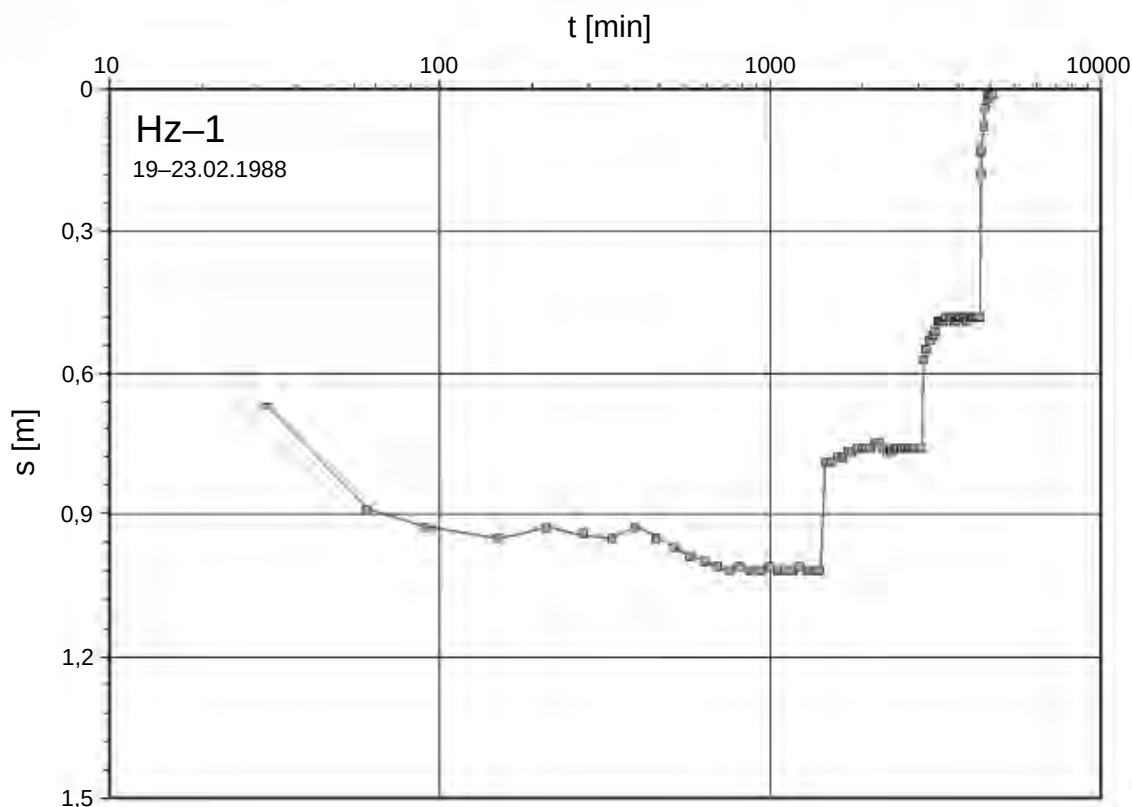
Współczynniki filtracji skał triasowych w rejonie zawierciańskim w świetle wyników próbnych pompowań w hydrowęzłach Hz-1 i Hz-2 są stosunkowo wysokie. Współczynnik filtracji (k) dla całej populacji wyników mieści się w grani-

cach od $1,39 \times 10^{-5}$ do $4,21 \times 10^{-4}$ m/s, przy średniej geometrycznej równej $1,45 \times 10^{-4}$ m/s.

Wartości współczynnika zasobności (S) zawierają się w bardzo szerokim przedziale wartości, tzn. od $1,97 \times 10^{-4}$ do



Ryc. 37. Wykresy wskaźnikowe próbnego pompowania w hydrowęzle Hz-2 dla poszczególnych piezometrów badawczych



Ryc. 38. Wykres wskaźnikowy próbnego pompowania dla studni Hz-1

$1,44 \times 10^{-2}$. Przyczyną tego jest duża niejednorodność badanych skał węglanowych i możliwość wystąpienia tzw. zjawiska wewnętrznego przeciekania, występowanie stref o zwierciadle swobodnym i napiętym w zasięgu próbnego pompowania oraz ewentualne zasilanie wodą utworów triasowych z pięter czwartorzędowego i dewońskiego w trakcie pompowania.

3.2.4.3. Zjawiska krasowe

Jacek Motyka, Andrzej Pacholewski

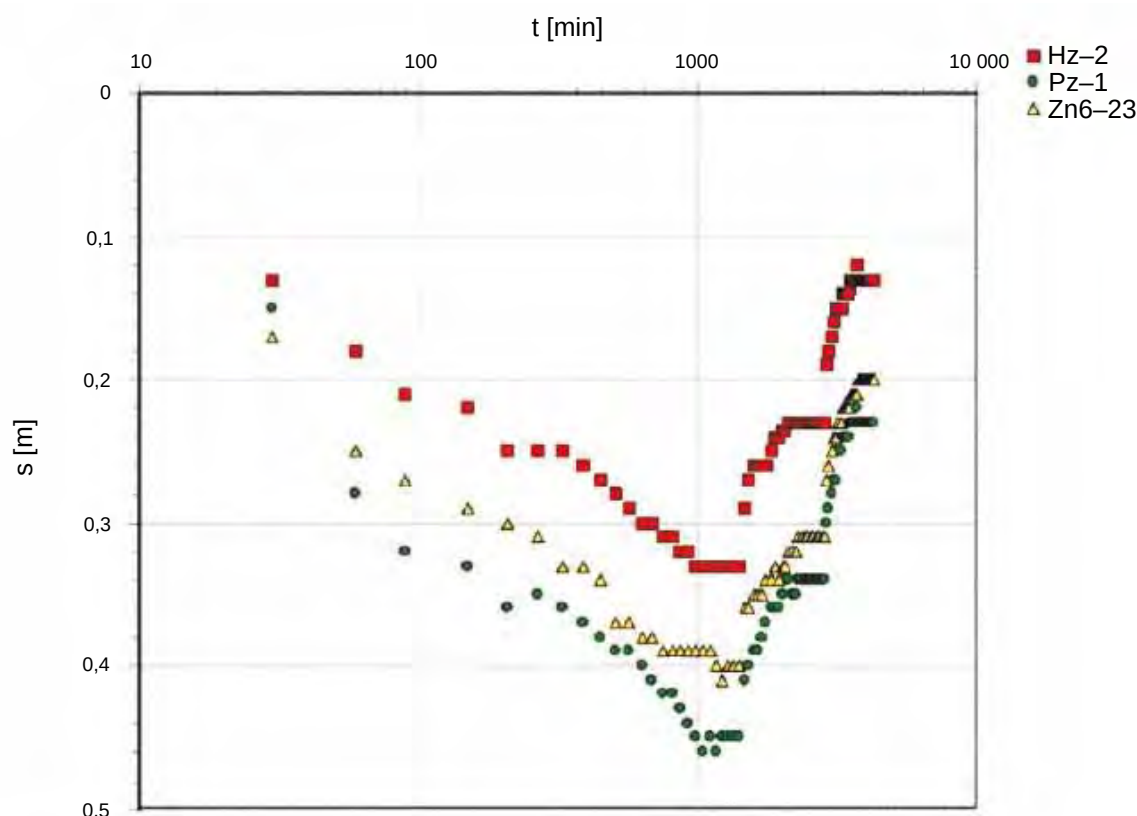
W wielu otworach wiertniczych, wykonanych w celu udokumentowania zasobów złóż rud cynku i ołowiu, w rejonie zawierciańskim, stwierdzono występowanie przejawów krasu w węglanowych skalach triasowych. W 17 otworach wiertniczych, spośród paruset wykonanych w celu rozpoznania i udokumentowania zasobów złóż rud cynku i ołowiu, natrafiono na 21 kawern o wysokości od 0,2 do 8,5 m. Spośród całej populacji 11 pustek miało wysokość do 1 m. Pustki stwierdzono głównie w dolomitach kruszczońskich (16 pustek). W wapieniach warstw olkuskich i gogolińskich nawiercono 4 pustki, a w dolomitach diploporowych – jedną.

W opisach profili otworów wiertniczych znajdują się informacje o różnego rodzaju brekcjach. Niektóre z nich klasyfikowano jako brekcje tektoniczne, ale większość opisywano jako „okruchy skał węglanowych (dolomitów, wapieni) spojone łem” lub „brekcja dolomitowa (wapienna)”. Na

podstawie doświadczeń z kartowania podziemnych wyrobisk można takie struktury traktować jako wypełnione formy krasowe *sensu* Motyka (1988, 1998). Stwierdzono je w licznych otworach wiertniczych, ale we wszystkich poziomach stratygraficznych węglanowych skał triasowych. Miąższość stref brekcji, które mogą być kwalifikowane jako formy wypełnione mieści się w przedziale od kilkudziesięciu centymetrów do paru metrów.

W rejonie Gołuchowic i Kuźnicy Sulikowskiej rozpoznano otworami wiertniczymi charakterystyczne wąskie i głębokie formy erozyjne, wypełnione osadami kajpru, retyku i liasu (Motyka, 1988; Wilk i in., 1989). Morfologia tych form wskazuje, że powstały one przy znacznym udziale procesów krasowych). Głębokie wcięcie erozyjne o przebiegu południkowym w okolicy Kuźnicy Sulikowskiej mogło powstać wskutek zapadnięcia się ciągu jaskiniowego. Za taką hipotezą przemawia linia dna doliny, która na ok. 3-kilometrowym odcinku nie wykazuje wyraźnego generalnego kierunku spadku, a w jej środkowej części zaznacza się wyraźny, ponaddwudziestometrowy próg morfologiczny. Najprawdopodobniej jest to półsłepa, pogrzebana dolina krasowa. Mniejsze tego typu formy, stwierdzone w okolicy Gołuchowic, mogą być fragmentami takich dolin lub częściowo zapadniętymi ciągami jaskiniowymi.

Utwory wypełniające omawiane formy erozyjne są różnorodne pod względem litologicznym. W przewadze są to iły i ilowce, niekiedy z okruchami wapieni, dolomitów i bu-



Ryc. 39. Wykresy wskaźnikowe próbnego pompowania w hydrowęźle Hz-1 dla poszczególnych piezometrów badawczych

łami krzemiennymi, żwiru kwarcowe i słabo związane piaskowce, a także wkładki węgla brunatnych. Obecność tych węgla wskazuje, że dolna część osadów, wypełniających te formy należy do warstw blanowickich, przynależnych do środkowej części dolnego lasu (Znosko, 1955).

Tabela 10

Parametry hydrogeologiczne utworów triasowych z rejonu zawierciańskiego na podstawie wyników pompowania hydrowęzłów Hz-1 i Hz-2 wyinterpretowane metodą Theisa-Jacoba

Symbol otworu	Przewodność hydrauliczna T [m/s]	Współczynnik filtracji k [m/s]	Współczynnik zasobności S [–]
1987 (Hz-2)			
Hz-2	$2,09 \times 10^{-3}$	$1,39 \times 10^{-5}$	$3,08 \times 10^{-5}$
Pz-1	$5,29 \times 10^{-2}$	$3,53 \times 10^{-4}$	$6,06 \times 10^{-5}$
Pz-3	$5,76 \times 10^{-2}$	$3,84 \times 10^{-4}$	$8,44 \times 10^{-5}$
Pz-4	$5,48 \times 10^{-2}$	$3,65 \times 10^{-4}$	$1,69 \times 10^{-4}$
ZN6-20	$4,77 \times 10^{-2}$	$3,18 \times 10^{-4}$	$7,49 \times 10^{-4}$
ZN6-23	$4,80 \times 10^{-2}$	$3,20 \times 10^{-4}$	$5,30 \times 10^{-5}$
ZN6-24	$3,54 \times 10^{-2}$	$2,36 \times 10^{-4}$	$5,30 \times 10^{-4}$
1988 (Hz-1)			
Hz-1	$1,89 \times 10^{-2}$	$1,26 \times 10^{-4}$	$1,10 \times 10^{-1}$
Hz-2	$3,48 \times 10^{-2}$	$2,32 \times 10^{-4}$	$9,52 \times 10^{-5}$
Pz-1	$2,14 \times 10^{-2}$	$1,43 \times 10^{-4}$	$1,31 \times 10^{-3}$
ZN6-23	$3,06 \times 10^{-2}$	$2,04 \times 10^{-4}$	$2,06 \times 10^{-3}$

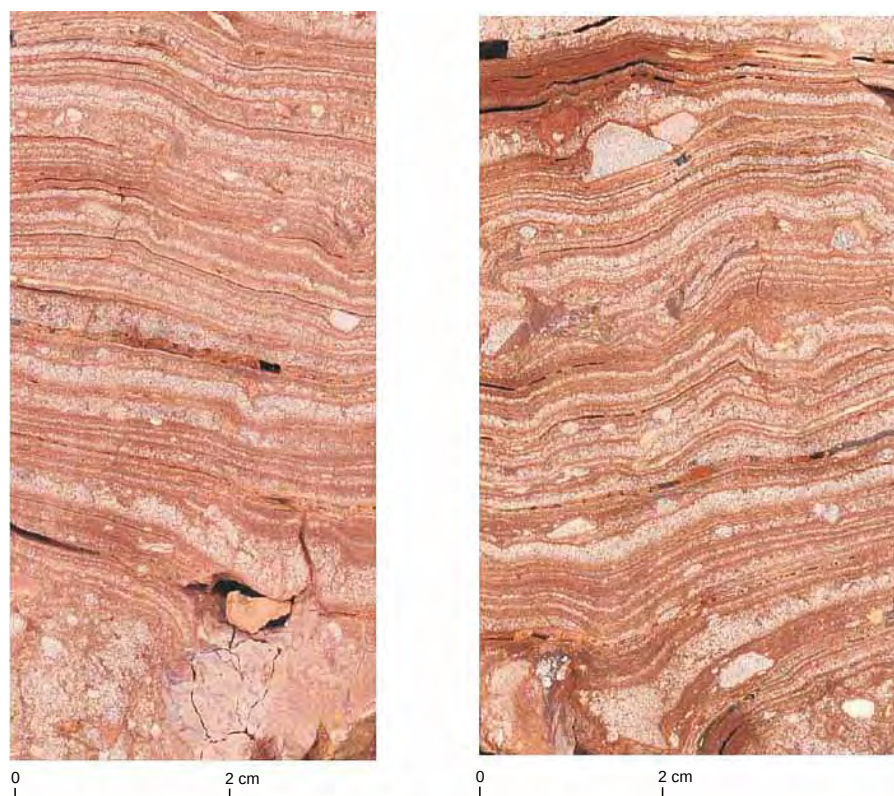
3.2.5. PIĘTRO WODONOŚNE DEWONU

Jacek Motyka, Mariusz Czap, Andrzej Pacholewski

Dewońskie piętro wodonośne jest związane ze spękany-
mi i skrasowiałymi dolomitami i wapieniami (Narkiewicz,
1974). Na badanym obszarze występuje ono tylko w rejonie
Zawiercia. W okolicach Brudzowic i Siewierza, tuż poza
granicą badań, występują również zawadnione utwory de-
wonu. W tamtym rejonie kompleks serii węglanowej triasu
łączy się z wodonośnymi utworami dewonu, tworząc wspól-
ny kompleks wodonośny triasowo-dewoński.

Utwory paleozoiczne, w tym także skały dewońskie, są
silnie zaburzone tektonicznie (Ekiert, 1971; Bednarek, 1979),
stąd też wodonośne piętro dewońskie nie jest ciągle na cał-
ym rozpatrywanym obszarze. Miąższość dolomitów i wa-
pieni dewonu nie jest znana, ale z pewnością sięga kilkuset
metrów. W trakcie prac wiertniczych, których celem było
rozpoznanie złóż rud cynku i ołowiu w rejonie zawierciań-
skim, wykonano niewiele pomiarów położenia zwierciadła
wód podziemnych. Pod koniec 1973 r. w otworach ZL8-20
i ZL8-21 rzędna zwierciadła wody w skałach dewońskich
była równa odpowiednio: 325,2 m n.p.m. i 325,5 m n.p.m.
(Wilk i in., 1980).

Ze względu na szczelinowo-krasowy charakter utworów
dewońskich ich przepuszczalność jest bardzo zróżnicowana.
Według Rudzińskiej (1980) współczynniki filtracji węglano-
wych skał dewońskich zawierają się w przedziale od
 $3,07 \times 10^{-6}$ do $9,7 \times 10^{-5}$ m/s. Średni współczynnik filtracji



Ryc. 40. Wypełnienie krasowe w skalach dewońskich (otwór BK-326 – rejon Kluczy)

tych skał w rejonie Zawiercia jest równy, według cytowanej autorki, $6,78 \times 10^{-5}$ m/s.

Zasilanie dewońskiego piętra wodonośnego odbywa się przez infiltrację opadów atmosferycznych na jego wychodniach na powierzchni terenu lub pod utworami czwartorzędowymi. Zasoby piętra dewońskiego są prawdopodobnie uzupełniane przez dopływ wody z innych pięter wodonośnych.

Sposób drenażu tego piętra wodonośnego nie został dokładnie rozpoznany. Przypuszczalnie w niektórych strefach kontaktów dolomitów i wapieni dewońskich z innymi piętra-

mi wodonośnymi może dochodzić do drenażu wód podziemnych pietra dewońskiego. Sytuacja taka może mieć miejsce szczególnie w zachodniej części rozpatrywanego obszaru rejonu Zawiercia. Znaczący wpływ na warunki drenażu wód dewońskich mają studnie ujęć wód podziemnych zlokalizowane na terenie miasta Zawiercia.

Sztuczny drenaż odbywa się za również przez oraz przez dużą odkrywkową kopalnię dolomitów dewońskich w Brudzowicach k. Siewierza. Kopalnia ta jest położona ok. 2 km na zachód od granicy badań.

4. SPECYFIKA OŚRODKA SZCZELINOWO-KRASOWEGO W PRZEWODZENIU I MAGAZYNOWANIU WÓD PODZIEMNYCH

Jacek Motyka

W ogólnym ujęciu, w ośrodku skalnym mogą występować trzy, różne pod względem geometrii, systemy, które mogą przewodzić i magazynować wodę podziemną. Są to pory (przestrzeń porowa), szczeliny i kawerny. Cechy tych trzech rodzajów pustek łączą w sobie wtórnie formy wypełnione. Kombinacja wymienionych systemów implikuje wyodrębnienie następujących typów zbiorników wód podziemnych (Motyka, Przybyłek, 1999):

- porowe,
- szczelinowe,
- porowo-szczelinowe,
- szczelinowo-krasowe (kawernowe),
- porowo-szczelinowo-krasowe (kawernowe).

Na potrzeby rozwiązywania zagadnień, związanych z transportem masy w ośrodku skalnym wydziela się dodatkowo ośrodki porowo-porowy, szczelinowo-szczelinowy i kawernowy.

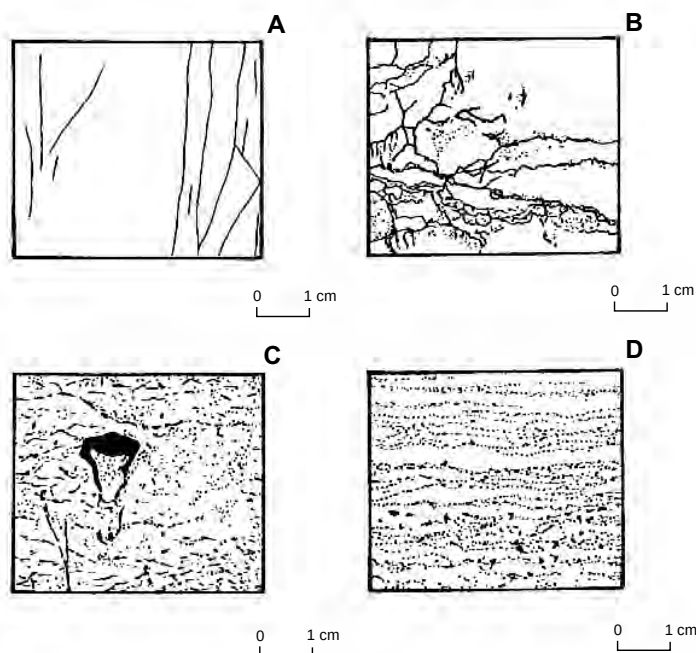
Sieć hydrauliczna w zbiornikach szczelinowo-krasowych składa się z czterech systemów o różnej geometrii i o odmiennych właściwościach hydrogeologicznych (Motyka, Wilk, 1984; Motyka, 1988, 1989, 1998; Krajewski, Motyka, 1999). Systemami tymi są: przestrzeń porowa (matryca), szczeliny, kawerny i formy wypełnione (ryc. 41). Postawienie ścisłych granic między tymi systemami jest w zasadzie niemożliwe i dlatego są one umowne. Do wydzielenia wymienionych systemów hydraulicznych nie da się zastosować kryterium genezy, ponieważ zdolność do przewodzenia i magazynowania wody w pustkach występujących w ośrodku skalnym, zależy od ich wymiarów. Ponadto w ośrodku szczelinowo-krasowym czy porowo-szczelinowo-krasowym pustki są najczęściej poligenetyczne.

Według Choquetta i Praya (1970), przestrzeń porowa (matryca) jest to całość pustek w próbce skały o niewielkiej objętości, rzędu kilkudziesięciu do paru set centymetrów sześciennych. W takim ujęciu tworzą ją pory syngenetyczne zmienione w skałę zwięzłą procesami diagenetycznymi (kompakcja, cementacja) oraz pustki epigenetyczne, takie jak mikroszczeliny, inicjalne pustki krasowe, pory

powstałe w wyniku procesów metasomatycznych, diagenetycznych oraz granice między warstwowaniem (ryc. 41).

Szczeliny tworzą sieć poligenetycznych pustek zorientowanych w przestrzeni. Według przyjętych kryteriów geometrycznych szczeliną jest taka pustka, która ma dwa wymiary wyraźnie większe od trzeciego, definiowanego jako szerokość rozwarcia szczeliny i jest ograniczona powierzchniami mniej więcej do siebie równoległymi. W związku z tym można mówić o quasi-płaszczyźnie szczeliny i zorientować ją w przestrzeni przez pomiar jej azymutu rozciągłości, kąta i kierunku zapadania. Biorąc pod uwagę powyższe kryteria geometryczne, do grupy szczelin należy także włączyć oddzielności międzylawicowe, mimo że są to bez wątpienia formy syngenetyczne, w przeciwieństwie do szczelin i spełniających tektonicznych, które są formami epigenetycznymi.

Kawerny są pustkami, które nie są jednoznacznie zdefiniowane w literaturze geologicznej (Motyka i in., 1996).



Ryc. 41. Przykłady rodzajów przestrzeni porowej w skałach węglanowych w rejonie olkuskim (Motyka 1988; Krajewski, Motyka, 1999)

A. Mikrospeknięcia w wapieniach gogolińskich. B. Mikrospeknięcia, stylolity i drobne pory w dolomitach retu. C. Drobne kawerny, mikrospeknięcia i drobne pory w dolomitach kruszonośnych. D. Drobne pory, rozwinięte wzdłuż niewidocznego mikroulawicenia w dolomitach diploporowych.

Dlatego Motyka i Szuwarzyński (1994) ze względów praktycznych zaproponowali, żeby definiować kawernę jako pustkę o minimalnej wysokości 0,1 m w otworze wiertniczym lub o powierzchni przekroju na ścianie odsłonięcia naturalnego lub wyrobiska, przynajmniej 0,001 m². Tak rozumiane pojęcie kawerny obejmuje pustki poligenetyczne, spełniające kryterium umownych rozmiarów. Są to na przykład duże pory syngenetyczne w biohermach i w rumoszach skalnych w piargach, a także jaskinie w zastygłych potokach lawy. Pustkami epigenetycznymi są klasyczne pustki krasowe, ale także szeroko rozwarte szczeliny, kawerny sufozyczne, dylatacyjne, czy też pustki metasomatyczne.

Formy wypełnione łączą w sobie cechy przestrzeni porowej i szczelinowej. Są one różnorodne pod względem geometrii i genezy. Najogólniej można je podzielić na autochtoniczne, powstałe *in situ* i allochtoniczne, powstałe przy znaczącym udziale procesów zewnętrznych względem wypełnionej formy. Do pierwszej grupy należą przede wszystkim brekcje krasowe w różnym stadium ich rozwoju (Norton, 1916), powstałe wskutek rozpuszczania skały z jednoczesną ich subsydencją. Nie tworzą się wówczas systemy kawern krasowych, ale powstają właśnie strefy brekcji, co w warunkach eksperymentu laboratoryjnego spektakularnie pokazali Balwierz i Dżułyński (1976).

Według Nortona (1916) w trakcie postępującego procesu rozpuszczania skały węglanowej, w kolejnych etapach tworzą się coraz bardziej zaawansowane strefy brekcji. Początkowo powstają strefy gęstych spękań (*crack breccia*), a następnie brekcje mozaikowe (*mosaic breccia*), rumoszowe (*rubble breccia*) i w końcowym stadium utwory z dużym udziałem utworów rezydualnych (*pudding breccia*). W strefach brekcji mozaikowych następuje rotacja i częściowe przemieszczenie fragmentów skalnych, ale możliwe jest prawie kompletne połączenie tych fragmentów w jedną całość. Brekcje rumoszowe są formami, w których fragmenty skalne są rozmieszczone chaotycznie, bez możliwości rekonstrukcji

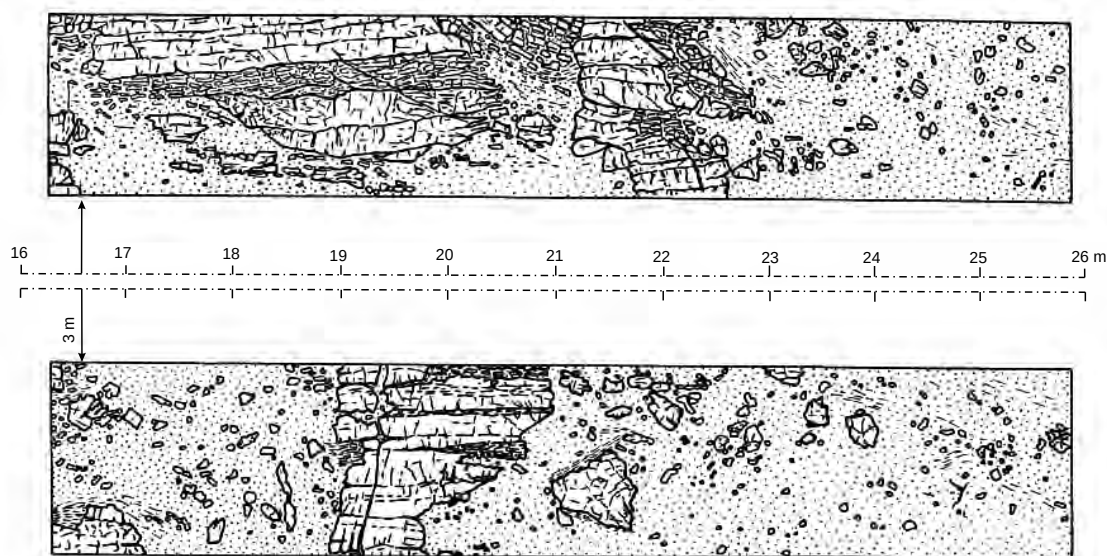
pierwotnego fragmentu rozpuszczanego masywu skał węglanowych i jest widoczny udział residuum.

Końcowe stadium rozwoju brekcji autochtonicznych (*pudding breccia*) można utożsamiać z rezydualną gliną krasową. Przykładem może być fragment takiej formy, występującej w wyrobiskach kopalni rud cynku i ołowiu Bolesław w rejonie olkuskim (ryc. 42).

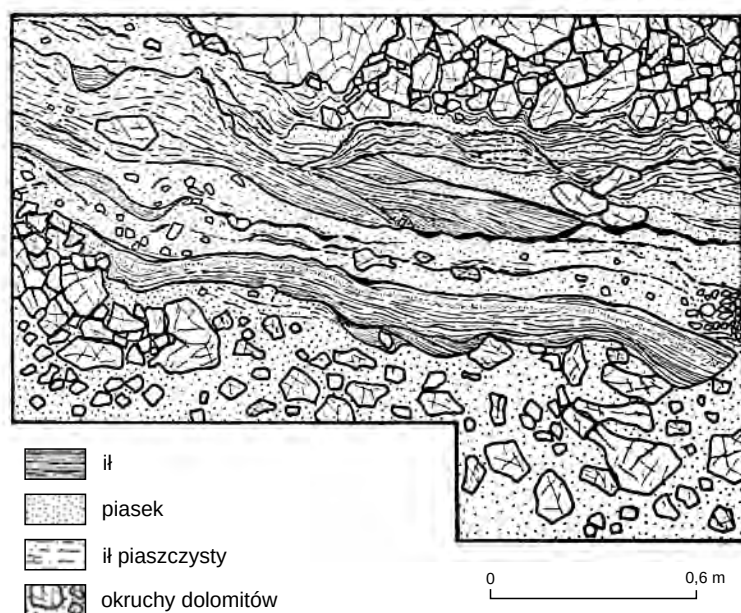
Wypełnione formy allochtoniczne powstają wskutek częściowego lub całkowitego wypełnienia kawerny osadami naniesionymi do niej z zewnątrz przez płynącą wodę (tzw. sedymenty wewnętrzne). Są to zwykle drobne piaski, muły i ły. Często też spotyka się formy wypełnione o mieszanej genezie, tzn. strefy brekcji autochtonicznych, wśród których występują sedymenty wewnętrzne (ryc. 43).

Zdolność do przewodzenia i magazynowania wody poszczególnych systemów hydraulicznych w skałach szczelinowo-krasowych zależy od ich geometrii, a więc od wymiarów poprzecznych do kierunku przepływu i ich jednostkowej objętości w masywie skalnym. Praktycznymi miarami tych właściwości są: porowatość, przepuszczalność i odsączalność wyodrębnionych składników sieci hydraulicznej.

Porowatość przestrzeni porowej (matrycy) w skałach węglanowych mieści się w bardzo szerokim przedziale wartości. W zbitych, pelitycznych odmianach wynosi ona od części procenta do paru procent, a w odmianach ziarnistych dochodzi do 20–30%. W kredzie lubelskiej porowatość otwarta jest bardzo duża i mieści się w przedziale od 30 do ok. 45% (Borczak i in., 1990). Przepuszczalność i odsączalność matrycy jest ściśle związana z wymiarami i jednostkową objętością różnych rodzajów pustek, które się na nią składają. W pelitycznych, zbitych wapieniach i dolomitach pory mają znikome wymiary i zajmują niewielką objętość jednostkową – najwyżej parę procent. Współczynniki filtracji przestrzeni porowej w takich skałach wynoszą od 10⁻¹¹ do 10⁻¹⁰ m/s i nie wykazuje ona zdolności do oddawania wody pod wpływem grawitacji (współczynniki odsączalności wy-



Ryc. 42. Fragment rozległej, wypełnionej formy krasowej, charakterystycznej dla końcowego stadium rozwoju brekcji (*pudding breccia*) – ociosy chodnika w kopalni Bolesław (Motyka, 1988)



Ryc. 43. Sedymenty wewnętrzne w obrębie struktury brekcyjowej w wyrobisku kopalni Olkusz – przykład mieszanej genezy formy wypełnionej (Motyka, 1988)

noszą 0). Na przeciwnym biegunie są ziarniste odmiany skał węglanowych (oolitowe, detrytyczne), w których przestrzeń porowa zajmuje 20–30% objętości jednostkowej. Współczynniki filtracji przestrzeni porowej w takich skałach osiągają wartości od 10^{-7} do 10^{-6} m/s, a współczynniki odsączalności sięgają kilkunastu procent. Szczególnym przypadkiem jest kreda, w której porowatość matrycy mieści się zwykle w prze-

dziale 0,30–0,45, współczynniki filtracji wynoszą najczęściej od 10^{-11} do 10^{-9} m/s, a średni współczynnik odsączalności jest bliski zera (Borczak i in., 1990; Motyka, 1998; Krajewski, Motyka, 1999).

Szczeliny i oddzielności międzylawicowe zajmują niewielkie objętości jednostkowe w masywach skalnych, zwykle rzędu dziesiątych części procenta. W węglanowych skałach triasowych w rejonie olkuskim współczynniki porowatości szczelinowej, określone na podstawie pomiarów w wyrobiskach kopalń rud Zn-Pb mieściły się w przedziale od 0,0002 do 0,0260, a ich średnia wartość była równa 0,0026 (Motyka, 1988, 1989; Krajewski, Motyka, 1999). Współczynniki filtracji sieci szczelin i oddzielności międzylawicowych dla tych stanowisk pomiarowych, obliczone wzorem, proponowanym przez Wilka i in. (1984) zawierały się w przedziale od $1,05 \times 10^{-5}$ do $3,2 \times 10^{-2}$ m/s, przy czym średnia geometryczna wartość wyniosła $8,74 \times 10^{-4}$ m/s (Krajewski, Motyka, 1999). Biorąc pod uwagę wymiary szczelin i oddzielności międzylawicowych, można założyć, że porowatość szczeli-

nowa jest tożsama z odsączalnością tego składnika sieci hydraulicznej w skałach szczelinowo-krasowych.

Jednostkowa objętość kawern jest znikoma. Współczynniki porowatości kawern dolomitów i wapieni triasowych w rejonie olkuskim, określone na podstawie wyników badań w otworach wiertniczych i w wyrobiskach kopalń rud cynku i ołowiu, mieszczą się w przedziale od 0,00053 do 0,01710.

Średnia geometryczna wartość porowatości kawernowej badanych skał jest równa 0,0045 (Motyka, Szuwarzyński, 1994). Przewodność hydrauliczna kawern jest bardzo duża, o czym świadczą wydajności wypływów wody z kawern, obserwowane w wyrobiskach olkuskich kopalń rud cynku i ołowiu, sięgające dziesiątych części m^3/s , a maksymalnie 1–1,5 m^3/s (Wilk i in., 1971, 1977, ryc. 44). Oszacowane przez Wilka i in. (1984) prędkości przepływu wody w kawernach wynoszą od 0,025 do 0,070 m/s. Obliczone na tej podstawie z równania Darcy średnie wartości współczynników filtracji przestrzeni kawernowej są równe $1,6 \times 10^{-1}$ m/s dla wapieni oraz 1,5 m/s dla dolomitów (Motyka, 1998; Krajewski, Motyka, 1999).



Ryc. 44. Wypływ wody z kawerny w kopalni „Pomorzany” (fot. J. Motyka)

5. PODATNOŚĆ NATURALNA WÓD PODZIEMNYCH NA ZANIECZYSZCZENIE

Anna Żurek, Andrzej Pacholewski

Z zagadnieniem odnawialności wiąże się bezpośrednio kwestia podatności naturalnej (właściwej) wód podziemnych na zanieczyszczenie, rozumianej jako naturalna właściwość systemu wodonośnego, określająca ryzyko migracji substancji szkodliwych z powierzchni terenu do poziomu wodonośnego, która jest warunkowana budową geologiczną i warunkami hydrogeologicznymi. W przypadku oceny podatności naturalnej nie rozważa się właściwości konkretnego zanieczyszczenia. Do tych celów służy ocena podatności specyficznej analizującej scenariusze zagrożenia ze strony konkretnych zanieczyszczeń (np. azotanów – por. rozdz. 9.1.1).

Podatność naturalna wód podziemnych na obszarze badań jest przedstawiona na załączniku 5, stanowiącym fragment Mapy wrażliwości wód podziemnych Polski na zanieczyszczenie (Witczak, 2011).

Klasy podatności, czyli wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie (tab. 11) stanowiące główną treść mapy, zostały określone na podstawie przybliżonego czasu wymiany wody w strefie aeracji w naturalnym cyklu hydrologicznym, przy założeniu średniej z wielolecia infiltracji rocznej opadów, oznaczonego skrótem MRT (*ang.* *Mean Residence Time*). Wyraża się on wzorem:

$$MRT = \frac{m_a \cdot w_o}{I_e} \quad MRT = \frac{m_a \cdot w_o}{I_e}$$

gdzie:

MRT – czas wymiany wody w strefie aeracji [lata];

m_a – miąższość strefy aeracji [m];

w_o – przeciętna wilgotność objętościowa (polowa pojemność wodna) utworów strefy aeracji [-];

I_e – wielkość infiltracji efektywnej opadów [m/rok].

Czas MRT uwzględniony na mapie jest złożony z trzech składowych: MRT_s – czasu wymiany wilgotności objętościowej (polowej pojemności wodnej) profilu glebowego; MRT_1 – czasu wymiany dla skał przepuszczalnych strefy aeracji; MRT_2 – czasu wymiany dla skał słabo przepuszczalnych w profilu strefy aeracji.

Klasyfikacja Fostera i in. (2002), powiązana w tabeli 11 z klasami podatności ocenionymi na podstawie MRT, wynika z naturalnych właściwości skał chroniących wody podziemne, ale jednocześnie odpowiada na pytanie jakie typy zanieczyszczeń mogą w poszczególnych klasach być groźne dla wód podziemnych. Na przykład w obszarach o dużej podatności nie powinny być już groźne takie substancje jak metale ciężkie, które są silnie sorbowane przez materiał gruntowy (Witczak, 2011).

Na przeważającej części obszaru podatność wód podziemnych jest bardzo duża ($MRT < 5$ lat – kolor czerwony na mapie – zał. 5). Wynika to ze znacznej infiltracji, której wartości na obszarach wychodni utworów jurajskich przekra-

Tabela 11

Klasy podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie
przyjęta na Mapie wrażliwości wód podziemnych Polski na zanieczyszczenie (Witczak, 2011)

Oznaczenie na Mapie 1 : 500 000	MRT przybliżony czas wymiany wody w profilu strefy aeracji [lata]	Podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie	Charakterystyka podatności wg Fostera i in. (2002)
	< 5	bardzo duża	Ośrodek podatny na większość zanieczyszczeń. Szybki wzrost zanieczyszczenia dla wielu scenariuszy migracji zanieczyszczeń.
	5–25	duża	Ośrodek podatny na wiele typów zanieczyszczeń, oprócz silnie sorbowanych (np. metale ciężkie).
	25–50	średnia	Ośrodek podatny na niektóre typy zanieczyszczeń, ale tylko, gdy są wprowadzane lub wyługowywane w sposób ciągły.
	> 50	mała i bardzo mała	Ośrodek podatny tylko na zanieczyszczenia konserwatywne wprowadzane lub wyługowywane w sposób ciągły i na dużym obszarze. Obecne są warstwy izolujące o minimalnym przesiąkaniu lub istnieje naturalna trwała bariera hydrodynamiczna.

czają 175 mm/rok (Witczak, 2011) oraz litologii utworów strefy aeracji. Na obszarach, gdzie na utworach górnourajskich brak jest pokrywy czwartorzędowej lub pokrywę tę stanowią utwory piaszczyste, podatność jest bardzo duża. W zlewni górnej Wiercicy, odkrytej i o bardzo wysokiej przepuszczalności, uzyskano jeszcze wyższe wartości infiltracji rzędu 275 mm/rok (Pacholewski, 1984). Na obszarach, gdzie pokrywę stanowią gliny, podatność wód podziemnych jest duża ($5 < \text{MRT} < 25$ lat – kolor żółty na zał. 5). Jedynie w SE fragmencie obszaru badań podatność spada do średniej ($25 < \text{MRT} < 50$ lat – kolor zielony na zał. 5) ze względu na obecność miększej pokrywy lessowej.

W przypadkach ośrodków o charakterze szczelinowo-krasowym, a takim jest zbiornik górnourajski na obszarze badań, należy w okresach intensywnych opadów atmosferycznych brać pod uwagę możliwe szybsze przenikanie części zanieczyszczeń (zazwyczaj mniej niż 10%) uprzywilejowanymi drogami filtracji (Witczak, 2011).

Przedstawiony na mapie obraz podatności naturalnej jest bardzo zgodny z oceną przedstawioną na istniejących arkuszach Mapy hydrogeologicznej Polski 1 : 50 000 (PPW-WJ). Również stopień zagrożenia GUPW według MhP (zał. 4) jest zgodny z obrazem podatności naturalnej (zał. 5). Pewne różnice na obu mapach wynikają z przyjęcia odmiennych metod obliczeń, a przypadku stopnia zagrożenia szacowania jego klasy. Należy również podkreślić, że przedstawiane na obu mapach wydzielenia na pewnych obszarach dotyczą odrębnych poziomów wodonośnych. Tak więc mapa MhP GUPW w zasięgu arkuszy Częstochowa, część SW i W, Żarki, część SW i W oraz Zawiercie, część centralna i N analizuje inne poziomy wodonośne. Na mapach hydrogeologicznych Polski w wymienionych obszarach, jako GUPW przyjęto głębokie poziomy jury środkowej przykryte nieprzepuszczalnymi ilami rudonośnymi, lub poziomy wodonośne triasu węglanowego i dewonu izolowane od powierzchni ilastymi osadami kajpru (zał. 4). Na mapie podatności naturalnej wód na zanieczyszczenie (zał. 5) przedstawiono pierwszy od powierzchni poziom wodonośny.

Od mapy podatności przedstawionej w niniejszym opracowaniu różni się, na pewnych obszarach, mapa podatności opracowana w ramach dokumentowania obszarów ochronnych GZWP. Na mapie tej, opracowanej w ramach dokumentacji zbiornika GZWP nr 326 (Bielecka i in., 2008), w części centralnej GZWP, na obszarze wychodni utworów jury górnej lub przykrytych tylko przepuszczalnym czwartorzędem, czas migracji potencjalnych zanieczyszczeń, określony na 25–50 lat, jest zdaniem autorów informatora za długi.

W celu pełniejszego obrazu podatności wód podziemnych należy rozważyć także czas lateralnej migracji potencjalnych zanieczyszczeń konserwatywnych w wodach podziemnych. Kierunki i prędkości przepływu lateralnego są zobrazowane na mapie strzałkami, których charakterystykę przedstawiono w tabeli 12.

Czas lateralnej migracji jest wskaźnikiem opóźnienia odpływu potencjalnych zanieczyszczeń konserwatywnych (trwałych) (np. chlorków, azotanów w warunkach utleniających), które już się znalazły w wodach podziemnych pierw-

Tabela 12

Kierunki i prędkości migracji lateralnej wód podziemnych oznaczone na Mapie wrażliwości wód podziemnych Polski na zanieczyszczenie 1 : 500 000 (Witczak, 2011)

Oznaczenie	Średni czas migracji* na drodze 3 km (długość strzałki w skali mapy) [lata]	Prędkość migracji
	< 10	bardzo szybka
	10–30	szybka
	30–100	średnio szybka
	> 100	wolna i bardzo wolna

* czas migracji liczony dla substancji konserwatywnych

szego poziomu wodonośnego, do najbliższych drenujących je wód powierzchniowych. Długość strzałek w skali mapy odpowiada drodze migracji równej 3 km, a czas potrzebny zanieczyszczeniom na pokonanie tego dystansu jest podany nad strzałkami. Wskazane czasy dotyczą lokalnych systemów przepływu wód i pozwalają orientacyjnie oszacować opóźnienie reakcji wód powierzchniowych na ładunki zanieczyszczeń konserwatywnych wynoszonych ze zlewni.

To opóźnienie reakcji wód powierzchniowych na ładunki zanieczyszczeń wnoszonych do wód podziemnych można ocenić optycznie, zestawiając długość strzałki z odległością od cieku powierzchniowego, w kierunku którego odbywa się lokalny przepływ podziemny i mnożąc przez czas zaznaczony nad strzałką.

W całym obszarze badań prędkości rzeczywiste przepływu wód podziemnych wynoszą ponad 300 m/rok. Czas przepływu wód podziemnych na odcinku 3 km (długość strzałki) może trwać od kilku do 10 lat. Pozwala to stwierdzić, że na obszarze badań opóźnienie w lateralnym odpływie zanieczyszczeń konserwatywnych do najbliższych, odbierających je cieków nie jest duże, ponieważ ich migracja jest bardzo szybka. Konkretny czas dotarcia frontu zanieczyszczenia do najbliższego cieku lub zbiornika wód powierzchniowych jest zmienny i zależy od miejsca imisji zanieczyszczenia. Najdłuższy będzie w sytuacji gdy miejscem imisji jest strefa wododziałowa wód powierzchniowych (Witczak, 2011).

Całkowity średni czas migracji potencjalnych zanieczyszczeń konserwatywnych z powierzchni terenu do wód powierzchniowych jest sumą średniego czasu przesiąkania pionowego, zgodnie z klasą podatności oznaczoną kolorem, oraz szacunkowego czasu przepływu lateralnego wód podziemnych określonego z wykorzystaniem strzałek. Zanieczyszczenia ulegające procesom sorpcji, w zależności od jej intensywności będą migrowały wielokrotnie dłużej.

Całkowity średni czas migracji pozwala ocenić kiedy nastąpi reakcja wód powierzchniowych na wielkoobszarowe zanieczyszczenie z powierzchni, czyli informuje o przybli-

żonym okresie, po którym rzeki je przejmą i z tego względu jakość ich wód ulegnie pogorszeniu. Porównywalnie długotrwała będzie odpowiedź systemu hydrologicznego na zmniejszenie emisji zanieczyszczeń wskutek podjętych działań ochronnych. Przykładowo, prowadzenie produkcji rolnej bez ograniczeń wynikających z konieczności ochrony wód może dopiero po wielu latach skutkować długotrwałym słabym stanem wód powierzchniowych i być przyczyną eutrofizacji. Analizując fragment mapy wrażliwości, można przyjąć, że na obszarze badań całkowity średni czas migracji

wynosi 20–30 lat. Podwyższone stężenia azotanów, stwierdzone zarówno w wodach podziemnych obszaru, jak i w wodach powierzchniowych w okresach niżówkowych (por. rozdz. 9.1.2), są prawdopodobnie efektem wysokiego poziomu nawożenia stosowanego w latach 80. ubiegłego wieku. Z drugiej strony, ograniczenia w wielości nawożenia oraz zmiany w sposobie uprawy, które miały miejsce w efekcie transformacji ustrojowej na początku lat 90., będą zauważalne w wodach dopiero po porównywalnie długim czasie.

6. JAKOŚĆ WÓD PODZIEMNYCH

Stanisław Witczak, Jacek Motyka, Andrzej Pacholewski

JAKOŚĆ WÓD W POZIOMIE GÓRNOJURAJSKIM

Charakterystykę tego poziomu opracowano głównie na podstawie badań wykonanych na potrzeby przedmiotowego opracowania (75 analiz próbek wód z czynnych ujęć wodociągowych źródeł i wypływów w kopalni wapieni w pełnym zakresie). Zebrany materiał archiwalny pozwolił na ogólną charakterystykę hydrochemiczną wód poziomu jury górnej wraz z wyodrębnieniem głównych wskaźników fizykochemicznych. Dla części z nich (sucha pozostałość, siarczany, chlorki, azotany, amoniak, azotyny, żelazo, mangan, wapń, magnez, pH) opracowano histogramy liczebności i krzywe częstości kumulowanych. Dla poszczególnych elementów określono tła cząstkowe na podstawie histogramów ich stężeń (tab. 13).

Sucha pozostałość – średnia wartość dla wód tego poziomu wynosi 297 mg/dm^3 , przy znacznym zróżnicowaniu: wartości od 99 do 518 mg/dm^3 . Tło hydrochemiczne tego parametru $220\text{--}410 \text{ mg/dm}^3$, co odpowiada wodom I i II klasy.

Siarczany – wskaźnik ten mieści się w przedziale $5,0\text{--}83,6 \text{ mg/dm}^3$. Średnie stężenie SO_4 wynosi $34,6 \text{ mg/dm}^3$. Tło hydrochemiczne $25\text{--}50 \text{ mg/dm}^3$ odpowiada wodom I klasy jakości.

Chlorki – wody tego poziomu cechują się stosunkowo niskimi stężeniami jonu chlorkowego. Parametr ten mieści się w przedziale $3,0\text{--}49,4 \text{ mg/dm}^3$. Średnia zawartość – $14,64 \text{ mg/dm}^3$. Tło hydrochemiczne $11\text{--}26 \text{ mg/dm}^3$ odpowiada wodom I klasy jakości.

Azotany – średnie stężenie tego składnika wynosi $16,59 \text{ mg/dm}^3$, a tło hydrochemiczne występuje w przedziale $11\text{--}35 \text{ mg NO}_3/\text{dm}^3$, przy zawartości minimalnej $0,08$ i maksymalnej $38,1 \text{ mg NO}_3/\text{dm}^3$, co odpowiada wodom I i II, punktowo do III klasy jakości.

Wodorowęglany – stężenie tego składnika zmienia się w zakresie $109,80\text{--}393,45 \text{ mg/dm}^3$. Średnia wartość wynosi $222,8 \text{ mg/dm}^3$. Tło hydrochemiczne występuje w przedziale od $150\text{--}295 \text{ mg/dm}^3$, co odpowiada wodom I–III klasy jakości.

Żelazo – jego stężenie zmienia się w zakresie $0,01\text{--}4,20 \text{ mg/dm}^3$. Średnia wartość to $0,31 \text{ mg/dm}^3$. Tło hydrochemiczne w przedziale od $0,01\text{--}0,50 \text{ mg/dm}^3$, co odpowiada wodom I–III klasy jakości.

Mangan – średnie stężenie wynosi $0,03 \text{ mg/dm}^3$, przy wartościach granicznych $0,001 \text{ mg/dm}^3$ i $0,210 \text{ mg/dm}^3$. Tło hydrochemiczne w przedziale od $0,001\text{--}0,050 \text{ mg/dm}^3$, co odpowiada wodom I klasy jakości.

Wapń – średnie stężenie w wodach tego makroskładnika wynosi $82,83 \text{ mg/dm}^3$. Tło hydrochemiczne ($60\text{--}105 \text{ mg/dm}^3$) dla tego parametru klasyfikuje wody w I i II klasie jakości. Zawartość w wodzie wynosi $42,70\text{--}146,08 \text{ mg/dm}^3$.

Magnez – średnia wartość stężenia w wodzie tego składnika wynosi $9,07 \text{ mg/dm}^3$, przy minimalnej $2,75$ i maksymalnej $51,59 \text{ mg/dm}^3$. Tło hydrochemiczne ($5\text{--}11 \text{ mg/dm}^3$) dla tego parametru umieszcza te wody w I klasie jakości.

Fosforany – wody te charakteryzują się niską zawartością tego składnika. Średnie stężenie wynosi $0,09 \text{ mg/dm}^3$, przy minimalnej wartości $0,01$ i maksymalnej – $0,3 \text{ mg/dm}^3$. Tło hydrochemiczne w przedziale od $0,02\text{--}0,12 \text{ mg/dm}^3$, co charakteryzuje wody I klasy jakości.

Sód – średnia wartość stężenia tego składnika wynosi $6,04 \text{ mg/dm}^3$, przy wartościach granicznych $1,79 \text{ mg/dm}^3$



Fot. 18. Kopalnia Latosówka – opróbowanie linijnych wypływów z wapieni pelitycznych na kontakcie z marglami – 6.08.2015 r. (okres suszy) (fot. B.A. Matyja)

Tabela 13

**Podstawowe wartości statystyczne wybranych składników chemicznych wód podziemnych
wybranych wskaźników jakości wody poziomu jury górnej**

Cecha statystyczna	sucha pozo- stałość	SO ₄	Cl	NO ₃	HCO ₃	Fe	Mn	Ca	Mg	HPO ₄	Na	K	F	OWO
	mS/dm ³	mg/dm ³												
Liczba oznaczeń	75	75	75	75	75	75	75	75	75	75	75	75	75	75
Wartość minimalna	98,9	5,00	3,37	0,08	109,80	0,01	0,00	42,70	0,14	0,01	1,79	0,37	0,06	0,06
Wartość maksymalna	518,00	83,57	49,40	38,10	393,45	4,20	0,21	146,08	41,53	0,30	19,17	9,97	0,81	25,00
Średnia arytmetyczna	297,19	34,58	14,64	16,59	222,82	0,31	0,03	82,83	5,35	0,09	6,04	1,97	0,21	7,84
Odchylenie standardowe	89,84	19,21	9,51	10,18	66,23	0,62	0,04	21,81	5,98	0,06	3,31	2,02	0,14	6,73
Tło hydrogeochemiczne	220–410	25–50	11–26	11–35	150–295	0,01–0,50	0,001–0,050	60–105	5–11	0,02–0,12	4–10	0,85–2,00	0,6–1,2	4–20

i 19,17 mg/dm³. Tło hydrochemiczne występuje w przedziale 4–10 mg/dm³, co odpowiada wodom I klasy jakości.

Potas – średnia wartość stężenia tego składnika wynosi 1,97 mg/dm³, w granicach od 0,37 mg/dm³ do 9,97 mg/dm³. Tło hydrochemiczne w przedziale 0,85–2,00 mg/dm³, co odpowiada wodom I klasy jakości.

Fluor – średnia wartość stężenia tego składnika wynosi 0,21 mg/dm³, w granicach od 0,06 mg/dm³ do 0,81 mg/dm³. Tło hydrochemiczne w przedziale 0,6–1,2 mg/dm³ 2,2–3,0 mg/dm³, co odpowiada wodom I i II klasy jakości, miejscami IV klasie jakości.

Analizowane wody charakteryzują się typem hydrochemicznym HCO₃–SO₄–Ca, spotykanym na obszarze węglanowym utworów Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej. Wody z tego poziomu należą do wód średnio twardych i twardych. Obserwuje się powolne przeobrażenia jakości wód podziemnych w poziomie jury górnej spowodowane antropopresją (tab. 14).

JAKOŚĆ WÓD W PIĘTRZE TRIASOWYM

Informacje dotyczące jakości wód podziemnych w rejonie zawierciańskim pochodzą przede wszystkim z badań monitoringowych ujęć komunalnych i przemysłowych (Rudzińska, 1980; Sołtysiak, 2002; Wilk, Bocheńska, 2003). Według archiwalnych danych, omówionych przez Rudzińską (1980), wody podziemne z poziomu wapienia muszlowego charakteryzują się mineralizacją ogólną w granicach 84–454 mg/dm³. Są to zatem wody słodkie, a w niektórych przypadkach ultrasłodkie. Pod względem hydrochemicznym są to wody dwu- i wielojonowe z przewagą jonów wodorowęglanowego i wapniowego ze zwiększoną zawartością magnezu, co jest typowe dla środowiska skalnego wapienia muszlowego, w którym dominują dolomity. Stwierdzano też wody o podwyższonej zawartości siarczanów. Rudzińska (1980) podaje, że w wodach podziemnych węglanowych utworów triasu w rejonie zawierciańskim stężenie wapnia (Ca) mieści się w przedziale 18–68 mg/dm³, magnezu (Mg)

Tabela 14

**Zmiany zawartości wybranych wskaźników
w wodach podziemnych ujęć PWiK w Częstochowie**

Rodzaj substancji/ analizowany okres	Wartość minimalna [mg/dm ³]	Wartość maksymalna [mg/dm ³]	Wartość średnia [mg/dm ³]
Substancje rozpuszczone			
Lata 60.	56,0	548,0	267,2
Lata 70.	132,0	634,0	309,3
Lata 80.	220,0	830,0	413,8
Rok 1995	151,0	715,0	319,8
Lata 1995–2004*	134,0	680,0	289,1
Chlorki			
Lata 60.	n.w.	182,0	15,5
Lata 70.	n.w.	68,4	15,7
Lata 80.	n.w.	125,0	31,6
Rok 1995	3,5	142,0	33,0
Lata 1995–2004*	4,4	138,3	27,0
Siarczany			
Lata 60.	n.w.	126,3	26,2
Lata 70.	n.w.	133,0	30,3
Lata 80.	n.w.	148,0	46,5
Rok 1995	11,5	251,5	59,4
Lata 1995–2004*	6,3	246,9	47,6
Azotany			
Lata 60.	n.w.	53,1	14,6
Lata 70.	n.w.	55,3	12,8
Lata 80.	n.w.	10,2	10,2
Rok 1995	5,3	73,9	23,9
Lata 1995–2004*	8,4	50,6	21,5

* dla ujęć: Mirów, Srocko, Olsztyn.

– 7,3–23,0 mg/dm³, a sodu (Na) – 1,1–13,5 mg/dm³. W przypadku anionów stężenie chlorków (Cl) w wodach wapienia muszlowego, według cytowanej autorki mieści się w przedziale 0,35–32,30 mg/dm³, siarczanów (SO₄) – 1,8–38,2 mg/dm³, a wodorowęglanów (HCO₃) – 91,5–255,1 mg/dm³. Koncentracje żelaza ogólnego (Fe) zawierały się w przedziale od wartości niewykrywalnych do 0,7 mg/dm³, manganu (Mn) od stężeń poniżej granicy wykrywalności do 0,07 mg/dm³, a jonu amonowego (NH₄) od wartości poniżej granicy oznaczalności do 0,04 mg/dm³. Cytowana autorka konkluduje, że wody podziemne w węglanowych skałach triasowych w rejonie zawierciańskim są na ogół dobrej jakości.

Sołtysiak (2002) opisał jakość wód podziemnych w rejonie zawierciańskim na podstawie wyników jej monitorowania w studniach ujęć wody na potrzeby komunalne i przemysłowe. Cytowany autor stwierdził, że część studni ujmuje wody zarówno z piętra triasowego, jak i dewońskiego i dlatego opisał skład chemiczny wód podziemnych z obu pięter łącznie. Mineralizacja ogólna wód podziemnych, zamieszczona w jego pracy mieści się w przedziale podanym przez Rudzińską (1980). Dodatkowo Sołtysiak (*op. cit.*) wykazał wpływ zanieczyszczeń antropogenicznych na wody podziemne w utworach triasu zarówno przemysłowych, jak i komunalnych. Objawia się to podwyższonymi stężeniami azotanów (NO₃), chlorków (Cl), siarczanów (SO₄), wapnia (Ca) i potasu (K).

Planowane definitywne zaprzestanie wydobycia i chociaż częściowe zatopienie leja depresji wokół kopalni Pomorzany spowoduje zwiększenie kontaktu wód podziemnych z produktami wietrzenia minerałów siarczkowych. Doprowadzi to do ponadnormatywnego wzrostu zawartości siarczanów w wodach zalewających wyrobiska kopalni. Problem ten już dzisiaj można obserwować na badanym terenie, gdzie z powodu wystąpienia ponadnormatywnych zawartości siarczanów, „Wodociągi Dąbrowskie” były zmuszone wyłączyć z eksploatacji 3-otworowe ujęcie w Tucznawie k. Dąbrowy Górniczej.

JAKOŚĆ WÓD W PIĘTRZE DEWOŃSKIM

Według Rudzińskiej (1980) wody podziemne, pochodzące z utworów dewonu charakteryzują się ogólną mineralizacją od 114 do 320 mg/dm³. Są one najczęściej typu HCO₃–Mg–Ca oraz SO₄–HCO₃–Ca. Koncentracje anionów mieszczą się w przedziałach: wodorowęglany (HCO₃) – od 45,8 do 170,9 mg/dm³, siarczany (SO₄) – od 1,9 do 38,4 mg/dm³ oraz chlorki (Cl) – od 7,1 do 15,6 mg/dm³. Stężenia kationów zawierają się w granicach: wapń (Ca) – od 18,0 do 20,5 mg/dm³, magnezu (Mg) od 6,1 do 15,8 mg/dm³, a sodu (Na) – od 4,6 do 9,2 mg/dm³. Wody z utworów dewonu pod względem zawartości głównych składników są zatem dobrej jakości i są używane dla celów zaopatrzenia ludności w wodę pitną.

7. HYDROGEOLOGIA ZŁÓŻ I PROBLEMY WODNE ZLIKWIDOWANEGO GÓRNICTWA RUD ŻELAZA W REJONIE CZĘSTOCHOWSKIM

Andrzej Pacholewski

7.1. Granice złoża i przebieg jego zagospodarowania, zarys budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych, rozwój paleohydrogeologiczny

7.1.1. GRANICE ZŁOŻA I PRZEBIEG JEGO ZAGOSPODAROWANIA

Obszar występowania syderytowych rud żelaza w rejonie częstochowskim, zwany częstochowskim obszarem rudonośnym, bywał też nazywany rejonem kłobucko-częstochowskim. Ma on powierzchnię około 1200 km² i obejmuje pas o szerokości od 2 do 20 km od Zawiercia (zał. 1) na południowym wschodzie przez Częstochowę, Kłobuck, Krzepice po Wieluń na północnym zachodzie. Zachodnią granicę złoża syderytu stanowią wschodnie łów środkowojurajskich, za północną przyjęto zasięg występowania tych rud w rejonie miejscowości Naramice, Nietuszyń i Skrzymno. Wschodnia jest wyznaczona na zasięgu rozpoznania i udokumentowania zasobów syderytów ilastych w kat. C₁ i C₂. Na południu granicę stanowi zasięg występowania łów rudonośnych w okolicy Zawiercia.

Na podstawie rozpoznania geologicznego dokonanego w 8000 otworów wiertniczych działalnością górnictwą objęto obszar o powierzchni ok. 200 km², z tego wyeksploatowano złożę syderytu ilastego o powierzchni ok. 70 km² (Inwentaryzacja i analiza..., 1997). Udokumentowano 27 złóż w kat. A+B+C i C₂ o łącznych zasobach bilansowych rudy żelaza 952 mln t i pozabilansowych 639 mln t wg kryteriów bilansowości z 1968 r. W latach 1947–1965 wybudowano 21 podziemnych kopalń rud żelaza (rozdział 1.3). Mimo że zasoby tych rud nie zostały wyeksploatowane, z uwagi na zmiany kryteriów bilansowości w 1984 r. wszystkie zaliczono do pozabilansowych (Adamski, 1994). Decyzją ówczesnego MOŚNZiL w 1994 r. skreślono je z krajowego bilansu zasobów kopalni, jako niespełniające warunków nawet dla pozabilansowych rud żelaza.

Już wcześniej – w 1970 r. – jednoznacznie zdecydowano o konieczności likwidacji całości górnictwa rud żelaza w Polsce. Jako pierwszą, w 1970 r. zlikwidowano kopalnię Rudniki k. Zawiercia, a jako ostatnie – kopalnię „Wręczyca” w 1982 r. i „Szczekaczka” w 1984 r. Eksploatację złóż rud żelaza całkowicie zakończono, a kopalnie na skutek zaprzestania odwadniania uległy zatopieniu.

7.1.2. ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ I WARUNKÓW HYDROGEOLOGICZNYCH ZŁOŻA

Głównym poziomem wodonośnym w rejonie występowania złóż żelaza są podścielające je warstwy kościeliskie. W ich obrębie wykonywano roboty chodnikowe, gdyż wykonywane w nich wyrobiska były bardziej trwałe niż wykonane w warstwach ilastych.

W obrębie wychodni oraz wyrobisk górniczych następują procesy cementacji i zlimonityzowania osadów w wyniku osuszenia mas skalnych. Przy utracie wilgotności słabo spójne ziarna kruszców i minerałów akcesorycznych o zostają toczone spoiwem wodorotlenków i tlenków żelaza oraz glinokrzemianów. W strefie odsłoniętej wyrobiskami górnictwami oznaczono: piryty, markasyt, sfaleryt, galenę, chalkopiryt, chalkozyn, kowelin, gips, melanteryt i epsomit (Zakrzewski, 1974).

Warstwy kościeliskie charakteryzują się zróżnicowaniem litologicznym w profilu pionowym. Od stropu do ok. 5,0 m występują piaski i piaskowce drobne i pylaste z lepiszczem minerałów ilastych (60%), siarczków i tlenków żelaza (30%) oraz szamozytu (10 %). Poniżej występuje frakcja grubsza, tj. piaski i piaskowce średnioziarniste, a w części spągowej – piaski drobne i pylaste. Miąższości warstw kościeliskich wzrastają ku północnemu zachodowi i wynoszą: w rejonie Żarek – 12–17 m, w rejonie Częstochowy i Kłobucka – 27–40 m, w rejonie Krzepic – 42–50 m, a w rejonie Wielunia – 56–60 m (Hermanński, 1984).

Utwory bajosu i batonu są wykształcone we frakcji ilastej, noszącej nazwę częstochowskich łów rudonośnych. Dolne ogniwa tworzy gruby kompleks osadów ilastych, na które składają się łowce i łupki ilaste, barwy ciemnoszarej, zawierające w spągu pokład syderytu ilastego (tzw. spągowy pokład rudy). U schyłku batonu dolnego występują ponownie pokłady syderytu ilastego, tworzące środkowy poziom rudy. Spągowy pokład rudy, najważniejszy pod względem przydatności górniczej, był eksploatowany prawie we wszystkich kopalniach. Jest on zbudowany z syderytów ilastych o łącznej miąższości 0,15–55 m. Zalega on pokładowo,

w stropie występują ropy i łupki ilaste z przewarstwieniami syderytu piaszczystego, a w spągu ropy piaszczyste (zwane glinką) o miąższości 0,2–1,5 m. Ze względu na zmienny skład chemiczny był on eksploatowany selektywnie (Białaczewski, 1960).

W batonie dolnym i środkowym nadal występuje litofacja ropy rudonośnych, natomiast w batonie górnym następuje zmiana sedimentacji z zaznaczającym się udziałem utworów piaszczystych. W serii tej występują nieregularne pokłady syderytu ilastego sferosyderytów (tzw. poziom stropowy). Poziom stropowy był eksploatowany sporadycznie, a z początkiem lat 60. XX w. zrezygnowano z jego eksploatacji ze względu na zbyt dużą zmienność złoża.

Poziom wodonośny jury środkowej jest głównym poziomem wodonośnym w badanym rejonie występowania złóż rud żelaza. W profilu środkowojurajskim wody podziemne są związane z utworami:

- keloweju i batonu górnego,
- bajosu górnego i batonu dolnego – „kujaw”, określane jako tzw. warstwy międzyrudne,
- bajosu dolnego i aalenu, czyli warstwy kościeliskie.

Wody występujące w piaskowcach, marglach, wapieniach piaszczystych i piaskach keloweju i batonu górnego

nie stanowią ciągłego poziomu wodonośnego. Ich zmienność litologiczna jest lokalnie tak znaczna, że są one niemal całkowicie zastępowane przez ropy w różnym stopniu zapieszczenia (Hermański, 1984).

Warstwy międzyrudne charakteryzują się również bardzo dużą zmiennością litologiczną nie tylko pionową, ale i lateralną. Są to piaski drobnoziarniste i pylaste z wkładkami zwiezłych piaskowców. Miąższość tego poziomu waha się od 2 do 35 m, ale najczęściej nie przekracza 10 m. Na obszarze między Częstochową a Kłobuckiem następuje całkowita redukcja piasków, poziom jest tam reprezentowany jedynie przez cienkie (do kilkudziesięciu centymetrów) warstewki zwiezłych piaskowców. Warstwy międzyrudne ujmowane są min. studniami w rejonie między Kłobuckiem a Wielunem (m.in. w Zwierzyńcu i Kłobucku).

Charakter regionalnego poziomu wodonośnego mają wyłącznie warstwy kościeliskie zbudowane z różnoziarnistych piasków i piaskowców. Jest to poziom o charakterze szczelinowo-porowym, o zwierciadle napiętym. Na całym obszarze jest to warstwa o miąższości od kilkunastu metrów w rejonie Żarek do kilkudziesięciu metrów w okolicy Wielunia, ograniczona od stropu kompleksem ropy rudonośnych, a w spągu – ilastymi utworami toarsu.

7.2. Przebieg, metody i zakres dotychczasowych badań hydrogeologicznych na etapach poszukiwań i rozpoznawania złoża, charakterystyka i ocena stopnia znajomości jego warunków wodnych

Po II wojnie światowej, na skutek planowanej i realizowanej eksploatacji rud poniżej zwierciadła wód podziemnych, konieczne było szczegółowe rozpoznanie warunków hydrogeologicznych celem oceny metod udostępniania złóż. Wykonano wtedy szereg hydrowęzłów w rejonie Golec, Malic i Wręcicy oraz pojedynczych otworów badawczych w pasie wychodni od Dębowca po Panki. Były także prowadzone badania w strefach udostępnionych złóż (Kontkiewicz, 1949; Górniak, 1955; Klimek, 1959; Krajewski, 1961).

Przed wszystkim należy wymienić nazwisko Hermańskiego, którego uwieńczeniem wieloletnich badań nad hydrogeologią tego obszaru była praca doktorska na temat warunków hydrogeologicznych jury środkowej z uwzględnieniem wpływu górnictwa (1984). Praca ta zawiera zwiezły opis parametrów hydrogeologicznych oraz chemizmu wód podziemnych tego rejonu w okresie drenażu warstw wodonośnych przez górnictwo oraz w okresie po sukcesywnej likwidacji tych kopalń, łącznie z trudną próbą odtworzenia warunków naturalnych i prognozą na przyszłość.

Na potrzeby zadań praktycznych (odwodnienia, obserwacji leja depresji) służby kopalniane we własnym zakresie prowadziły obserwacje poziomu dynamicznego wód podziemnych oraz ich składu chemicznego w warstwach kościeliskich. Wyniki tych obserwacji nie zachowały się po likwidacji górnictwa rud żelaza.

Wobec narastających problemów wodnych w 1974 r. Państwowy Instytut Geologiczny przejął problematykę obserwacji i badań wód podziemnych tego rejonu, tworząc tzw. sieć specjalną punktów obserwacyjnych, składającą się maksymalnie z 28 punktów, w których wykonywano cotygodniowe pomiary zwierciadła wody. Sieć ta obejmowała nie

tylko piezometry, ale również otwory wentylacyjno-wodne i szyby likwidowanych kopalń. Obserwacje te umożliwiły ocenę dynamiki wypełniania się leja depresji i zmiany jego zasięgu. Warto tutaj wspomnieć takie nazwiska jak: Pich, Pokora czy Zawadzka z PIG. Kolejną pracą dotyczącą wykorzystania wód kopalnianych w rejonie Częstochowy było „Studium hydrogeologiczne dotyczące wykorzystania wód kopalnianych w rejonie Częstochowy” (Hydrosan, 1984). W tej pracy zaprojektowano przystosowanie istniejącej sieci otworów hydrogeologicznych i szybów jako ujęć wód pitnych i przemysłowych. Niestety zupełnie nie wzięto pod uwagę zmiany warunków hydrochemicznych na skutek procesów utleniania siarczków. Zrealizowana wtedy sieć otworów umożliwiła Hermańskiemu (1984) i pracownikom PIG prowadzenie w tych otworach stacjonarnych badań hydrogeologicznych nad procesami zmian jakości wód (Pacholewski i in., 1995, 1997).

Badaniami chemizmu wód kopalnianych zajmował się Hermański (1971a, b, 1984), który przedstawił próbę prognozy zmian chemizmu po zatopieniu kopalń, ze szczególnym uwzględnieniem zawartości jonów Fe i SO₄ w wodach podziemnych. Zmiany w środowisku hydrogeologicznym na obszarze wypełnianego się leja depresji badali i opisywali również Pacholewski, Razowska i Hermański (1995) oraz Pacholewski, Razowska, i Zembal (1997). Razowska (1998) w pracy doktorskiej, dotyczącej zmian hydrogeochemicznych w tym rejonie, spowodowanych zatopieniem kopalń, podsumowała wyniki kilkuletnich badań oraz wyjaśniła przyczyny i skutki zanieczyszczeń wód podziemnych w rejonie zatopionych kopalń rud żelaza.

Stopień znajomości warunków wodnych złoża można ocenić jako dobry. Złoże to jest pocięte gęstą siecią drobnych uskoku, tworzących uprzywilejowane drogi krążenia wód

podziemnych, które komplikują warunki hydrogeologiczne badanego złoża. Dlatego też ich pełne rozpoznanie, mimo bardzo dużej liczby otworów wiertniczych, nie było możliwe.

7.3. Model hydrogeologiczny złoża w warunkach naturalnych

7.3.1. ZASILANIE I DRENAŻ

Poziom warstw kościeliskich jest głównym poziomem wodonośnym w rejonie występowania złóż rud żelaza. Na podstawie szczegółowej analizy budowy geologicznej oraz badań modelowych stwierdzono, że warstwy kościeliskie oraz łysieckie górne stanowią w badanym rejonie jeden poziom wodonośny, mimo że są to utwory pochodzące z różnych epok geologicznych oraz środowisk paleogeograficznych (Pacholewski i in., 1997). Spąg poziomu warstw kościeliskich oraz kontakty hydrauliczne między warstwami kościeliskimi i łysieckimi w rejonie wychodni zostały rozpoznane dobrze. Natomiast w rejonie kopalń tylko nieliczne otwory przewierały spąg warstw kościeliskich, co spowodowało niezbyt dobre rozpoznanie hydrogeologiczne partii spągowych tych warstw oraz całości poziomu warstw łysieckich górnych. Na podstawie badań w rejonie wychodni (Błaszak, 1979) można wywnioskować, że warstwy łysieckie nie stanowią ciągłego poziomu wodonośnego w badanym rejonie oraz zalegają bezpośrednio pod wodonośnymi utworami aalenu i bajosu, co było podstawą do wyznaczenia jednego poziomu wodonośnego na badanym obszarze.

W warunkach naturalnych poziom ten był zasilany w obrębie pasa podczwartorzędowych wychodni, o przebiegu NW–SE, o szerokości od kilkuset metrów do kilku kilometrów. Poziom był zasilany opadami atmosferycznymi i infiltracją z cieków powierzchniowych, bezpośrednio lub przez utwory czwartorzędowe w kompleks wodonośny.

Podstawę drenażu stanowiły lokalne ciekły powierzchniowe, a część wód przedostawała się do systemu głębokiego krążenia. Na obszarach spływu wód zgodnie z upadem warstw, spadki hydrauliczne wynosiły od 0,002 do 0,006. Wyróżniono cztery podobszary różniące się systemami krążenia.

Na północnym zachodzie w rejonie Praszki, podstawę drenażu stanowiła rzeka Proсна, a spływ wód następował w kierunku północno-zachodnim, a w rejonie Kościelisk – w kierunku wschodnim. Zwierciadło wody podziemnej znajdowało się na rzędnych od 270 m w rejonie Kościelisk do 190 m w rejonie Praszki.

Ku południowemu wschodowi, po miejscowość Węglowice, podstawę drenażu stanowiła rzeka Liswarta. Spływ wód następował ku rzece, czyli w kierunku północno-zachodnim w rejonie Węglowic oraz południowo-wschodnim w rejonie Bodzanowic. Rzędne zwierciadła wody wynosiły od od 265 m w rejonie Węglowic po 220 m w rejonie doliny Liswarty.

W kolejnym podobszarze, o największym rozprzestrzenieniu, spływ wód był zgodny z kierunkiem upadu, czyli ku północnemu wschodowi do regionalnego systemu głębokiego krążenia. Jedynie lokalnie występował drenaż przez ciekły

powierzchniowe – Stradomkę i Konopkę. Rzędne zwierciadła wód wynosiły 265–275 m n.p.m. w rejonie Częstochowy, a w rejonie Trębaczowa – do 190 m n.p.m.

Na południe od miejscowości Żarki spływ odbywał się w kierunku wschodnim ku podstawie drenażu, którą stanowiła rzeka Warta. W rejonie Żarek zwierciadło wody podziemnej było położone na rzędnych od 320 do 305 m n.p.m.

W rejonie Częstochowy, po nawierceniu zwierciadła wody, następowały samowypływy.

7.3.2. WŁAŚCIWOŚCI HYDROGEOLOGICZNE SKAŁ

Wyniki badań uziarnienia wykazują istnienie zmienności w profilu pionowym. Zmienność litologiczna znajduje odzwierciedlenie w parametrach wodonośnych. Wartości współczynników filtracji w partiach stropowych wynoszą ok. $1,0\text{--}2,5 \times 10^{-5}$ m/s, a na wychodniach, pod utworami czwartorzędowymi, są znacznie większe – $7,0\text{--}9,0 \times 10^{-5}$ m/s. W środkowych partiach warstw kościeliskich, ok. 20–30 m od spągu ilów rudonośnych, wartości współczynników filtracji mieszczą się przeważnie w przedziale $2,5\text{--}5,0 \times 10^{-5}$ m/s. W spągu, przy przejściu piaskowców kościeliskich w ilastą serię warstw łysieckich, utwory wodonośne są w różnym stopniu zailone, stąd możliwe są duże rozpiętości wartości współczynników filtracji. Wartości przewodności (T) i odsączalności sprężystej (μ) uzyskane w wyniku badań (Dąbrowski, Przybyłek, 1980) w rejonie Wielunia wynoszą: według metody Theisa $T = 3,96 \text{ m}^2/\text{h}$, $\mu = 0,000102$, a według metody Theisa–Jacoba $T = 3,98$, $\mu = 0,000093$ (Hermański, 1984).

Porowatość w stanie naturalnym waha się od 26,0 do 44,2% (Jarząbek, 1975).

Wydajności dla pojedynczych ujęć wahały się w granicach 50–70 m^3/h . W najbardziej wodonośnej strefie warstw kościeliskich uzyskiwano wydajności dość znaczne, niekiedy ponad 100 m^3/h przy niewielkich depresjach.

Prędkość migracji wód w całym kompleksie warstw kościeliskich zależy od stopnia ich zdyslokowania – im bliżej powierzchni, tym więcej spotyka się spękań i uskoku. Uskoki te mogą być wypełnione utworami ilastymi i wtedy zachowują się jak bariery hydrogeologiczne. Mogą też być szczelnie zaciśnięte lub nie są wypełnione utworami ilastymi, co w tym przypadku stwarza doskonałe możliwości szybkiego przepływu, a zarazem zasilania przez utwory czwartorzędowe.

7.3.3. NATURALNE TŁO HYDROGEOCHEMICZNE

Na podstawie analizy wyników badań naturalnego tła hydrogeochemicznego można stwierdzić, że wody poziomu warstw kościeliskich są wodami słodkimi o mineralizacji

ogólnej wynoszącej średnio 200 mg/dm^3 , średnia wartość pH wynosząca 6,90 (przy zakresie 6,14–7,80) wskazuje na ich odczyn od słabo kwaśnego do słabo zasadowego (Pacholewski i in., 1997; Razowska, 1998).

Zgodnie z klasyfikacją Altowskiego-Szwieca wody te można zaliczyć do typu wód prostych wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowych ($\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$) lub wodorowęglanowo-wapniowych ($\text{HCO}_3\text{--Ca}$).

Przewodność elektrolityczna właściwa wynosi średnio $232 \text{ }\mu\text{S/cm}$, a zakres tła wynosi $114\text{--}308 \text{ }\mu\text{S/cm}$.

Wśród anionów w największych stężeniach występują jony wodorowęglanowe, których wartości mieszczą się w zakresie od $105\text{--}190 \text{ mg/dm}^3$, wynosząc średnio $114,3 \text{ mg/dm}^3$. Stężenia jonów chlorkowych są niskie, ich zakres wynosi od $1,2$ do $8,5 \text{ mg/dm}^3$, przy średniej wartości $8,3 \text{ mg/dm}^3$, a stężenia jonów siarczanowych średnio wynoszą $13,6 \text{ mg/dm}^3$ przy zakresie tła $4,0\text{--}16,0 \text{ mg/dm}^3$ (Razowska, 1998).

Wśród kationów najwyższe stężenia osiągają jony wapnia, których wartości wynoszą od $12,0$ do $40,0 \text{ mg/dm}^3$, średnio $33,4 \text{ mg/dm}^3$ oraz magnezu, dla których zakres tła wynosi $3,0\text{--}5,5$ a wartość średnia $4,2 \text{ mg/dm}^3$. Stężenia jonów potasu i sodu mieszczą się w zakresach $1,0\text{--}2,5 \text{ mg/dm}^3$ oraz $2,7\text{--}6,3 \text{ mg/dm}^3$. Zawartości żelaza ogólnego wynoszą średnio $2,72 \text{ mg/dm}^3$, a zakres tła $0,21\text{--}5,74 \text{ mg/dm}^3$. Przekraczają one dopuszczalną zawartość dla wód pitnych ($0,2 \text{ mg/dm}^3$), podobnie zawartości manganu, których wartość średnia wynosi $0,13 \text{ mg/dm}^3$, a zakres tła od $0,034$ do $0,210 \text{ mg/dm}^3$ – przy wartości dopuszczalnej dla wód pitnych $0,05 \text{ mg/dm}^3$. Jest to spowodowane dużą zawartością związków żelaza w piaszczystych utworach warstw kościeliskich. Podwyższone koncentracje związków żelaza w tych utworach są związane ze środowiskiem paleogeograficznym, w którym formowały się złoża rud żelaza (zahamowanie dostawy materiału klastycznego i wytrącanie się w płytkich zbiornikach morskich żelaza pochodzącego z lądu).

7.4. Problemy hydrogeologiczne napotymane w trakcie udostępniania i rozcinania złożeń

Woda była zawsze najpoważniejszym problemem górnictwa rud żelaza w rejonie częstochowskim, jak pisze w swojej monografii Adamski (1994). Główny zbiornik wód podziemnych, z którego dopływy wód do kopalń utrudniały prace udostępniające, a często wręcz je uniemożliwiały stanowiły zasobne w wodę warstwy kościeliskie.

Piaszkowce kościeliskie, zalegające pod spągowym pokładem rudy, są od niej izolowane gliniasto-piaszczystą warstwą o grubości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Woda wypełniająca warstwy kościeliskie znajdowała się pod ciśnieniem, dlatego też w momencie dogłębienia szybu do stropu piaszkowca następowało nagłe rozładowanie ciśnienia, co bardzo często powodowało zniszczenie struktury piaszkowca czyli jego rozmycie. Następstwem tego było wdarcie się wody wraz z rozkruszoną skałą do pustej przestrzeni szybu. Szczególnie groźny i trudny do opanowania był wypływ, w przypadku głębinienia szybu w strefie uskokowej, powodując często zatopienie szybu, a nawet podsadzenia go rozmytym piaszkowcem. Równie częste i groźne w skutkach było otwieranie wodonośnych uskoków robotami chodnikowymi w czynnych kopalniach, prowadzące do zamulenia znacznych objętości wyrobisk podziemnych, a nawet zatopienia kopalni (Adamski, 1994).

W celu uniknięcia niebezpieczeństwa nagłego dopływu wód podziemnych z warstw kościeliskich do drążonych szybów stosowano różne metody rozładowania ciśnienia hydrostatycznego. Początkowo głębiniono szyby metodą mrożenia-

wą, zakładając tzw. „płaszcz mrożeniowy” w obrębie warstw kościeliskich. Metoda ta jednak nie zawsze dawała pożądane efekty i mimo to zdarzały się nagłe wdarcia wód przy wykonywaniu wlotów szybowych. Przyczyną był zbyt mały zasięg osuszania strefy przyszybowej (Lasatowicz, 1967). W latach 60. XX wieku wprowadzono metodę odwadniania warstw kościeliskich przez intensywne odpompowywanie wody z otworów odwiercanych w dnie szybu. Otwory te działały zespołowo na zasadzie tzw. „wielkiej studni” (Lasatowicz, 1967). Metoda ta pozwoliła na bezpieczne drążenie szybów dzięki wytworzeniu się lejka depresyjnego, wyprzedzającego w czasie postęp drążonych wyrobisk.

Wykonywanie robót chodnikowych w warstwach kościeliskich po rozładowaniu w nich ciśnienia hydrostatycznego również nie stwarzało już poważniejszych trudności i zagrożeń, a wykonane wyrobiska były bardziej trwałe i łatwiejsze do utrzymania niż wykonane w warstwach ilastych nad rudą. Są to skały kruche, jednak na tyle wytrzymałe, że wykonane w nich wyrobiska były stabilne. Po odwodnieniu piaszkowce kościeliskie ulegały scementowaniu i wyraźnie wzrastała ich wytrzymałość, która była wyższa od wytrzymałości nadrudnych warstw ilastych.

Z innych poziomów wodonośnych pewne zagrożenie stanowiły warstwy międzyrudne.

Wody poziomów czwartorzędowych stanowiły jedynie przeszkodę w początkowych fazach głębinienia szybów.

7.5. Problemy hydrogeologiczne w trakcie eksploatacji złożeń

7.5.1. WIELKOŚCI DOPŁYWÓW WODY W TRAKCIE EKSPLOATACJI

Wielkości dopływów wód podziemnych do poszczególnych kopalń były zróżnicowane i zależne od wielu czynników, tj. położenia kopalni w stosunku do innych wyrobisk,

głębokości kopalni, głębokości posadowienia chodników wodnych w warstwach kościeliskich, długości wyrobisk odwadniających, kontaktu wód podziemnych z ciekami powierzchniowymi w rejonie wychodni czy też szybkości eksploatacji. Wyrażne zwiększenie dopływu do kopalni wiązało się z „otwarciem” wodonośnych stref uskokowych, czy też

wejściem w głębsze partie piaskowca w trakcie robót przygotowawczych.

Wielkość dopływu wody do kopalni ustalała się w zasadzie w pierwszych miesiącach po nacięciu piaskowca. W następnych latach, w miarę powiększania rozcięcia chodnikami, dopływ powoli wzrastał, niekiedy był stabilny lub okresowo malał. Dopływy wzrastały w przypadku zamykania sąsiednich kopalń. Wielkości dopływów do kopalń wynosiły od 0,2 do 37,2 m³/min. Najwyższymi dopływami cechowały się kopalnie „Dębowiec” (37,2 m³/min) i „XX-lecia PRL” (21,2 m³/min), natomiast w kopalniach zlokalizowanych między wyżej wymienionymi zakładami dopływy były niższe, co było spowodowane głównie wzajemnym oddziaływaniem systemów odwadniających (Hermański, 1984).

Kopalnie odosobnione charakteryzowały się dużym i stałym dopływem. I tak dopływy do kopalń Żarki i Franciszek wynosiły 8–12 m³/min, a do kopalni Krystyna 6–7 m³/min. Ogólny dopływ do kopalń w latach 1957–1982 wahał się od 111,7 m³/min w 1957 r., przez maksymalnie 177,7 m³/min w 1966 r. do 30,5 m³/min w 1982 r. po sukcesywnej likwidacji większości kopalń.

Wskaźnik zawodnienia dla całego zespołu kopalń w latach 1957–1982 zmieniał się od 35 do 80 m³/tonę wydobytej rudy, a dla poszczególnych kopalń wynosił 20–120 m³/tonę rudy.

7.5.2. ZAGROŻENIA WODNE KOPALŃ

Podstawowe zagrożenia wodne kopalń były związane przede wszystkim z: dopływami z wodonośnych uskoków, wejściem w nowe, dotychczas izolowane, partie złoża oraz z zaprzestaniem pompowania w sąsiednich kopalniach na skutek ich likwidacji. Woda podziemna w kopalniach rud żelaza w rejonie częstochowskim nie tylko stanowiła zagrożenie wodne i zalewała kopalnie, ale wpływała również na zmianę cech wytrzymałościowych ilastego górotworu. Przyczyniała się ona do zaciskania się chodników zakładanych w ilach na skutek pochłaniania przez nie wody i w związku z tym utraty cech wytrzymałościowych. Zalanie wodą wyrobisk w ilach prowadziło do ich całkowitego zniszczenia.

Mimo że prace odwodnieniowe prowadzono już na przełomie XIX i XX w., dopiero wprowadzenie metody stabilizowania wyrobisk chodnikowych w osuszonym piaskowcu kościeliskim zminimalizowało zagrożenia wodne kopalń i umożliwiło dynamiczny rozwój kopalnictwa rud żelaza po 1945 r. (Adamski, 1994). Każda z kopalń posiadała system chodników wodnych na głębokości od kilku do 15 m od stropu warstwy wodonośnej w piaskowcach kościeliskich, którymi woda spływała do komór, skąd otworami wypompowana była na powierzchnię i zrzucana do cieków powierzchniowych.

7.5.3. WPLYW EKSPLOATACJI NA ŚRODOWISKO WODNE REJONU

7.5.3.1. Drenaż

Wody podziemne są tym elementem środowiska naturalnego, który został najbardziej przekształcony na skutek działalności górniczej. Polegało to na obniżeniu zwierciadła wody, zmianie kierunków przepływu, zmianie spadków hydraulicznych, modyfikacji bilansu wodnego, zdrenowaniu znacznych rejonów wychodni warstw kościeliskich oraz zmianie chemizmu wód.

Czynne kopalnie stanowiły silny ośrodek drenażu poziomu warstw kościeliskich na odcinku o długości ok. 40 km, który wywarł istotny wpływ na schemat hydrodynamiczny rejonu. Głębokość wyrobisk górniczych wynosiła od 70 m w kopalniach „Żarki” i „Franciszek” do 130 m w kopalni „Wręczyca”. Baza drenażu wód w warstwach kościeliskich, wynikająca z najgłębszego położenia wyrobisk odwadniających, leżała na rzędnych od 122 m n.p.m. w kopalni „Wręczyca” do 200 m n.p.m. w kopalni „Żarki”. Odprowadzenie dużych objętości wody kopalnianej i znaczące obniżenie bazy drenażu wód w poziomie warstw kościeliskich spowodowało wytworzenie się lokalnych lejów depresyjnych usytuowanych w obrębie poszczególnych kopalń oraz regionalnego leja depresyjnego o powierzchni ok. 1500 km² sięgającego do miejscowości Krzepice na północnym zachodzie po Przybynow i Żarki na południowym wschodzie (Pacholewski i in., 1997). W obrębie regionalnego leja depresyjnego, wytworzyły się dwa dominujące centra: pierwsze w rejonie Bargiel o depresji do 110 m, a drugie w rejonie Wręczyca o depresji do 100 m (Pich, Zawadzka, 1983). Przepływ wód miał charakter radialny w kierunku tych centrów, czyli ku maksymalnym depresjom. Pierwotne kierunki przepływu zostały zaburzone na całym obszarze z wyjątkiem odcinków wychodnia–kopalnia. Wielkość spadku hydraulicznego w okresie eksploatacji wahała się od 0,001 do 0,070 (Hermański, 1971a, b).

W okresie maksymalnego odwodnienia ilość wody odpompowywanej przez kopalnie wynosiła ok. 56 tys. m³/d, rzędne zwierciadła obniżyły się do 122–200 m n.p.m., a maksymalna depresja wynosiła od 80 do 100 m. Na skutek obniżenia zwierciadła wody w rejonach wychodni o 0,5–6,0 m nastąpił zanik wód w płytkich studniach kopanych nie tylko w poziomie wodonośnym warstw kościeliskich, ale i w czwartorzędowym (Hydrosan, 1984).

Na obszarze wychodni miało miejsce zjawisko infiltracji wód z cieków powierzchniowych. Rzeki zmieniały swój charakter z drenującego na infiltrujący. Na podstawie wyników pomiarów hydrometrycznych, wykonanych w latach 1961–1966, oszacowano, że infiltracja wód z cieków powierzchniowych wynosiła od ok. 47 do 60 m³/min (Hermański, 1984).

W najdłużej obserwowanej studni, zlokalizowanej w Częstochowie na terenie Zakładów „Ceba”, w czasie odwadniania kopalń zwierciadło obniżyło się z 29 m w 1958 r. do 71,5 m w 1971 r., tj. o 42,5 m przy średnim rocznym spadku wynoszącym 3,5 m (Szczepański, Lasatowicz, 1991). Obniżanie zwierciadeł wód podziemnych odbywało się z czasowym opóźnieniem w stosunku do maksymalnej eksploatacji wody przez kopalnie. Odstęp czasowy świadczący o inercji w ruchu wód wynosił od 2 do 5 lat (Hermański, 1984). Maksymalny zasięg leja w kierunku zachodnim przypadał na lata 1977–1978.

7.5.3.2. Skład chemiczny wód kopalnianych

Podczas 50 lat prowadzenia prac odwodnieniowych badaniami jakości wód podziemnych zajmowały się geologiczne służby kopalniane. Dane z badań fizykochemicznych próbek wód pobranych w latach 1956–1982 z wyrobisk czynnych kopalń wskazują na związek zmian w składzie chemicznym wód z położeniem kopalni względem obszaru zasilania i innych kopalń oraz z czasem trwania prac udostępniających. Wody dopływające do kopalń zlokalizowanych najbliżej wychodni charakteryzowały się niższą mineralizacją od wód z kopalń oddzielonych od wychodni wyrobiskami wcześniej zlikwidowanych kopalń.

Na podstawie wartości mineralizacji ogólnej, wynoszącej od 100 do 400 mg/dm³, wody pobierane w okresie eksploatacji złoża zaliczono do słodkich, słabo zmineralizowanych (Hermański, 1984).

W wyniku porównania składu chemicznego tych wód z wartościami tła hydrogeochemicznego poziomu warstw kościeliskich, można stwierdzić, że stężenia żelaza, manganu i siarczanów wykraczały poza zakres naturalnego tła. Wody te zaliczono do typu wodorowęglanowo-wapniowego.

Wzbogacenie wód z rejonów kopalń związkami żelaza, a szczególnie jonami Fe²⁺ oraz jonami siarczanowymi, spo-

wodowane było obecnością siarczoków żelaza w środowisku skalnym i powietrzno-wodnym kopalń. Na skutek powstania systemu wyrobisk w obrębie osuszanych warstw kościeliskich i związanym z tym doprowadzeniem powietrza atmosferycznego, następowały procesy utleniania minerałów siarczokowych, co przyczyniło się do zmian składu chemicznego wód w poziomie warstw kościeliskich po zatopieniu kopalń.

7.5.3.3. Deformacje powierzchni terenu

Zwiększanie głębokości poziomów wydobywczych powodowało zwiększenie nie tylko intensywności odwadniania, ale i wskaźników deformacji powierzchni. Maksymalne osiadanie terenu wynosiło od 0,35 do 0,79 m. W powstałych na skutek osiadania nieckach następowały podtopienia terenu.

7.5.3.4. Składowanie odpadów

Kolejnym negatywnym skutkiem wpływu górnictwa rud żelaza na środowisko naturalne było składowanie na powierzchni terenu mieszanych skał odpadowych, które tworzyły hałdy będące nienaturalnym elementem krajobrazu. Hałdy te oddziaływały i nadal oddziałują negatywnie na chemizm wód i gleb w podłożu i na ich przedpolu, na skutek ługowania szkodliwych dla środowiska substancji.

7.5.4. GOSPODARKA WODAMI KOPALNIANYMI

Zasadnicze wydatki ponoszone przez kopalnie rud żelaza na utrzymanie ruchu pochłonęło właśnie pompowanie wód podziemnych. Wody odpompowywane z kopalń rud żelaza były odprowadzane rowami do cieków powierzchniowych lub sztucznych zbiorników wodnych (np. zbiorniki w rejonie Gór Sowich k. Olsztyna), z których również po chwilowej retencji były zrzucane do cieków wodnych, a częściowo infiltrowały w górotwórn.

7.6. Problemy hydrogeologiczne na etapie likwidacji kopalń

7.6.1. PRZEBIEG WYPEŁNIANIA SIĘ LEJA DEPRESYJNEGO KOPALŃ

Sukcesywną likwidację kopalń rozpoczęto w 1970 r. od kopalni „Franciszek”, a zakończono w 1984 r. zatopieniem zabytkowej kopalni „Szczekaczka”. Likwidacja pierwszych kopalń spowodowała wypływanie dna leja depresyjnego w części centralnej oraz wzrost dopływów do sąsiednich kopalń. Prędkość wzniosu zwierciadła w szybie kopalni „Barbara” w latach 1975–1980 wynosiła 3,0 m/rok, a w otworze wodnym Tadeusz II – nawet 5,35 m/rok. W otworze tym w 1981 r. nastąpiła stabilizacja zwierciadła wynikająca z zasięgu leja czynnej kopalni „Dębowiec”, ale zatopienie tej kopalni wywołało ponowny wznios zwierciadła wody, który od marca do czerwca 1981 r. wyniósł aż 32 m.

Na skutek procesu stopniowego wypełniania się leja depresyjnego następowały zmiany jego kształtu i zasięgu róż-

nicowane w czasie i w różnych jego częściach. Kierunki przepływu wód podziemnych w zasadzie nie zmieniały się, ale zaobserwowano zmniejszanie się gradientów hydraulicznych i zasięgu leja w miarę jego wypełniania. Prowadzenie dokładnych obserwacji dynamiki wypełniania się leja depresji było możliwe dzięki sieci stacjonarnych obserwacji prowadzonych przez Państwowy Instytut Geologiczny. Sieć ta składała się z zaadaptowanych istniejących otworów i szypów wentylacyjnych, maksymalnie działało 28 otworów obserwacyjnych i mimo ich nieproporcjonalnego rozmieszczenia pozwoliła na dokładne prześledzenie procesu wypełniania się regionalnego leja depresyjnego. Od 1975 r. lej depresji zaczął się zmieniać – części SE dna leja stopniowo się podnosiło, przesuując się jednocześnie ku zachodowi w rejon kopalni „Szczekaczka”, która była stale odwadniania do 1984 r. (Pich, Pokora, 1984).

W wyniku analizy zmian zwierciadła wód w piezometrach stwierdzono, że w różnych piezometrach zwierciadło wody zachowywało się odmiennie, mimo że były położone w porównywalnych odległościach od kopalń i od wychodni warstw kościeliskich. O zachowaniu się zwierciadła wody oraz o tempie jego powrotu do naturalnego stanu decydowały inne czynniki, a przede wszystkim elementy determinujące warunki krążenia wód podziemnych, tj. tektonika obszaru oraz litologia warstw, warunkująca przewodność tych utworów. W piezometrach leżących na północny wschód od uskoku, biegnącego między Kłobuckiem i Krzepicami, nie zaobserwowano żadnych zmian w położeniu lustra wody, co można tłumaczyć nie tylko ich znaczną odległością od centrum leja, ale przede wszystkim izolującym charakterem wspomnianego wyżej uskoku. Po okresie intensywnej odbudowy ciśnień w obrębie leja depresji w ciągu kilku lat od zatopienia kopalń tempo wzrostu zwierciadła gwałtownie zaczęło spadać.

Największe przyrosty ciśnień, sięgające 58 m w ciągu 8–12 lat, zanotowano w obserwowanych szybach wentylacyjnych kopalń najgłębszych i zlokalizowanych najbliżej wychodni warstw kościeliskich.

Według obserwacji stanów zwierciadeł w sieci PIG stwierdza się, że zwierciadło w strefie zatopionych kopalń (I i II strefa hydrogeochemiczna) oraz w odległości co najmniej kilku kilometrów od granic obszarów górniczych powróciło już do stanu naturalnego. Ilustrują to wykresy wahań zwierciadła wód podziemnych w rejonie zaniechanej eksploatacji rud Fe w okolicy Kłobucka (punkt badawczy nr II/114 w miejscowości Konieczki; ryc. 16) i w miejscowości Golce (nr punktu II/472; ryc. 17).

Analiza zmian zwierciadeł oraz wyników badań modelowych wykazała, że lej depresji w rejonie kopalń i w strefach przyległych się wypełnił. Układ hydroizohips i kierunki przepływu wód są zbliżone do naturalnych.

W morfologii zwierciadła zaznaczają się jedynie lokalne leje depresji związane z obecną eksploatacją wód w rejonie Częstochowy, Praszki i Kłobucka oraz obniżenia związane z drenującym charakterem rzek na wychodniach. Przepływ regionalny wód następuje w kierunku północno-wschodnim, zgodnie z generalnym upadem warstw.

Spadki hydrauliczne wynoszą od około 0,002 w rejonie Kłobucka do maksymalnie 0,009 w rejonie wychodni i, co się z tym wiąże, czasy wymiany wód są bardzo niskie.

7.6.2. ZMIANY STOSUNKÓW WODNYCH NA POWIERZCHNI TERENU

Po zaniechaniu drenującej działalności kopalń zaobserwowano również podnoszenie się zwierciadła wody w rejonie wychodni warstw kościeliskich oraz w poziomie wodonośnym w utworach czwartorzędowych. Związane są z tym niekorzystne zjawiska, takie jak zawilgocenie fundamentów i ścian czy wręcz zalewanie piwnic. Następowo podtapianie powierzchni terenu i tworzenie się rozlewisk, powodujące degradację terenów rolniczo-użytkowych czy też obumieranie upraw leśnych. Zmiany te nie mają jednak dużego rozprzestrzenienia.

Na skutek zmian kierunków przepływu wód, ciśnień i gradientów następowało wdarcie mas skalnych do wyrobisk górniczych, co spowodowało przemieszczanie się gruntów i dalsze osiadanie powierzchni terenu. Niecki osiadań zostały zalane wodą z przypowierzchniowych poziomów wodonośnych. Proces zalewania niecek zintensyfikował się na skutek długotrwałych opadów w 1997 r.

Następstwem likwidacji kopalń było również zmniejszenie się przepływu w ciekach powierzchniowych na skutek zaprzestania zrzutu wód kopalnianych. I tak na przykład w rzece Czarna Oksza przepływ zmniejszył się aż o ok. 33 m³/min w stosunku do lat 70. XX w., co uniemożliwiło korzystanie z wód tej rzeki przez ujęcia przemysłowe (Szczepański i in., 1991).

7.6.3. JAKOŚĆ WÓD PODZIEMNYCH

Jakość wód z poziomu warstw kościeliskich w rejonach zatopionych kopalń uległa znacznemu pogorszeniu. Po likwidacji kopalń w badanym poziomie warstw kościeliskich wystąpiło duże zróżnicowanie składu chemicznego wód. Stężenia niektórych jonów, zwłaszcza siarczanów, żelaza, manganu, strontu, niklu oraz wapnia i magnezu w wodach z tego poziomu w rejonach zatopionych kopalń i w ich sąsiedztwie są o wiele wyższe niż w wodach naturalnych.

Na drodze przepływu zmienionych wód od kopalń zgodnie z układem pola hydrodynamicznego, Razowska (1998) wydzieliła 4 strefy hydrogeochemiczne:

- Strefa I znajduje się w obrębie zatopionych wyrobisk kopalnianych i stanowi obszar stwierdzonych największych zmian chemizmu wód podziemnych. Wody te można określić jako zanieczyszczone wody kopalniane. Obejmuje ona obszar na południe, południowy wschód i południowy zachód od Częstochowy oraz okolice Kłobucka (miejscowości Golce i Wręczyca). Z obszaru GZWP nr 325 wyeliminowano strefę zanieczyszczonych wód kopalnianych (Kieńć i in., 2008).

- Strefa II występuje na drodze przepływu zanieczyszczonych wód kopalnianych. Jest to strefa mieszania się wód o naturalnym chemizmie z zanieczyszczonymi wodami kopalnianymi. Występują w niej również duże zmiany chemizmu wód.

- Strefa III znajduje się w zasięgu maksymalnego leja depresji, ale w tych rejonach, w których chemizm wód nie został jeszcze zmieniony. Jest to strefa potencjalnego zagrożenia jakości, ponieważ podobnie jak strefa II znajduje się na drodze przepływu wód z wyrobisk kopalnianych. W strefie tej znajdują się ujęcia wód poziomu środkowojurajskiego w Częstochowie, Kłobucku i Krzepicach.

- Strefa IV obejmuje obszar, w którym występują wody o naturalnym chemizmie. Są to rejon wychodni warstw kościeliskich oraz obszaru leżącego poza maksymalnym zasięgiem leja depresji kopalń rud żelaza.

Stężenia jonów w rejonach największych zmian chemizmu, tj. w strefach I i II, są o wiele wyższe niż w strefach III i IV. Także typy chemiczne wód są różne. W strefach wód naturalnych są to wody wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe lub wodorowęglanowo-wapniowe. W rejonie ko-

palń są to wody siarczanowo-wapniowo-magnezowe oraz w strefie mieszania się wód siarczanowo-wodorowęglano-wapniowo-magnezowe.

Wody te pod względem mineralizacji ogólnej można zaliczyć do grupy akratepogów w strefie mieszania o mineralizacji od 0,5 do 1,0 g/dm³ oraz wód słonawych w strefie kopalń, gdzie mineralizacja wynosi od ok. 1,0 do 2,0 g/dm³. Wartości mineralizacji są wyraźnie podwyższone w stosunku do tła hydrogeochemicznego. Wyjątek stanowią wody z szybu wentylacyjnego w Żarkach, gdzie istnieje prawdopodobnie strefa silnej wymiany wód oraz intensywnego zasilania, a chemizm jest już zbliżony do naturalnego.

Są to wody słabo kwaśne, dla strefy I pH mieści się w granicach od 5,94 do 6,89, średnio 6,60. Dla strefy II pH średnie wynosi 6,64, dla strefy III – 6,95, a dla IV – 6,85.

Pod względem potencjału utleniająco-redukcyjnego (Eh) warunki panujące w tych wodach można było określić jako słabo redukcyjne. Wartość Eh wahała się od –0,29 do –0,06 V.

Temperatura wód waha się w granicach od 11 do 13°C a przewodność elektrolityczna właściwa wynosi średnio 1316,4 μ S/cm (I strefa), 606,8 μ S/cm (II strefa), 217,2 μ S/cm (III strefa) i 254,7 μ S/cm (IV strefa). Dla całego obszaru PEW waha się w granicach od 330 do 1950 μ S/cm.

Wśród anionów największe stężenia osiągają jony siarczanowe. Wynoszą one maksymalnie 1103,0 mg/dm³ w I strefie, a wartość średnia wynosi 688,5 mg/dm³. W porównaniu z zakresem tła (4–16 mg/dm³) są to wartości anormalne, wyraźnie podwyższone. Przekraczają one również dopuszczalne stężenia dla wód pitnych (250 mg/dm³) i to kilkakrotnie, co powoduje agresywność wód względem betonu oraz ich gorzkawy smak i nieprzyjemny zapach.

Dominującym kationem w wodach badanego regionu jest jon wapniowy, którego stężenia w strefie kopalń mieszczą się w zakresie 48,2–245,9 mg/dm³, średnio 162,3 mg/dm³ i są wyraźnie podwyższone w stosunku do tła (13–56 mg/dm³).

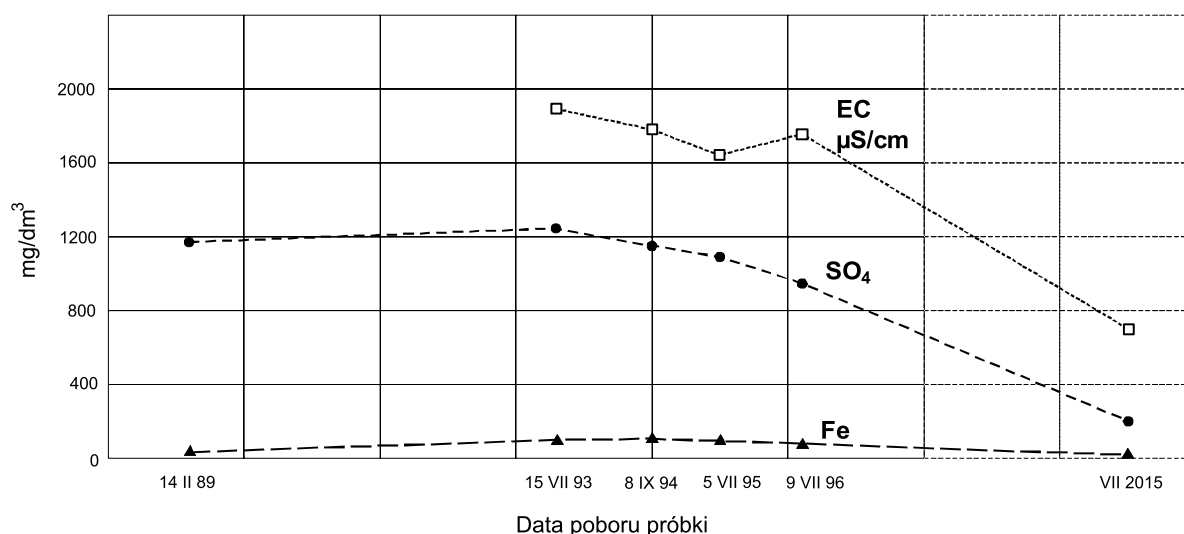
Podobnie sytuacja przedstawia się z jonem magnezowym, który współwystępuje z jonem wapniowym, ale jego stężenia są o wiele niższe i wynoszą 5,50–82,02 mg/dm³ przy średniej 52,4 mg/dm³ (I strefa).

Jony sodowy i potasowy nie wykazują anomalnych stężeń w strefach zmian. Ich średnie wartości wynoszą w I strefie 6,07 mg/dm³ i 5,84 mg/dm³, przy zakresach tła wynoszących dla sodu 1,2–7,8 mg/dm³, a dla potasu – 1,0–3,9 mg/dm³. Tak niskie stężenia są spowodowane niskimi koncentracjami chlorków w wodach badanego rejonu, z którymi jony te najczęściej współwystępują.

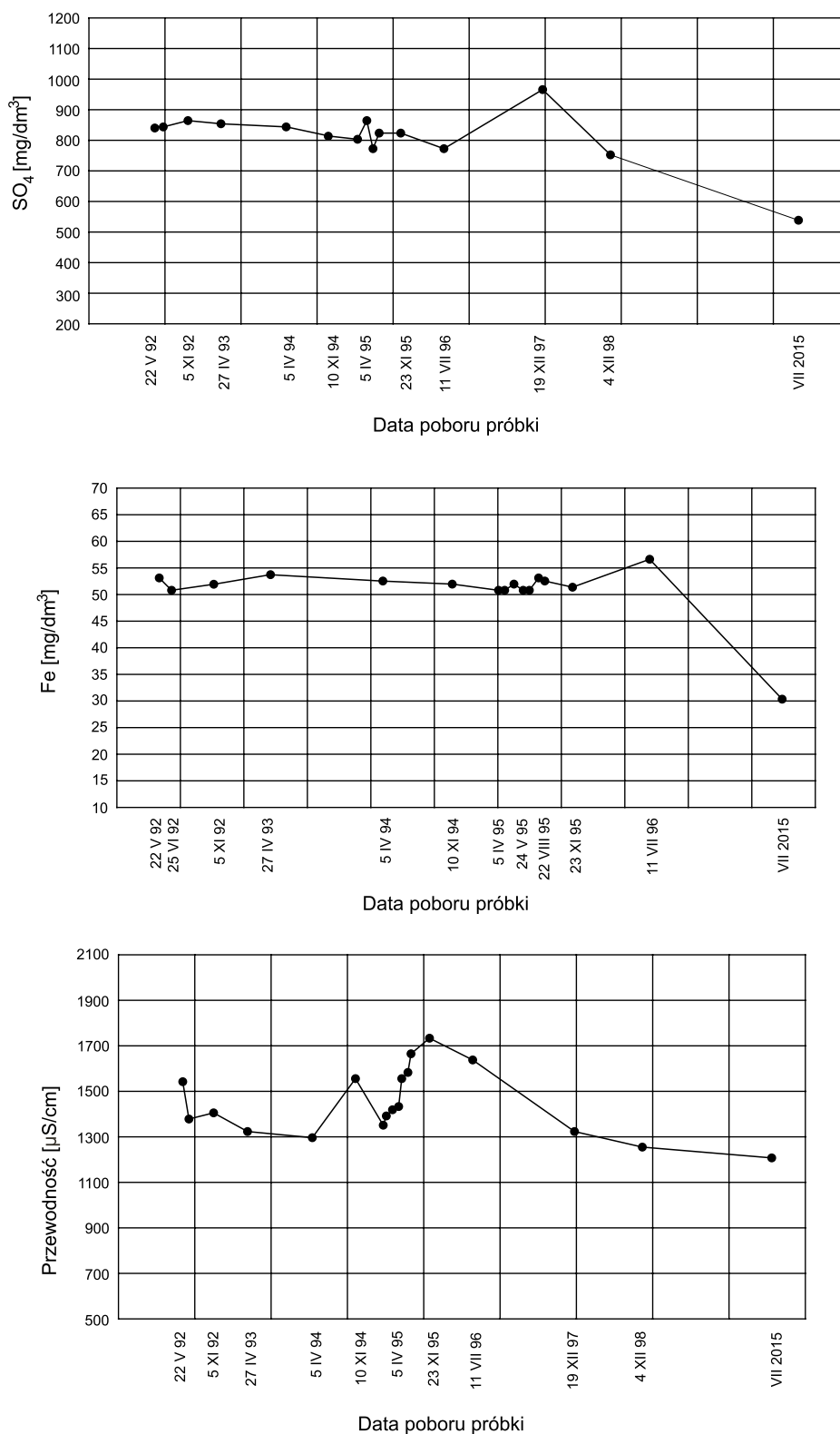
Ze względu na współwystępowanie warstw kościeliskich ze złożem rud żelaza oraz, co się z tym wiąże, z dużą zawartością minerałów żelaza w samym piaskowcu kościeliskim, jony żelaza stanowią najpoważniejsze zagrożenie jakości wód w omawianym rejonie. Ich zawartości w rejonie zatopionych kopalń wynoszą średnio 106,3 mg/dm³ przy zakresie 8,89–271,37 mg/dm³. Są to bardzo wysokie koncentracje wielokrotnie przekraczające zakres tła (0,21–5,74 mg/dm³) oraz przekraczające maksymalne ówczesne dopuszczalne stężenia dla wód pitnych (0,5 mg/dm³) od 30 do 500 razy (Razowska, 1998). Dzisiaj to maksymalne dopuszczalne stężenia dla wód pitnych wynosi 0,2 mg/dm³.

W obrębie zatopionych kopalń stężenia jonów manganu w wodach są bardzo wysokie i wynoszą średnio 3,61 mg/dm³ przy zakresie 0,603–6,612 mg/dm³. Porównanie tych stężeń z wartościami tła hydrogeochemicznego (0,034–0,211 mg/dm³) pozwala wnioskować, że mangan jest wskaźnikiem zmian chemizmu wód, będących skutkiem kopalnictwa rud żelaza. Stężenia jonów manganu, nawet w obrębie tła, są wyższe od dopuszczalnych dla wód pitnych (0,1 mg/dm³), a w rejonie zatopionych kopalń przekraczają je od 5 do 80 razy. Mimo że mangan nie jest szkodliwy dla zdrowia przy tych stężeniach, powoduje on zmianę smaku wody i brudzenie urządzeń sanitarnych.

Dźbów – studnia



Ryc. 45. Zmiany stężenia siarczanów, żelaza oraz przewodności elektrolitycznej wód (EC) w I strefie hydrogeologicznej (zatopione wyrobiska kopalń) – studnia Dźbów J₂



Ryc. 46. Zmiany stężenia siarczanów, żelaza oraz przewodności elektrolitycznej wód w II strefie hydrogeologicznej (otwór w Korwinowie – J₂)

Mimo dużego prawdopodobieństwa występowania wysokich zawartości takich jonów jak: Ni, Cu, As, Zn, Cd, Pb, Co, B, Mo, co wiąże się ze składem chemicznym minerałów siarczkowych, stężenia tych jonów w strefie zmian chemicznych nie są wysokie, a w przypadku Pb, Cu czy Mo aparatura

ICP nie wykryła ich istnienia (Razowska, 1998). W wodach rejonu kopalń stwierdzono podwyższone stężenia Ni, Zn, B, Co, Ba, Sr i Li, ale nie przekraczają one dopuszczalnych stężeń dla wód pitnych.

7.6.4. FORMOWANIE SIĘ ZANIECZYSZCZONYCH WÓD W REJONIE ZATOPIONYCH KOPALŃ

Prace górnicze i prowadzenie chodników eksploatacyjnych i wodnych w piaskowcu kościeliskim spowodowały odsłonięcie skał zawierających minerały siarczkowe, takie jak: piryt, markasyt, sfaleryt, galena, chalkopiryt, chalkozyn, kowelin oraz węglany żelaza czy baru. Minerały te na skutek dostępu tlenu i CO_2 , dzięki wentylacji wyrobisk kopalnianych oraz wód zawierających tlen dopływających ze stref zasilania, uległy procesom utlenienia. Efektem tych procesów było wytrącenie się na ścianach wyrobisk takich minerałów siarczanowych jak: gips, melanteryt, epsomit, anhydryt, alunit, celestyn, jarosyt. Poza siarczanami formowały się także węglany, a wśród nich: aragonit, baryt, kalcyt, magnezyt, rodochrozyt oraz smitsonit.

W wyniku zaprzestania pompowań do środowiska zawierającego wyżej wymienione minerały nastąpił napływ wód wzbogaconych w tlen i CO_2 . Na skutek dalszych procesów utleniania i hydrolizy siarczanów nastąpiło rozpuszczanie tych minerałów i do wód zostały dostarczone znaczne ilości żelaza, manganu i siarczanów, a także wapnia, magnezu i jonów wodorowęglanowych. Pewnych ilości żelaza i manganu mogły dostarczyć do wód procesy rozkładu substancji organicznej przy współudziale bakterii.

Z upływem czasu, na skutek szczyptywania mas siarczanowych, następował spadek stężenia siarczanów (Hermański, 1984), a na skutek wzrostu procesów utleniania wzrost stężenia jonów Fe^{2+} i spadek pH.

Bardzo niskie spadki hydrauliczne w poziomie warstw kościeliskich oraz mała eksploatacja w rejonie Częstochowy są przyczyną bardzo małych prędkości przepływu wód (Ra-

zowska, 1998). Prędkości migracji zanieczyszczonych wód z zatopionych kopalń obliczono dla rejonu kopalń kłobuckich i wynoszą tam około 70–80 m na 25 lat, oraz dla rejonu kopalń częstochowskich, gdzie wynoszą 130–150 m na 25 lat. Przepływ ten był tak mały, że Razowska w 2000 r. określiła wody I i II strefy jako wody „quasi-stagnujące”. Określiła też, że „cechą charakterystyczną tych wód (I i II strefa) jest brak wyraźnych tendencji do zmian w ich składzie chemicznym w okresie najbliższych setek lat”.

Pojedyncze wprowadzenie analizy fizykochemicznej, wykonane w ramach niniejszej pracy w 2015 r., nie pozwalają na tak długie w czasie ekstrapolowanie wyników jakości wód. Obserwowane w wybranych otworach i szybach (ryc. 45, 46) zmiany zawartości siarczanów, żelaza i przewodności elektrolitycznej właściwej wykazują wyraźny spadek zawartości wymienionych składników i cech w wodach I i II strefy hydrogeochemicznej. Analizy były wykonane w niezależnych laboratoriach tj. w PIG i AGH.

W opróbowanych w lipcu i październiku 2015 r. wodach uzyskano następujące wartości. W studni w I strefie hydrogeochemicznej stężenie siarczanów wyniosło 219 mg/dm^3 , żelaza ogólnego $9,99 \text{ mg/dm}^3$, przewodność elektrolityczna właściwa wahała się od 583 do $702 \mu\text{S/cm}$, w zależności od rodzaju miernika i daty opróbowania. Jako bardziej wiarygodną przyjęto wartość $702 \mu\text{S/cm}$. W punkcie znajdującym się w II strefie, tj. w strefie przepływu zanieczyszczonych wód w Korwinowie, stężenie siarczanów wyniosło 560 mg/dm^3 , żelaza ogólnego – $30,88 \text{ mg/dm}^3$, przewodność elektrolityczna właściwa wahała się od 975 do $1202 \mu\text{S/cm}$. Są to optymistyczne wartości i wskazują na zdolność wód podziemnych, w tych warunkach, do samooczyszczania się.

8. ANALIZA POTENCJALNEGO WPŁYWU NA ŚRODOWISKO PROJEKTOWANEJ EKSPLOATACJI ZŁÓŻ RUD CYNKU I OŁOWIU W REJONIE ZAWIERCIAŃSKIM

Mariusz Czop, Andrzej Pacholewski

Zawierciański rejon złóż rud Zn-Pb obejmuje obszar występowania siarczkowych i tlenkowych rud między Siewierzem a Zawierciem, w pasie o długości ok. 23 km i szerokości ok. 15 km.

W granicach tego obszaru, który w większości znajduje się na obszarze niniejszej pracy, początki powierzchniowego górnictwa rudnego sięgają XVI w. W XIX w. rudy ołowiu i utlenione rudy cynku (galmany), a w rejonie Zawiercia także towarzyszące im rudy żelaza, były powszechnie eksploatowane. Wszystkie stwierdzone płytkie wyrobiska górnicze były prowadzone powyżej zwierciadła wód podziemnych.

Prowadzone w drugiej połowie XX w. intensywne prace poszukiwawcze pozwoliły na wydzielenie w rejonie zawierciańskim siedmiu złóż: Siewierz, Gołuchowice, Poręba, Marciszów, Zawiercie I, Zawiercie II i Rodaki-Rokitno Szlacheckie (Przeniosło, 1988). Największe, najbogatsze i najlepiej rozpoznane jest złożo Zawiercie I, obecnie nazywane Zawiercie Wschód (Wilk, Bocheńska, 2003; Motyka i in., 2007; Czop, Motyka, 2013).

Rozpoczęte już prace nad udostępnieniem złóż Zawiercie I i Gołuchowice wstrzymano wobec wysokiego stopnia konfliktowości złóż w stosunku do środowiska naturalnego i zagospodarowania terenu.

W związku z wyczerpaniem się dotychczasowych złóż rud cynku i ołowiu oraz z zamknięciem wszystkich kopalń w Polsce, oprócz kopalni „Pomorzany”, odżyły w sferach biznesowych i przemysłowych plany udostępnienia i eksploatacji złóż w rejonie Zawiercia. Należy jednak podkreślić, że plany te spotykają się ze zdecydowanym oporem lokalnej społeczności.

Odwodnienie złóż rud cynku i ołowiu Zawiercie I oraz Zawiercie II jest czynnością konieczną dla podjęcia tam eksploatacji górniczej. W przeszłości w warunkach planowania kopalni „Zawiercie I” dla wydobywania rud cynku i ołowiu w granicach złoża „Zawiercie I („Zawiercie Wschód”) opracowano wstępne założenia dla prac odwodnieniowych oraz przeprowadzono analizę potencjalnych wpływów wynikających z drenażu górotworu. Granica złoża „Zawiercie Wschód”, wg opracowania Motyki i in., 2007, jest przedstawiona na załączniku 1. Na podstawie rozpoznania budowy geologicznej złoża założono, że jego bezpieczna eksploatacja, z punktu widzenia eliminacji zagrożenia wodnego, będzie możliwa po obniżeniu zwierciadła wód podziemnych w węglanowych skałach triasowych do rzędnej ok. 210 m n.p.m., tj. mniej więcej 120–130 m poniżej aktualnego poziomu

wody w piętrze triasowym. Pod koniec lat 80. zeszłego wieku wykonano nawet otwory podszybowe w centralnej części złoża Zawiercie Wschód i przeprowadzono próbną pompowanie.

W 1980 r. zespół pracowników ówczesnego Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH w Krakowie pod kierunkiem prof. Zbigniewa Wilka opracował prognozy hydrogeologiczne dla różnych wariantów udostępnienia złóż rud cynku i ołowiu w rejonie zawierciańskim. Wariant I dotyczył prognozy dopływów tylko do kopalni „Zawiercie I”, przy docelowym udostępnieniu złoża do poziomu 210 m n.p.m. Zgodnie z ówczesnym projektem rozcięcia złoża, zakładano udostępnienie go szybem i przekopami: głównym o przebiegu W–E oraz przekopami połowymi, drążonymi z przekopu głównego w kierunku na północ oraz południowy wschód i południowy zachód. W tym wariantcie zakładano budowę kopalni i odwodnienie złoża do poziomu 210 m n.p.m. przez 6 lat.

W pierwszym roku miały być głębie szyby i zakładano, że zwierciadło wód podziemnych zostanie obniżone do rzędnej 250 m n.p.m. Dopływy wody do szybu, według cytowanej prognozy miałyby wynosić ok. 5 m³/min. W kolejnych pięciu latach miały być wykonywane przekop główny i przekopy połowe, a zwierciadło wód podziemnych w węglanowych skałach triasowych miało być sukcesywnie obniżane do rzędnej docelowej 210 m n.p.m. W miarę rozcinania złoża prognozowane dopływy wody do wyrobisk górniczych rosły dość szybko i w drugim roku budowy kopalni były równe ok. 42 m³/min., w trzecim – ok. 70 m³/min., w czwartym – ok. 98 m³/min., a w piątym osiągały maksymalną wartość równą ok. 125 m³/min. W następnych latach wielkość dopływu wody do kopalni spadała i stabilizowała się na poziomie 80–100 m³/min. Podobne wartości dopływów wód podziemnych do projektowanej kopalni uzyskali Kawalec i Rudzińska (1980), którzy obliczali wielkości dopływów do wyrobisk kopalni „Zawiercie I” różnymi metodami, uzyskując wartości z przedziału od 80 do 140 m³/min.

Aktualnie w warunkach rozpoznania budowy geologicznej obszaru zawierciańskiego wydaje się, że przedstawione prognozy istotnie przeszacowują wielkość dopływu do kopalni „Zawiercie I”. Zasadniczo prognozy te powstały pod silnym wpływem doświadczeń z rejonu olkuskiego, w tym głównie ekstremalnego dopływu do kopalni „Pomorzany”. Należy jednak zwrócić uwagę, że w odróżnieniu od rejonu olkuskiego, na omawianym obszarze występuje ciągła war-

stwa nieprzepuszczalnych utworów kajpru, o średniej miąższości ok. 60–80 m. W jej obrębie stwierdza się występowanie tylko trzech niewielkich okien hydrogeologicznych, przez które piaski czwartorzędowe łączą się z wodonośnymi utworami wapienia muszlowego. Największym obszarem kontaktu utworów wapienia muszlowego z powierzchnią terenu jest strefa kontaktu typu sedymentacyjno-transgesyjnego na obszarze miasta Zawiercia, gdzie utwory wapienia muszlowego zalegają przekraczając na wypiętrzeniu utworów dewońskich. Z racji niższych wartości współczynnika filtracji dla skał dewońskich (w porównaniu do wapieni triasowych) strefa ta, nie powinna stanowić zagrożenia dla ewentualnej kopalni. Wydaje się, że w warunkach pośredniego kontaktu wapienia muszlowego z powierzchnią, ilość wody, która mogłaby dopłynąć do wyrobisk kopalni jest ograniczona.

Zasadniczo, w związku z praktycznym pokryciem utworów wapienia muszlowego przez nieprzepuszczalny nadkład o dużej miąższości, bardzo trudno jest wskazać jakiegokolwiek możliwości dodatkowego zasilania skał triasowych. Z całą pewnością zasilanie z piętra czwartorzędowego i jurajskiego będzie mocno ograniczone i, z wyjątkiem stref okien hydrogeologicznych, nie ma praktycznie szansy wystąpienia. Jedynym realnym źródłem dodatkowego zasilania wapienia muszlowego jest dopływ wód z piętra dewońskiego, które jednak ma wyraźnie niższe wartości parametrów hydrogeologicznych i wydaje się, że jego zasoby są stosunkowo nieduże. Dodatkowym czynnikiem o kluczowym znaczeniu dla wielkości dopływu do projektowanej kopalni mają liczne uskoki, które dzielą monoklinę śląsko-krakowską na szereg bloków o utrudnionych warunkach wzajemnej wymiany wód podziemnych.

Trzeba także mieć na względzie, że prognozę zawodnienia kopalni „Zawiercie I” wykonano w owym czasie na podstawie dostępnych metod, które w chwili obecnej są przestarzałe. Aktualnie dostępne są doskonalsze metody modelowania procesu filtracji w ośrodku skalnym, pozwalające na podział tego ośrodka na wiele warstw. Prawidłowy konceptualny model hydrogeologiczny złóż Zawiercie I oraz Zawiercie II powinien obejmować przynajmniej cztery warstwy uwzględniające połączenia hydrauliczne między piętrami wodonośnymi: czwartorzędowym, triasowym i dewońskim oraz warstwę utworów nieprzepuszczalnych kajpru. Więzy hydrauliczne między poszczególnymi piętrami wodonośnymi będą istotnie wpływać na wielkości dopływów wód podziemnych do systemów drenażu omawianego złoża i rozwój leja depresji wokół tych systemów. Przed przystąpieniem do projektowania odwodnienia kopalni w rejonie Zawiercia jest wskazane ponowne opracowanie prognoz wielkości dopływów z zastosowaniem metod modelowania procesu filtracji przy użyciu nowoczesnych programów komputerowych (Visual Modflow).

Pewne możliwości sterowania tempem odwadniania złóż rud cynku i ołowiu Zawiercie I i Zawiercie II stwarza wariant wspomaganie drenażu górniczego przez studnie wiercone z powierzchni terenu. Ten sposób osuszania złoża jest zdecydowanie bardziej elastyczny, niż stosowane dotych-

czas odwadnianie wyrobiskami górniczymi, ponieważ daje możliwość odwiercenia dowolnej liczby studni odwadniających w dowolnych konfiguracjach. Taki wariant prowadzenia odwodnienia górotworu nie był dotychczas rozważany. Jego ewentualne zastosowanie wymaga wykonania odpowiednich badań modelowych, na potrzeby optymalizacji liczby studni odwadniających i sposobu ich rozmieszczenia, w warunkach określonych założeń dla procesu osuszania górotworu.

Ważnym czynnikiem dla analizy zasadności zastosowania odwadniania przy pomocy studni wierconych (barier odwadniających) jest szczelinowo-krasowy charakter skał triasowych i dewońskich. W zbiorniku wód podziemnych o takim charakterze wydajności studni w różnych miejscach mogą skrajnie różnić się od siebie. Doświadczenia w odwadnianiu zbudowanych z wapieni jurajskich skrzydeł wyniesionych Rowu Kleszczowa w KWB „Bełchatów” wskazują, że obok studni o bardzo wysokich wydajnościach stwierdza się również otwory o znikomym wydatku, w tym również praktycznie bezwodne. Zaobserwowano również przypadki ograniczonego działania studni odwadniających na strumień przepływających wód podziemnych, który zasadniczo nie jest w całości przez nie przejmowany.

Trzeba zatem mieć na uwadze, że przy tzw. „mieszanym” wariacie odwadniania złoża (studnie i wyrobiska podziemne) nie uniknie się budowy komory pomp w kopalni, eksploatującej złoża Zawiercie I i Zawiercie II, ponieważ część wody z odwadnianego górotworu może dopływać kanałami krasowymi do wyrobisk górniczych, mimo intensywnego drenażu studniami.

Perspektywa pompowania dużych ilości wód podziemnych z utworów triasu wymaga przeprowadzenia szczegółowej analizy w zakresie przepustowości i możliwości odbioru wód kopalnianych przez ciekі powierzchniowe.

W zakresie potencjalnych wpływów odwodnieniowych, kluczowe znaczenie dla ich wiarygodnego opracowania ma miejsce lokalizacji kopalni oraz przyjęty model eksploatacji górniczej. W przeszłości kopalnie rud cynku i ołowiu były budowane w Polsce w tzw. strukturze kamiennej tj. w warunkach lokalizacji wyrobisk odwadniających nawet kilkadziesiąt metrów poniżej spągu złoża. Aktualnie wydaje się, że za wszelką cenę należy dążyć do jak najmniejszej depresji zwierciadła wód podziemnych w piętrze triasowym, w tym w szczególności przez budowę wyrobisk odwadniających w obrębie stref okruszczowania (w ich dolnej spągowej części).

Dane dotyczące technicznych zagadnień budowy kopalni nie są obecnie znane, stąd ewentualna prognoza wpływu działalności odwodnieniowej wydaje się przedwczesna. Z całą pewnością zagadnienia te muszą być przedstawione i przeanalizowane na etapie dokumentacji hydrogeologicznej odwadniania złoża oraz raportu oddziaływania na środowisko dla projektowanej kopalni. Wstępnie, wobec dużej miąższości i ciągłości pokrywy nieprzepuszczalnych skał kajprowych, wydaje się, że potencjalne wpływy odwodnieniowe nie powinny przenosić się na piętro czwartorzędowe i ciekі powierzchniowe. Kwestia ta wymaga jednak potwierdzenia na drodze badań modelowych. Szczególną uwagę należy skupić na strefach okien hydrogeologicznych, dla opra-

cowania odpowiednich działań naprawczych, w celu unie możliwienia lub istotnego ograniczenia ewentualnych ucieczek wód z piętra czwartorzędowego.

Ze względu na niedostateczne rozpoznanie geologiczne i hydrogeologiczne wschodnich peryferii potencjalnego zasięgu odwadniania złóż Zawiercie I oraz Zawiercie II, trudno obecnie oceniać w jaki sposób odwadnianie utworów triasowych przeniesie się na stosunki wodne w nadległym poziomie wodonośnym jury górnej. Obecnie znane są przesłanki geologiczne wskazujące, że poziom malmu jest odizolowany od leżących niżej pięter wodonośnych triasu i dewonu przez nieprzepuszczalne utwory kajpru oraz jury dolnej. Należy jednak brać pod uwagę, że dzięki urozmaiconej morfologii stropu węglanowych skał dewońskich w jego kulminacjach mogło dojść do utworzenia się bezpośrednich kontaktów hydraulicznych typu sedymentacyjno-transgresyjnego, między piętrami wodonośnymi jurajskim i dewońskim, jak to ma miejsce w olkuskim rejonie kopalnictwa rud cynku i ołowiu (Wilk, Motyka, 1977; Motyka, 1988; Motyka i in., 2006). Jeśli strefy tego rodzaju kontaktów rzeczywiście występują na obszarze potencjalnego wpływu odwadniania potencjalnej kopalni, to wokół nich wytworzą się lokalne leje depresji, obejmujące również wodonośny poziom jury górnej. Obniżenie pierwotnego poziomu wód podziemnych na obszarze eksploatacji złoża rud cynku i ołowiu do rzędnej ok. 210 m n.p.m., tj. o 120–130 m, doprowadzi do wytworzenia się wokół tej kopalni leja depresji w utworach wodonośnego piętra triasowego. Dotychczasowe doświadczenia dotyczące odwadniania olkuskich i chrzanowskich złóż rud cynku i ołowiu pozwalają stwierdzić, że o kształcie leja depresji będzie decydować przebieg głównych uskokuw, tzn. takich, których amplituda zrzutu będzie przynajmniej rzędu kilkudziesięciu metrów. Z aktualnego rozpoznania geologicznego wynika, że są to uskoki o przebiegu WNW–ESE. Aktualnie bez wykonania odpowiednich badań modelowych, polegających na wariantowych symulacjach komputerowych, trudno mówić o zasięgu leja depresji w różnych kierunkach, wyrażonego konkretną odległością od systemów odwadniania ewentualnej kopalni, tj. wyrobisk górniczych lub studni drenazowych.

Kolejnym koniecznym do szczegółowej oceny, skutkiem odwadniania górotworu na potrzeby planowanej kopalni rud cynku i ołowiu w rejonie Zawiercia będzie problem zmian wydajności studni eksploatacyjnych zlokalizowanych w strefie leja depresji. Zważywszy na fakt, że zbiornik triasowy ma charakter naporowy tylko w strefie najbliższej wyrobisk górniczych (strefa wewnętrzna), dochodzić będzie do odwodnienia czy też osuszania górotworu triasowego. W nieco większej odległości od wyrobisk kopalni (strefa zewnętrzna) triasowa warstwa wodonośna nie będzie odwodniona, a będzie się obserwować jedynie spadek ciśnienia naporowego zwierciadła wód podziemnych.

Tylko w przypadku lokalizacji studni w strefie wewnętrznej leja depresji należy spodziewać się istotnych ograniczeń w jej wydatku i dużo mniej prawdopodobnego całkowitego jej wysuszenia. W przypadku położenia studni na obszarze zewnętrznej części leja depresji, może okazać się że spadek ciśnienia wód podziemnych, nie będzie przyczyną ograniczenia możliwych do pozyskania ilości wód.

Problem potencjalnych spadków wydajności ujęć w największym stopniu może dotyczyć najbardziej wydajnych studni ujmujących wodę dla miasta Zawiercia, zlokalizowanych w bezpośrednim sąsiedztwie złóż rud cynku i ołowiu Zawiercie I oraz Zawiercie II. Przy niewielkim poborze wody ze studzien konieczne byłoby w takiej sytuacji tylko obniżenie agregatu pompowego do strefy zawodnionej lub w najgorszym przypadku zmiana pompy na charakteryzującą się odpowiednio wyższą wysokością podnoszenia. Przedstawione powyżej uwagi potwierdzają doświadczenia z odwadniania kopalni rud cynku i ołowiu „Trzebionka”, zbliżonej pod względem warunków geologicznych do ewentualnej kopalni w rejonie Zawiercia. W trakcie trwającego blisko 50 lat drenażu górniczego kopalni „Trzebionka” w jej bliskim sąsiedztwie, w odległości ok. 2–5 km, istniało kilka czynnych studzien, w których była ciągle możliwość poboru wód podziemnych. W rejonie Trzebionki rozwój leja depresji kopalni był skutecznie hamowany wodoszczelnymi uskokuami. Sytuacja taka również miała miejsce w rejonie Olkusa, gdzie uskok Pomorza, o charakterze izolującym, skutecznie ograniczał rozwój leja depresji kopalni Olkusz.

9. ZAGROŻENIA, DEGRADACJA I PROGRAM OCHRONY WÓD

Andrzej Pacholewski

Znakomita większość rozpatrywanego obszaru charakteryzuje się bardzo wysoką wrażliwością i podatnością wód podziemnych na zanieczyszczenia. Zagrożenie występujących w rejonie zbiorników szczelinowo-krasowych ze strony zanieczyszczeń antropogenicznych jest zróżnicowane w zależności od stopnia jego izolacji, a także natężenia antropopresji. Z przeprowadzonej analizy i obliczeń wynika, że na przeważającej części obszaru podatność wód podziemnych i stopień ich zagrożenia są bardzo duże. Najbardziej zagrożony jest poziom górnouralski tworzący GZWP nr 326 Częstochowa E (J_3). Jest on zagrożony na przeważającym obszarze. Ponieważ jest to zbiornik o charakterze szczelinowo-krasowo-porowym, to maksymalne prędkości przepływu wód w systemie szczelinowo-porowym będą warunkowały czas pojawienia się frontu zanieczyszczeń. Przepływ systemem porowym będzie kształtował sumaryczny, znacznie wydłużony, czas przebywania zanieczyszczeń w zbiorniku.

Występujące w południowo-zachodniej części rozpatrywanego obszaru zbiorniki triasowe są również przeobrażone i zagrożone ze względu na działające podziemne górnictwo rud metali nieżelaznych. Projektowana, ewentualna eksploatacja rud Zn-Pb w rejonie Zawiercia zuboży zasoby dyspozycyjne i eksploatacyjne wód podziemnych.

Jak opisano w poprzednich rozdziałach, na przeważającej części obszaru podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia jest bardzo duża. Czas wymiany wody w strefie

aeracji jest bardzo szybki ($MRT < 5$ lat – zał. 5, kolor czerwony). Również stopień zagrożenia jest w poziomie jury górnej bardzo wysoki i wysoki co ilustruje mapa zagrożeń (zał. 4).

Poziom wodonośny w utworach jury środkowej, tworzący GZWP nr 325 Częstochowa W (J_2), w warunkach naturalnych miał niższy stopień zagrożenia. Zaniechana eksploatacja złóż rud żelaza w utworach jury środkowej w rejonie kłobucko-częstochowskim, o czym wspomniano w poprzednich rozdziałach, spowodowała powstanie strefy zanieczyszczonych wód kopalnianych. Po likwidacji kopalń wystąpiło w badanym poziomie warstw kościeliskich duże zróżnicowanie składu chemicznego wód. Stężenia niektórych jonów, zwłaszcza siarczanów, żelaza, manganu, strontu, niklu oraz wapnia i magnezu, w wodach z tego poziomu w rejonach zatopionych kopalń i w ich sąsiedztwie, są o wiele wyższe niż w wodach naturalnych. Wody te można określić jako zanieczyszczone wody kopalniane. Obszar zanieczyszczonych wód obejmuje obszar na południe, południowy wschód i południowy zachód od Częstochowy oraz okolice Kłobucka (zał. 4). Dokumentacja GZWP nr 325 Częstochowa W (J_2) zmniejszyła obszar tego zbiornika o 66 km² – do 779 km². W wyniku zaniechanej działalności górniczej rud żelaza z obszaru GZWP musiano wyłączyć rejon występowania wód zanieczyszczonych i przeobrażonych hydrogeochemicznie (zał. 1).

9.1. Określenie stopnia degradacji wód podziemnych a charakter zagospodarowania terenu i obecność antropogenicznych ognisk zanieczyszczeń

Martyna Guzik, Andrzej Pacholewski

Zachowanie naturalnej jakości wód podziemnych oraz zapewnienie racjonalnej gospodarki wodami w ramach zasobów odnawialnych i dyspozycyjnych jest podstawowym celem ochrony wód w omawianym rejonie częstochowsko-zawierciańskim. Skuteczne zapobieganie zanieczyszczeniu oraz powstrzymanie degradacji jakości wód podziemnych jest związane ze szczegółową identyfikacją zagrożeń oraz istniejących ognisk zanieczyszczeń. Kolejnym elementem ochrony wód podziemnych przed zanieczyszczeniem jest wyznaczenie czasu migracji zanieczyszczeń z powierzchni terenu do zbiornika wód podziemnych oraz określenia kierunku spływu i czasu dopływu bocznego do wód podziemnych. Podstawowym kryterium dla jego wyznaczenia jest 25-letni czas pionowego dopływu zanieczyszczeń powierz-

chni terenu do warstwy wodonośnej i sporządzona na tej podstawie mapa podatności.

Na przeważającej części obszaru podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie jest bardzo duża. Czas wymiany wody w strefie aeracji jest bardzo szybki ($MRT < 5$ lat – zał. 5, kolor czerwony). Na obszarach, gdzie pokrywę utworów jurajskich stanowią gliny, podatność wód podziemnych jest duża ($5 < MRT < 25$ lat – zał. 5, kolor żółty). Jedynie w SE fragmencie rozpatrywanego obszaru podatność jest średnia ($25 < MRT < 50$ lat – zał. 5, kolor zielony) ze względu na obecność miększej pokrywy lessowej. Na omawianym obszarze badań, w którym dominują szczelinowo-krasowe ośrodki skalne, w okresach intensywnych opadów atmosferycznych następuje szybsze przenikanie zanieczyszczeń

(zazwyczaj mniej niż 10%) uprzywilejowanymi drogami filtracji (Witczak, 2011). Znaczna część omawianego rejonu (częstochowsko-zawierciańskiego) jest położona w obrębie, bardzo wrażliwego na zanieczyszczenia, głównego zbiornika wód podziemnych – GZWP nr 326 Częstochowa E. Problem ten dobrze zilustrowano na mapie podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie (zał. 5) oraz mapie zagrożeń i jakości wód (zał. 4).

Dokładna inwentaryzacja ognisk zanieczyszczeń pozwala na przygotowanie koncepcji ochrony wrażliwych na zanieczyszczenie ośrodków wodonośnych o charakterze szczylinowo-krasowym.

Największe zagrożenie dla jakości wód podziemnych stanowi działalność człowieka związana głównie z górnictwem metali, składowaniem odpadów komunalnych i przemysłowych, gospodarką wodno-ściekową, działalnością przemysłową oraz rolniczą.

Problemy związane z działalnością górnictwa zarówno zaniechanego rud Fe, jak i projektowanego Zn-Pb, szeroko omówiono w rozdziałach 7 i 8. W rozdziale 6 podano również przykład powstania ponadnormatywnych stężeń siarczianów w poziomie wapienia muszlowego, które spowodowały wyłączenie dużego ujęcia w Tucznawie dla Dąbrowy Górniczej w rejonie GZWP nr 454 Olkusz–Zawiercie.

9.1.1. SKŁADOWISKA ODPADÓW STAŁYCH

Ogniska zanieczyszczeń związane ze składowaniem odpadów można podzielić na komunalne oraz przemysłowe. Składowiska są na ogół lokalizowane w nieczynnych wyrobiskach po eksploatacji surowców mineralnych lub w naturalnych zagłębieniach terenu. Odpady złożone na źle zabezpieczonych składowiskach stanowią jedno z najpoważniejszych zagrożeń dla środowiska przyrodniczego, szczególnie zagrażają wodom podziemnym, powierzchniowym oraz glebom przez powstawanie odcieków. Zagrożenie dla wód podziemnych ze strony składowisk zależy od ilości i rodzaju składowanych odpadów, techniki składowania i warunków gruntowo-wodnych. Szczególne znaczenie ma obecność lub brak uszczelnienia podłoża.

Na obszarze badań zinwentaryzowano kilkadziesiąt składowisk odpadów komunalnych, z czego większość stanowią dzikie wysypiska, ponadto jest 17 legalnych składowisk komunalnych i 10 składowisk odpadów przemysłowych.

Do największych należą składowiska przemysłowe, należące do zakładów takich jak: Fabryka Wyrobów Gumowych Stomil w Wolbromiu, Zakłady International Paper (obecnie Velvet Care) w Kluczach, Cementownia Warta, Zakłady Chemiczne Rudniki. Na składowisku odpadów przemysłowych Zakładów Chemicznych w Rudnikach deponowano odpady poprodukcyjne w postaci błota pochromowego oraz błota posiarczkowego, co spowodowało skażenia wód podziemnych chromem. Rejon zakładu jest monitorowany. Odpady pochromowe są również powodem zanieczyszczenia wód na terenie Zakładów Chemicznych ERG w Częstochowie oraz w rejonie Huty Częstochowa.

9.1.2. GOSPODARKA WODNO-ŚCIEKOWA

Ścieki komunalne z uwagi na swój charakter stanowią poważne zagrożenie dla jakości wód podziemnych. Stopień zagrożenia środowiska ze strony poszczególnych ognisk zanieczyszczeń jest zróżnicowany i zależy od rozwiązań technicznych, czasu użytkowania oraz sposobu odprowadzania ścieków. Poważnym zagrożeniem dla środowiska są tereny wiejskie pozbawione kanalizacji sanitarnej. Stopień skanalizowania wsi jest zróżnicowany w poszczególnych gminach, najwyższy jest w Częstochowie, a w pozostałych gminach – znacznie niższy, zwykle od kilkunastu do kilkudziesięciu procent. Największe zagrożenie stanowią ścieki komunalne, często odprowadzane do nieszczelnych szamb. Stosunkowo rzadko są stosowane przydomowe, atestowane czyszczalnie ścieków.

Oczyszczalnie ścieków, mimo swoich funkcji, są potencjalnymi ogniskami zanieczyszczeń w sytuacjach awaryjnych, tj. nieszczelności urządzeń sieci kanalizacyjnej, niskiej sprawności procesów technologicznych lub przekroczenia dopuszczalnej przepustowości. Zagrożeniem mogą być niewłaściwie składowane osady pościekowe, przy czym na nowocześniejszych składowiskach są wydzielone specjalne kwatery na tego typu odpady. Na omawianym obszarze działa ok. 30 oczyszczalni, o zróżnicowanej technologii, najczęściej są to oczyszczalnie mechaniczno-biologiczne.

Największą miejską oczyszczalnią ścieków jest Centralna Oczyszczalnia Ścieków Przemysłowych Spółki Wodnej „Warta” przy ul. Srebrnej w Częstochowie. Oczyszczalnia ta, zdaniem autorów niniejszej pracy, jest zlokalizowana niewłaściwie – na obszarze wychodni wapieni jury górnej koło ujęcia Mirów PWiK w Częstochowie. Realne zagrożenie wód podziemnych stanowią laguny tej oczyszczalni. Ścieki po oczyszczeniu są kierowane do Warty. Oczyszczalnię ścieków przemysłowych ma Kombinat Cementowo-Wapienniczy „Warta”. Jest to oczyszczalnia mechaniczno-biologiczna o redukcji zanieczyszczeń wskaźnika BZT₅ o 87% oraz zawiesiny o 66%. Oczyszczone ścieki po przejściu przez zbiornik wód pochlodniczych i deszczowych wchodzą w obieg zamknięty. Ponadto ścieki poprodukcyjne są oczyszczane jeszcze w kilku mniejszych zakładach przemysłowych oraz kilku oczyszczalniach gminnych. Kontrola jest poddawana jakości ścieków oczyszczonych oraz stopień wykorzystania oczyszczalni w stosunku do posiadanych pozwoleń wodnoprawnych.

9.1.3. ZAKŁADY PRZEMYSŁOWE

Podstawowymi dziedzinami gospodarki na omawianym obszarze jest przemysł: górniczy, metalurgiczny, maszynowy, metalowy, odzieżowy, obuwniczy, gumowy oraz rolnospożywczy. Górnictwo w rejonie częstochowsko-zawierciańskim jest już w znacznej mierze zlikwidowane, lecz dalej stanowi zagrożenie dla środowiska wód podziemnych.

Zakłady przemysłowe skupiają się w rejonie większych miast, przy czym w zdecydowanej większości dominują zakłady średnie i małe. Do dużych zakładów przemysłowych,

znajdujących się w omawianym rejonie należą: Huta Częstochowa S.A., Cementownia Warta S.A. w Działoszynie, Cementownia i Zakłady Chemiczne Rudniki. W Wolbromiu działa Przedsiębiorstwo Produkcyjne WYROBÓW GUMOWYCH Wolmot Sp. z o.o., Fabryka Taśm Transportowych STOMIL S.A. oraz producent części do samochodów TRI POLAND i producent strzykawek jednorazowych ERG Kłobuck S.A. Ogrodzieniec jest ośrodkiem produkcji cegieł i materiałów budowlanych. W omawianym rejonie odnotowano ok. 40 zakładów przemysłowych stanowiących potencjalne zagrożenie dla środowiska. Niektóre zakłady, np. Huta Częstochowa S.A., Przedsiębiorstwo Energetyczne Systemy Ciepłownicze S.A., pobierają wodę z podziemnych ujęć, przy czym woda technologiczna funkcjonuje w obiegu zamkniętym. Odpady wytwarzane w procesach produkcyjnych w zdecydowanej większości są ponownie wykorzystywane, przejściowo składowane na terenie zakładów. Pozostałe odpady są wywożone na składowisko komunalne, a ścieki socjalne odprowadzane do kanalizacji miejskiej. Gospodarka odpadami w poszczególnych zakładach jest monitorowana przez stosowne wydziały ochrony środowiska. Ponadto działają tutaj liczne rozproszone zakłady pracy w tym: przetwórstwa rolnego (zakłady mięsne, garmażeryjne), rzemieślnicze (zakłady obuwnicze, pamiątkarstwo, meblarstwo), małe tartaki i zakłady obróbki drewna. Są to obiekty małe i średnie, zatrudniające do 100 osób. Ogniska zanieczyszczeń przedstawiono na załączniku 4.

Zanieczyszczenie powietrza na terenie Częstochowy jest spowodowane głównie pyłami oraz gazami (tlenkami węgla i azotu oraz węglowodorami). Największy wpływ na opad pyłów w rejonie Częstochowy mają: Huta Stali Częstochowa, Cementownia Rudniki, Cementownia Warta, Zakłady Energetyczne w Częstochowie oraz Zakłady Elektroenergetyczne ELSSEN. Mniejszy wpływ wywierają kotłownie osiedlowe i zakładowe. Wskutek instalowania urządzeń odpylających oraz systematycznych kontroli WIOŚ, emisja pyłów wykazuje w ostatnich latach tendencję spadkową.

Poważne zagrożenie dla środowiska zwłaszcza w południowej części rejonu stwarza aglomeracja miejsko-przemysłowa Górny Śląsk.

9.1.4. OGNISKA ROLNICZE

Działalność rolnicza wiąże się z powszechnym stosowaniem nawozów sztucznych oraz środków ochrony roślin. Nawożenie pól może prowadzić do zanieczyszczenia gleby oraz pierwszego poziomu wodonośnego szczególnie związkami azotu. Jeśli są stosowane w nadmiarze lub nieodpowiednim terminie, a tym samym nie wykorzystywane przez rośliny, przemieszczają się do wód podziemnych. Ma to duże znaczenie w sytuacji, gdy ok. 48,8% powierzchni zbiornika (wg CORINE Land Cover) zajmują grunty orne.

O zanieczyszczeniu pochodzącym z nawozów sztucznych oraz środków ochrony roślin możemy wnioskować pośrednio z informacji o podwyższonej zawartości azotanów w wodach ze studni kopanych oraz w ciekach powierzchniowych. Azotany w wodach podziemnych mogą również po-

chodzić ze ścieków bytowych gromadzonych w nieszczelnych szambach lub zrzucanych bezpośrednio do gruntu lub nawet do warstwy wodonośnej. Badania prowadzone w pobliskiej zlewni Liswarty latach 2000–2007 wykazały zawartość azotanów w wodach podziemnych sięgające 189 mg (Guzik i in., 2004, Guzik, 2008). Szerzej o zanieczyszczeniu wód azotanami traktuje rozdział 9.2.

Drugim istotnym elementem związanym z działalnością rolniczą są fermy hodowlane. Na omawianym obszarze odnotowano 20 obiektów hodowlanych. Są to głównie fermy trzody chlewnej, kóz, owiec, drobiu. Spotyka się również hodowle strusi. Największa hodowla trzody chlewnej znajduje się we Włodowicach. Stwierdzony wpływ na wody podziemne w poziomie jury górnej ma duża ferma o zmiennej obsadzie w Zawadzie (gmina Żarki). Jest ona położona na kulminacji na obszarze zasilania i spływające z niej ku południowi ścieki zagrażają wodom. Pomiar Oddziału Górnośląskiego PIG stwierdził podwyższoną zawartość azotanów w źródle w Żarkach (źródło koło drogi) oraz w źródle w Żarkach–Leśniowie (ryc. 47). Poważne zagrożenie dla środowiska może powodować miejscowe nagromadzenie nawozów sztucznych, środków ochrony roślin oraz obornika i gnojowicy w przyzmach oraz lagunach. Ponadto nieprzestrzeganie okresów nawożenia i oprysków roślin zgodnie z określonymi zaleceniami w Kodeksie Dobrego Rolnika.

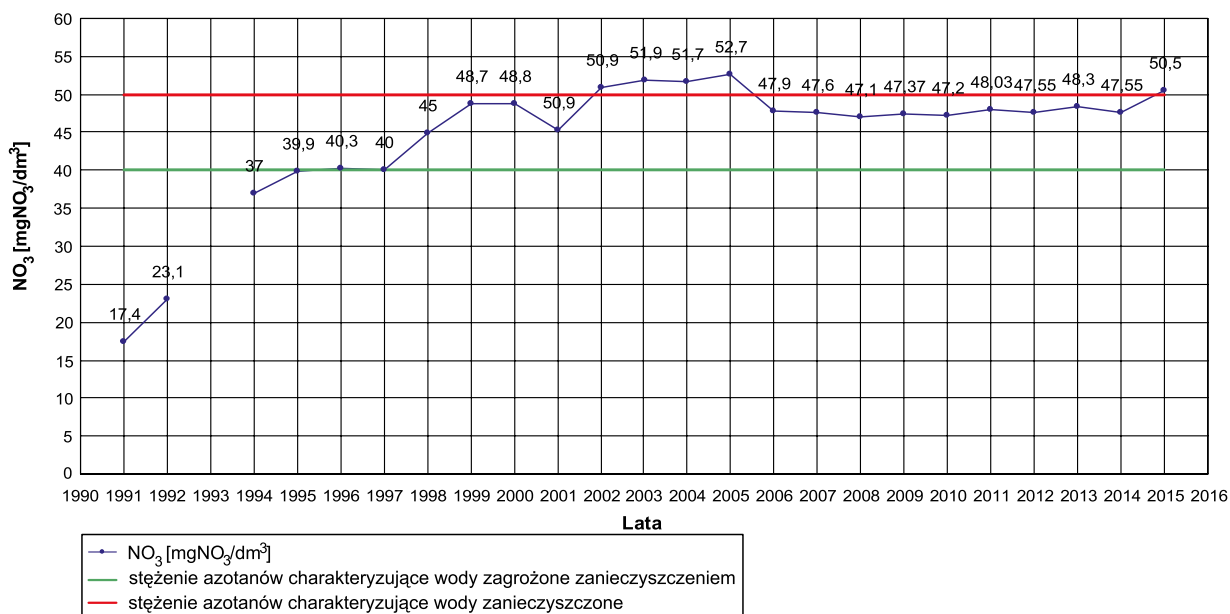
Zanieczyszczenia pochodzenia rolniczego, z uwagi na charakter występowania na znacznym obszarze można zaliczyć do ognisk o charakterze obszarowym.

9.1.5. OGNISKA ZWIĄZANE Z TRANSPORTEM

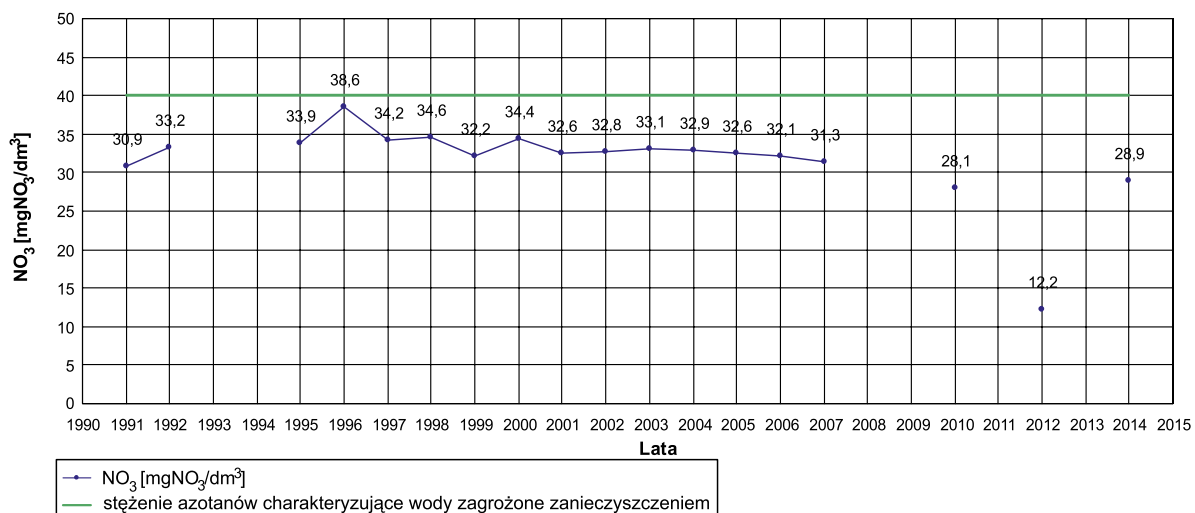
Ogniska zanieczyszczeń związane z transportem na omawianym obszarze to przede wszystkim stacje paliw płynnych, a także drogi publiczne, linie kolejowe i parkingi samochodowe. Na omawianym terenie znajduje się kilkadziesiąt stacji paliw, które stwarzają potencjalne zagrożenie dla środowiska gruntowo-wodnego. Zagrożenie może pochodzić z nieszczelności i awarii dystrybutorów lub urządzeń magazynujących. Nowe stacje paliw posiadają odpowiednie zabezpieczenia podłoża stacji oraz zbiorników, jak również wymagany obecnie monitoring lokalny wód podziemnych. Obiekty starsze powinny posiadać oceny oddziaływania na środowisko, a w przypadku ich modernizacji należy założyć wokół nich sieć otworów obserwacyjnych.

Zagrożenie dla środowiska przyrodniczego stwarzają drogi publiczne. Stopień zagrożenia w tym przypadku zależy od natężenia ruchu i dlatego niewątpliwie największy występuje na drodze krajowej nr DK 1 (Katowice–Warszawa), gdzie natężenie ruchu jest bardzo duże przez cały rok. Pojazdy samochodowe stanowią główne źródło emisji tlenków azotu i są źródłem związków metali ciężkich przedostających się do atmosfery i gleby. Drogami o dużym nasileniu ruchu są drogi krajowe nr 46 Opole–Radomsko i nr 43 Wieruszów–Częstochowa. Zagrożenie jakości wód podziemnych powodowane użytkowaniem dróg jest związane z możliwością infiltracyjnego wnikania do nich substancji ropopochodnych (smary, oleje, benzyny) splukiwanych przez wody opa-

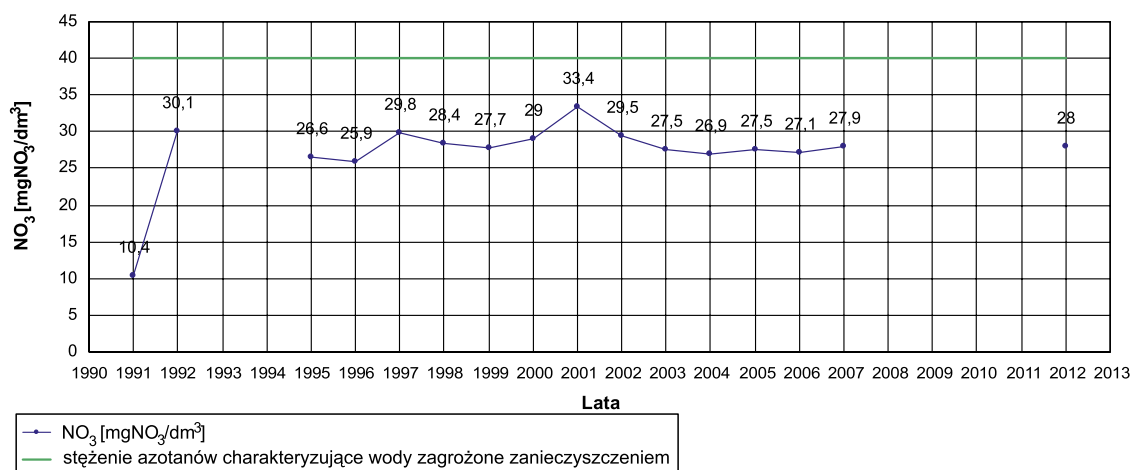
587 Wierzchowisko – źródło

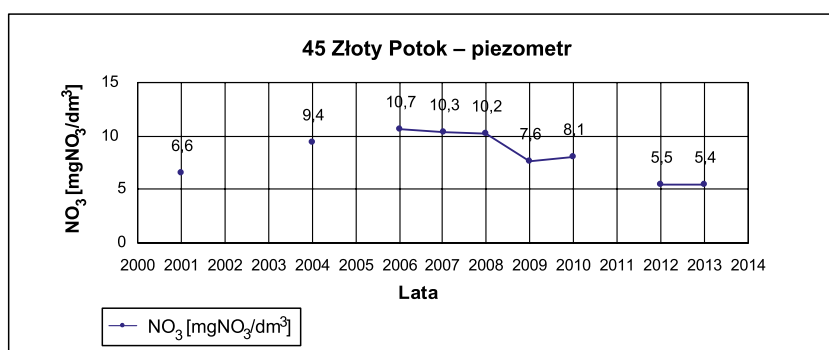
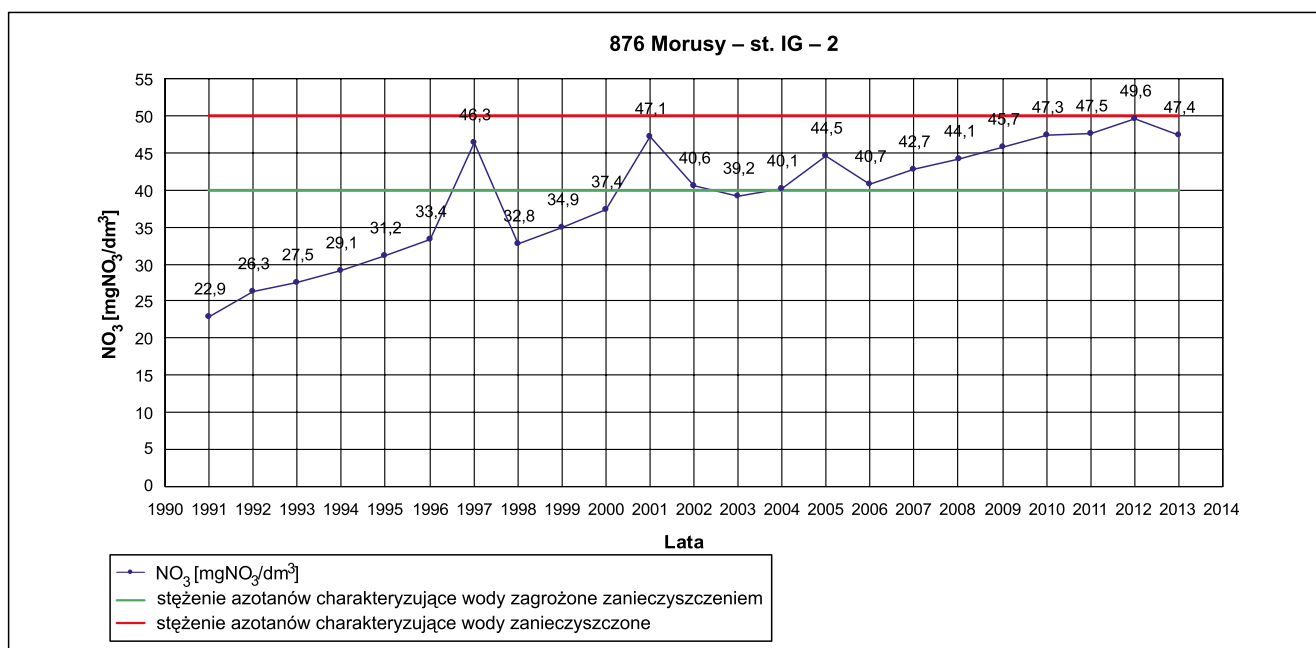
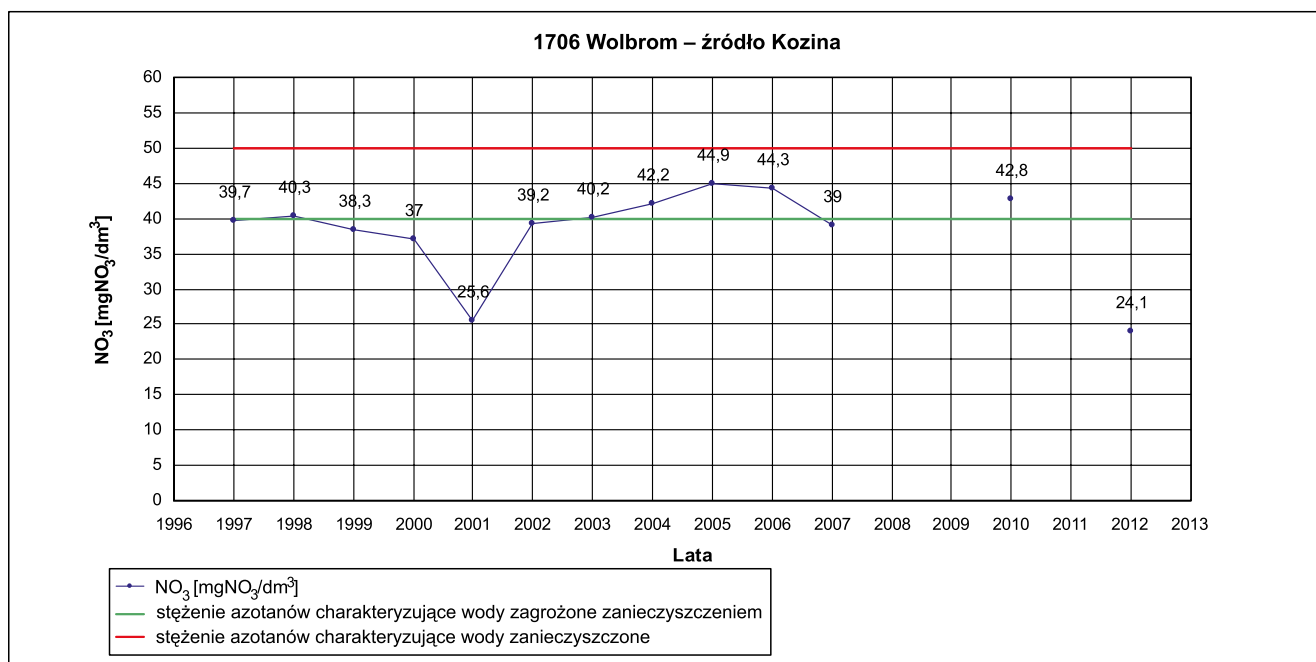


864 Żarki – źródło Leśniów



895 Pilica – źródło





Ryc. 47. Wykresy obrazujące zmienność stężeń azotanów w wybranych punktach monitoringowych w latach 1991–2015

dowe. Także gazowe produkty spalin (głównie związki azotu, siarki i ołowiu), absorbowane przez glebę, są infiltracyjnie wnoszone do wód podziemnych przez wody opadowe. Spływ wód z dróg i tras szybkiego ruchu, zwłaszcza zimą, może być źródłem podwyższonych stężeń chlorków w wodach podziemnych.

Zagrożenia o podobnym charakterze stwarzają linie kolejowe, wzdłuż których istnieje niebezpieczeństwo zanieczyszczenia gruntów, wód podziemnych i powierzchniowych oraz innych elementów środowiska przyrodniczego w wyniku nadzwyczajnych zdarzeń, np. awarii. Przez omawiany teren przebiegają linie kolejowe o dużym natężeniu,

szczególnie ruchu towarowego, z uwagi na przewóz towarów z Górnego Śląska na północ Polski (tzw. magistrała śląska: Wieluń–Gliwice, Działoszyn–Kłobuck–Gliwice, Warszawa–Częstochowa–Katowice).

Zagrożenie wód powierzchniowych i podziemnych oraz gleby, powietrza i biosfery wynika z możliwości przypadkowego lub świadomego uszkodzenia rurociągu paliwowego PERN, który przecina omawiany obszar w rejonie Częstochowy. Z uwagi na niedostateczne zabezpieczenie rurociągu, przebiegającego po wychodniach wapieni jurajskich, w obrębie których występuje lej depresji ujęcia Wierzchowisko, stwarza szczególne zagrożenie dla wód podziemnych.

9.2. Związki azotu w wodach podziemnych

Martyna Guzik, Anna Żurek

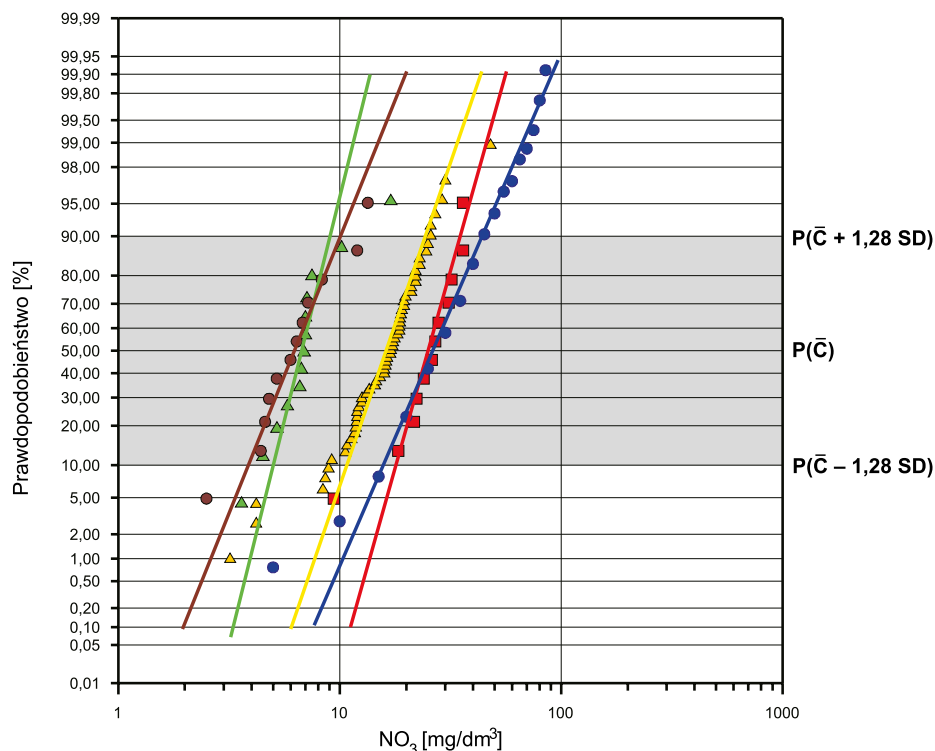
Górnourajski zbiornik wód podziemnych o charakterze szczelinowo-krasowym, stanowiący największą i najważniejszą strukturę wodonośną na obszarze badań, należy zaliczyć do zbiorników odkrytych, podatnych na zanieczyszczenia. Tworzy on system hydrogeologiczny otwarty, w którym następuje stały dostęp tlenu do wód podziemnych, a główną rolę w kształtowaniu jakości odgrywają procesy utleniania (Lowrance, Pionke, 1989). Jednym z tych procesów jest nityfikacja i dlatego jon azotanowy jest jednym z głównych i zarazem powszechnie występującym na obszarze badań wskaźnikiem zanieczyszczenia (ryc. 4, 47). Na rycinie 4 pokazano stężenia azotanów na tle mapy zagospodarowania terenu.

Podwyższone stężenia azotanów są rejestrowane głównie w północnej części obszaru (powyżej Częstochowy) oraz w jego części południowej (rejon Wolbromia i Zawiercia). W części centralnej, gdzie występują znaczne obszary leśne (rejon Złotego Potoku), stężenia azotanów nie przekraczają $10 \text{ mgNO}_3/\text{dm}^3$ (tab. 15). Bardzo niskie stężenia azotanów w punktach nr 38 i 40 (wg bazy MONBADA) należy tłumaczyć ich lokalizacją w lokalnej strefie wododziałowej. W tym rejonie obszar zasilania dla tych punktów jest niewielki, a przepływ wód podziemnych bardzo szybki, spowodowany drenażem tych wód do odkrywki Latosówka, odległej o kilkaset metrów oraz rzeki Warty.

Tabela 15

Zestawienie danych o stężeniach azotanów w 2012 r. punktach monitoringu zbiornika górnourajskiego na obszarze badań (ryc. 4) wg bazy Monitoringu Wód Podziemnych

Lp.	Numer punktu SOBWP	Numer punktu MONBADA	Miejscowość	Rodzaj punktu	Charakter zwierciadła	NO_3 [$\text{mgNO}_3/\text{dm}^3$]	pH	Rok pobrania	Głębokość otworu [m]	Głębokość zwierciadła naw./ ust.	Stratygrafia
1	II/1346	978	Częstochowa	studnia	swobodne	64,3	7,21	2012	78,5	39,5/ 39,5	J3
2	---	864	Żarki	źródło		12,2	7,59	2012	źródło	---	J3
3	II/926	1995	Kotowice	studnia	napięte	27,2	7,59	2012	40,0	29,0/ 22,0	J3
4	II/951	1992	Cykarzew	studnia	napięte	1,4	7,56	2012	25,0	16,2/ 6,4	J3
5	--	895	Pilica	źródło		28,0	7,38	2012	źródło	---	J3
6	--	1706	Wolbrom	źródło		24,1	7,27	2012	źródło	---	J3
7	II/476	875	Morusy	otwór badawczy	napięte	14,3	7,56	2012	91,0	27,0/ 27,0	J3 (J2,3)
8	II/924	45	Złoty Potok	piezometr	swobodne	5,5	7,51	2012	18,0	8,0/ 8,0	J3
9	II/927	1159	Lgota Błotna	otwór badawczy	napięte	<0,01	7,94	2012	103,	---/1,06	J3
10	II/931	46	Sygotka	otwór badawczy	napięte	9,4	7,56	2012	170,2	108,5/3,2	J3
11	II/936	48	Sieraków	otwór badawczy	napięte	1,9	7,64	2012	100,0	27,0/ 0,8	J3
12	II/131	38	Jaskrów	piezometr	swobodne	0,0	7,34	2012	30,0	17,5/ 17,5	J3
13	II/132	40	Jaskrów	piezometr	napięte	0,2	7,98	2013	260,0	50,0/ 49,2	J3
14	---	587	Wierzchowisko	źródło		47,6		2012	źródło	---	J3
15	II/948	2318	Kidów	studnia	napięte	22,3	7,4	2012	100,0	81,0/ 33,0	J3



Ryc. 48. Wykres probabilistyczny stężeń azotanów w wodach źródeł według charakteru zagospodarowania terenu oraz ujęć górnojurajskich w rejonie na NE od Olkusza (Żurek i in., 2010)

Objaśnienia: kolor brązowy – ugory, zielony – lasy, żółty – pola w tym również pola i lasy, czerwony – obszar zabudowany, niebieski – ujęcia

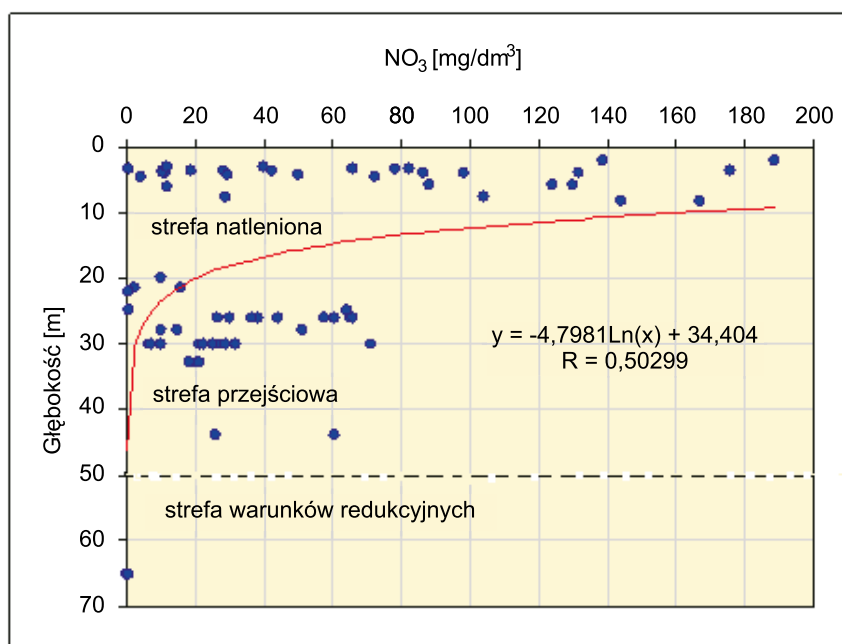
Wykresy zmienności stężeń azotanów w czasie, sporządzono na podstawie wyników badań monitoringowych w sieci krajowej. Wyniki pochodzą z lat 1991–2015 i obrazują zmienność stężeń azotanów w wybranych punktach monitoringowych. Na ryc. 47 widać, że podwyższone stężenia azotanów nie wykazują tendencji wzrostowych, a przykładowo w źródłach Żarki–Leśniów (864) i Wolbrom–Kozina (1706) zaznaczył się wyraźny ich spadek po 2010 r. Spadek zawartości azotanów w wodzie może być spowodowany bardzo wysokimi opadami w 2010 r.

Zanieczyszczenie azotanami rejestruje się na znacznych głębokościach, co świadczy o długotrwałej emisji zanieczyszczeń z obszarowych ognisk zanieczyszczeń. Wykonane w 2011 r. strefowe opróbowanie otworu Rybna 57, eksploatowanego przez Przedsiębiorstwo Wodociągów i Kanalizacji w Częstochowie (Żurek i in., 2013), nie ujawniło istotnego zróżnicowania stężeń

azotanów w profilu pionowym otworu. Azotany wykazały wyrównane stężenie ($21,2\text{--}23,0 \text{ mg/dm}^3$) w strefie głębokości 60–160 m. Jedynie w strefie najgłębszej (175 m p.p.t.) stężenie wyraźnie spadło do wartości 16 mg/dm^3 . Prawdopodobnie jest to związane z dopływem w tej strefie głębokościowej wody starszej, o obniżonej zawartości zanieczyszczeń pochodzenia antropogenicznego.

Podstawowymi ogniskami zanieczyszczenia wód podziemnych azotanami na obszarze badań są obszary rolnicze oraz tereny zabudowane z nieuregulowaną gospodarką wodno-ściekową (brak sieci kanalizacyjnej lub znaczna część mieszkańców bez podłączenia do istniejącej kanalizacji). Według Guzik i in. (2005) oraz Kaczorowskiego i in. (2006) pochodzenie azotanów, których podwyższone stężenia obserwuje się w studniach ujęć Wierzchowisko i Łobodno, należy wiązać głównie z zanieczyszczeniami komunalnymi z terenów miejskich Częstochowy i Kłobucka. Pomiary składu izotopowego azotu i tlenu

w azotanach, wykonane dla wybranych w rejonie studni, nie potwierdziły decydującego udziału ścieków w bilansie za-



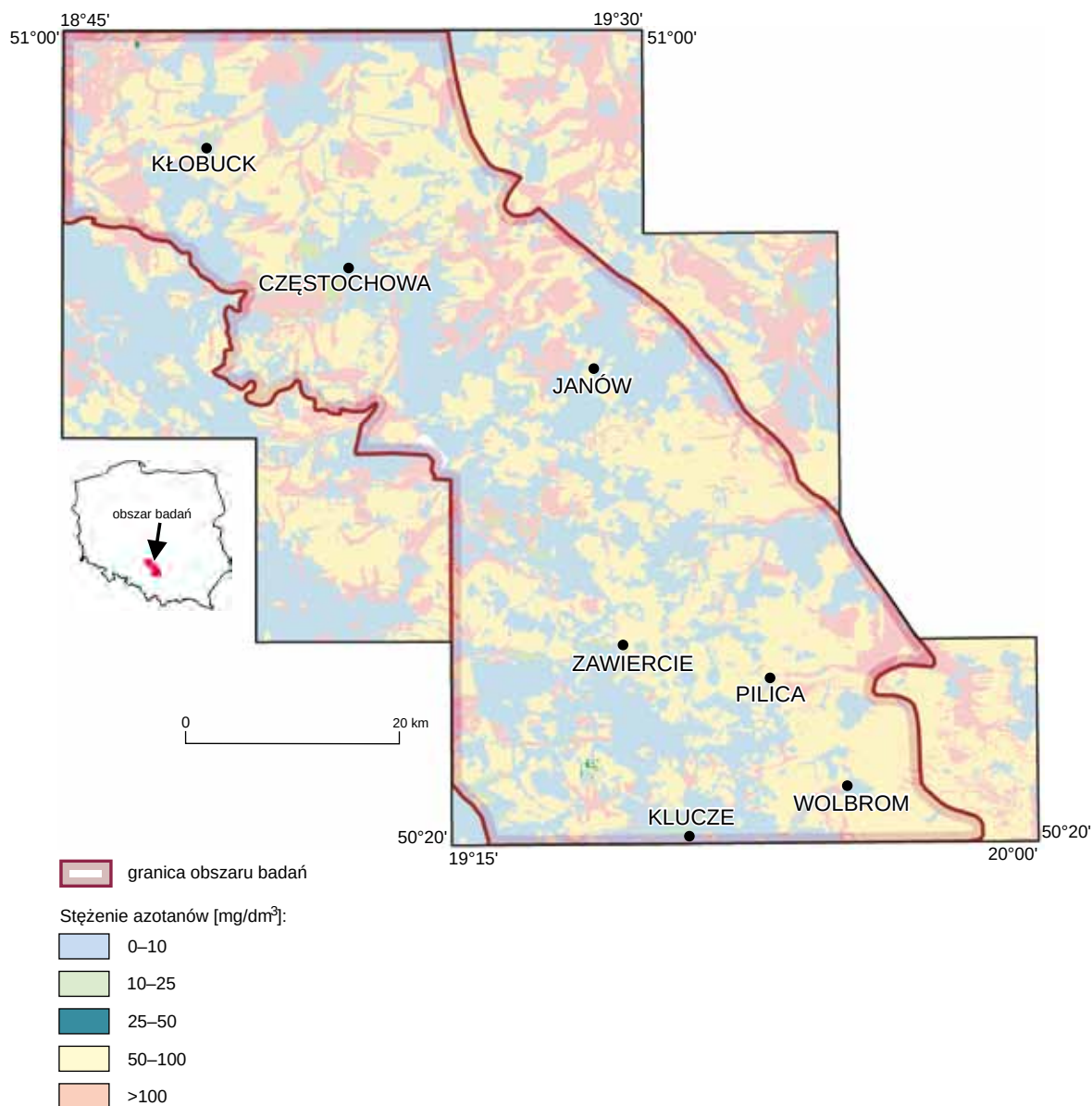
Ryc. 49. Wykres stężenia NO_3^- w funkcji głębokości do zwierciadła wód podziemnych w zlewni Liswarty

nieczyszczeń azotanami (Żurek i in., 2014). Możliwości interpretacji pochodzenia azotanów w wodzie podziemnej są szerzej opisane w pracach Różańskiego i Żurek (2001) oraz Żurek i Wątor (2010). Ponieważ okresowo w niektórych studniach ujęciowych stężenia azotanów przekraczały dopuszczalną dla wód pitnych zawartość $50 \text{ mgNO}_3/\text{dm}^3$, PWiK w Częstochowie uruchomiło w kwietniu 2006 r. na ujęciu Wierzchowisko nowoczesną Stację Uzdatniania Wody z zastosowaniem biologicznego procesu denitryfikacji. Dla ujęcia Łobodno wprowadzono system sterowania eksploatacją wody w sposób gwarantujący dopływ do studzien ujęcia wody spełniającej wymagania jakościowe względem azotanów (Mizera, Malina, 2010).

Kierunek przemian związków azotu, zwłaszcza NO_2 , NO_3 , NH_4 , w wodach podziemnych jest uzależniony od warunków utleniająco-redukcyjnych (Witczak i in., 2013). Ładunek określonej specjacji azotu ulega zmianom w czasie

i przestrzeni. Występowanie poszczególnych form azotu należy rozpatrywać pod kątem ich podatności na uleganie sorpcji. Azot w formie amonowej ulega sorpcji i jest zatrzymywany przez kompleks sorpcyjny gleby (Limisiewicz, 1997), natomiast azot w formie azotanów jest wymywany i łatwo wynoszony do wód podziemnych, stanowiąc poważne zagrożenie dla wód (Żurek, 2002).

W warunkach naturalnych jedynym procesem istotnie obniżającym stężenia azotanów w wodach podziemnych jest proces denitryfikacji, który zachodzi przy braku tlenu rozpuszczonego w wodzie, w warunkach obniżonego Eh. Identyfikacja tego procesu jest możliwa m.in. przez analizę składu izotopowego azotu i tlenu w azotanach, gdyż proces denitryfikacji powoduje wzbogacenie, pozostałych w wodzie podziemnej, azotanów w cięższe izotopy azotu (^{15}N) i tlenu (^{18}O). Pomiary składu izotopowego zrealizowane dotychczas na obszarze na N od Częstochowy nie potwierdziły wy-



Ryc. 50. Mapa stężeń azotanów (C_{NO_3}) w strumieniu wód zasilających płytkie systemy krążenia wód podziemnych. Scenariusz I – duże zagrożenie dla maksymalnej dopuszczalnej dawki nawożenia organicznego ($170 \text{ kgN}/\text{ha} \cdot \text{rok}$)

stępowania procesu naturalnej denitryfikacji w wodach poziomu górnopodziemnego (Żurek i in., 2014).

Wpływ charakteru zagospodarowania terenu na zanieczyszczenie wód podziemnych azotanami uwidocznił się także w zróżnicowaniu stężeń azotanów w wodach źródeł drenujących poziom jury górnej w rejonie na NE od Olkusza (południowy fragment obszaru badań). W pracy Żurek i in., (2010) przedstawiono wyniki pomiarów stężeń azotanów w 21 źródłach z sześciu serii pomiarowych. Na podstawie mapy hydroizohips obszarom spływu do źródeł przypisano cztery zróżnicowane kategorie zagospodarowania terenu. Dla potwierdzenia wpływu zróżnicowania charakteru zagospodarowania terenu na jakość wód w źródłach oceniono zakresy tła hydrogeochemicznego azotanów do wytypowanych kategorii tego zagospodarowania, przyjmując za wartość tła przedział obejmujący 10–90% liczby obserwacji. Ocenę dokonano na siatce probabilistycznej metodą zaproponowaną przez Witczaka i in. (1999) dla charakterystyki wodonośności, a wykorzystaną przez Kanię (2001) dla oceny tła hydrogeochemicznego (ryc. 48).

Najniższe zakresy tła wykazały źródła przypisane do kategorii terenów rolniczych trwale zgorowiałych ($4\text{--}10\text{ mg/dm}^3$) oraz obszarów leśnych ($5\text{--}9\text{ mg/dm}^3$). Najwyższe zakresy tła wykazały źródła z obszarów zabudowy ($17\text{--}36\text{ mg/dm}^3$), a pośrednie ($10,5\text{--}25,0\text{ mg/dm}^3$) – źródła, których obszary spływu zakwalifikowano do kategorii obszarów rolniczo-leśnych. Zakresy tła hydrogeochemicznego dla źródeł porównano z tłem azotanowym w 13 ujęciach ujmujących wodę z poziomu jury górnej na analizowanym obszarze, dla których średnie stężenia azotanów w poszczególnych ujęciach wahały się w szerokim zakresie: od $18,2$ do $49,1\text{ mg/dm}^3$ (Żurek i in., 2010).

Na rycinie 48 uwidaczniają się podwyższone w stosunku do wód źródeł stężenia azotanów w ujęciach. Można to tłumaczyć tym, że źródła drenują wodę przede wszystkim płytkiego krążenia, o czym może świadczyć zanikanie wypływu części z nich w latach suchych. Studnie ujęć są natomiast zafiltrowane na znacznych głębokościach i ujmują wodę głębszego krążenia, o dłuższych czasach przebywania w systemie wodonośnym. Woda ta mogła infiltrować w okresie, gdy rolnicze zagospodarowanie terenu było bardziej intensywne.

Badania prowadzone w latach 2000–2006, w położonej na zachód, zlewni górnej Liswarty wykazały, że tło dla azotanów obecnych w płytkich wodach podziemnych, w zależności od charakteru zagospodarowania terenu, mieści się w szerokich granicach od 5 do 120 mg/dm^3 (Guzik, 2007). Tło współczesne jest znacznie zmienione w stosunku do tła pierwotnego, zwłaszcza dla wód gruntowych. Ze względu na szybkość infiltracji w ośrodkach porowych, wpływ działalności antropogenicznej jest szybko widoczny (Macioszczyk, Dobrzyński, 2002). Na obszarze badań przepływ jest zbyt szybki, aby mogło nastąpić samooczyszczenie. Warunki filtracji są zmienne, ale istnieją obszary, gdzie współczynnik filtracji jest wysoki i sięga 40 m/d .

Azotany są stabilne tylko w strefie natlenienia. Wraz z głębokością następuje spadek potencjału redoks, a to z ko-

lei powoduje uruchomienie procesu redukcji azotanów. Strefa redukcji azotanów może znajdować się na różnych głębokościach, co zależy od czasu przepływu wód oraz zdolności redukcyjnych osadów. Zmiana warunków redoks jest funkcją głębokości, a tym samym proces redukcji azotanów jest funkcją czasu (Walraevens, Eppinger, 2005).

Na bazie danych z obszaru zlewni górnej Liswarty sporządzono wykres zależności stężenia azotanów od głębokości. Ze względu na brak precyzyjnych danych dotyczących głębokości warstwy wodonośnej, zwłaszcza dla studzien kopanych, nie jest możliwe precyzyjne wyznaczenie strefy redoks. Można natomiast w przybliżeniu ocenić, że azotany w omawianej zlewni są stabilne i osiągają duże stężenia w strefie od $0,0$ do ok. $10,0\text{ m}$. Poniżej zawartość azotanów stopniowo spada, by na głębokości ok. 50 m osiągnąć warunki wskazujące na redukcję azotanów. Wykres zależności stężenia azotanów od głębokości dla omawianego obszaru badań zamieszczono na rycinie 49.

9.2.1. UPROSZCZONE SCENARIUSZE ZAGROŻENIA AZOTANAMI WÓD PODZIEMNYCH NA OBSZARZE BADAŃ

Na potrzeby oceny zagrożenia płytkich wód podziemnych posłużono się metodyką bazującą na możliwościach pośredniej interpretacji Mapy wrażliwości wód podziemnych Polski w skali $1 : 500\,000$ (Witczak, 2011). Zagrożenie ze strony azotanów obliczono szacując stężenie azotanów w wodzie zasilającej płytkie wody podziemne według poniższego wzoru:

$$C_{\text{NO}_3} = \frac{L_N}{I_e} \cdot 443$$

gdzie:

C_{NO_3} – stężenie azotanów w wodzie infiltrującej [mg/dm^3]
 L_N – ładunek azotu wylugowywanego przez wody infiltracyjne z profilu glebowego [$\text{kgN/ha} \cdot \text{rok}$]
 I_e – zasilanie z opadów atmosferycznych (infiltracja efektywna) [mm/rok]

443 – współczynnik przeliczeniowy jednostek.

Wielkość infiltracji efektywnej (I_e) uzyskano z podstawowej warstwy informacyjnej Mapy wrażliwości, wykorzystywanej do obliczania MRT (por. rozdział 5, dotyczący podatności).

Wielkości przyjętego ładunku azotu azotanowego wymywanego do wód podziemnych – L_N – uzależniono od charakteru zagospodarowania terenu, określonego wg mapy CORINE Land Cover (CLC, 2006).

Wyróżniono 4 podstawowe formy zagospodarowania terenu (ryc. 4):

- tereny rolnicze, rozumiane jako użytki rolne, którymi według Głównego Urzędu Statystycznego (GUS, 2009) są grunty orne, sady, łąki i pastwiska;
- tereny leśne, do których zaliczono: lasy, tereny o roślinności naturalnej oraz mokradła;
- obszary zabudowane, za które uznano tereny zabudowane i przemysłowe. Dodatkowo dla terenów zabudowanych wprowadzono rozróżnienie między terenami miejsko-przemysłowymi a wiejskimi (zabudowa luźna wg CLC);

- tereny odsłonięte – obszary pozbawione pokrywy roślinnej i glebowej, m.in. kopalnie odkrywkowe.

Dla powyższych czterech podstawowych form zagospodarowania terenu przyjęto następujące wielkości ładunku azotu azotanowego – L_N :

- dla terenów rolniczych zaproponowano 2 scenariusze zagrożenia:

- Scenariusz I – duże zagrożenie (ryc. 50)

Ładunek azotu dla wszystkich terenów rolniczych przyjęto na tym samym poziomie:

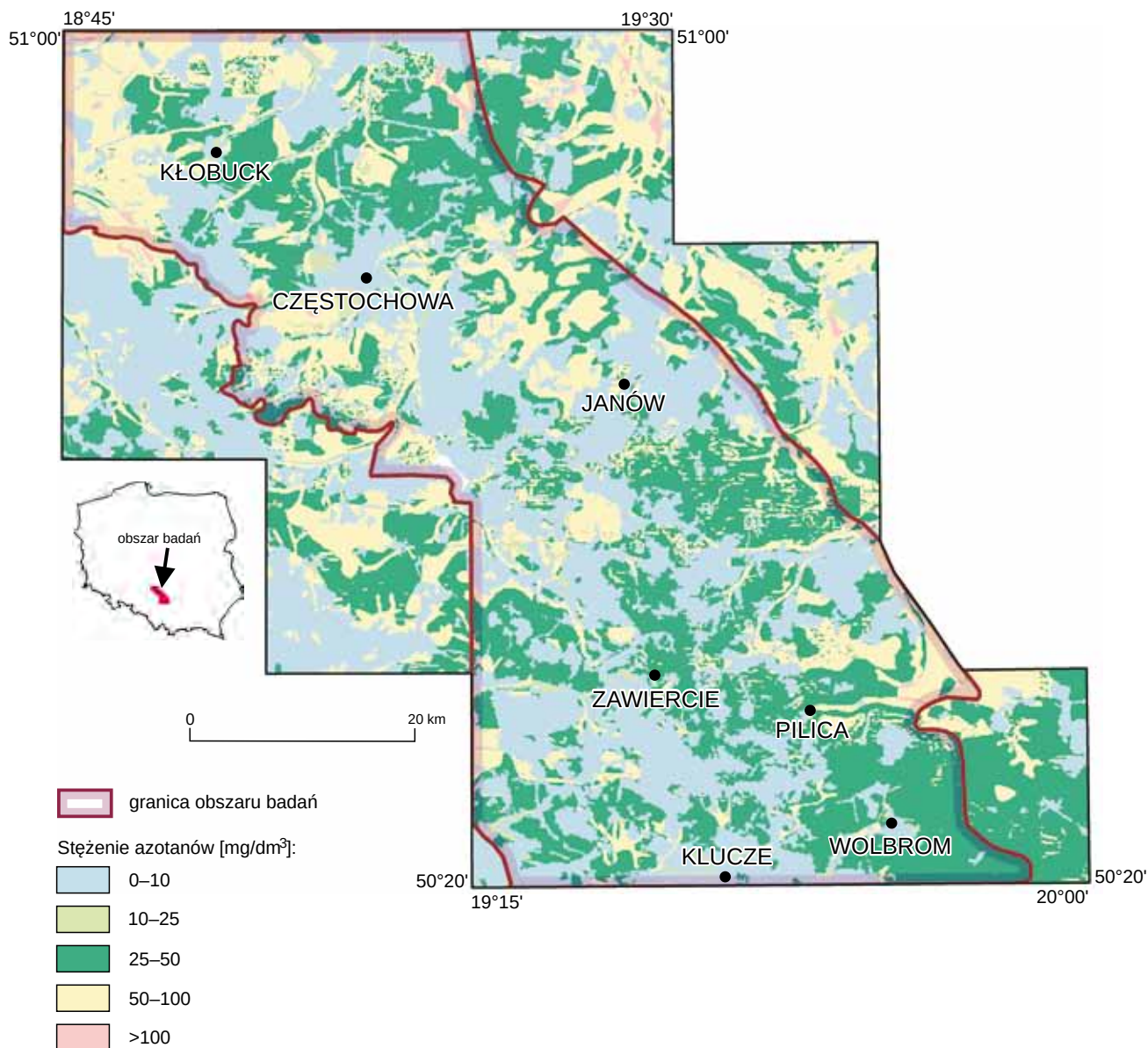
$$L_N = 0,15 \cdot 170 \text{ kgN/ha-rok} = 25,5 \text{ kgN/ha-rok},$$

gdzie 170 kgN/ha-rok jest wg Dyrektywy azotanowej (91/676/EEC) maksymalną dopuszczalną dawką azotu z nawożenia organicznego, a współczynnik 0,15 obrazuje w uproszczeniu jaką część dawki nawozów ulega wymyciu w głąb profilu glebowego i migruje wraz z infiltrującą wodą. Wartość współczynnika przyjęto w myśl Rozporządzenia

Ministerstwa Środowiska (2002), które w załączniku nr 6 zawiera wzory stosowane do określenia zawartości azotu azotanowego w płytkich wodach gruntowych. Szerszy komentarz dotyczący możliwości adaptowania tych wzorów na potrzeby przybliżonego oszacowania stężenia azotanów w wodzie infiltrującej do wód gruntowych zawiera praca Żurek i in. (2004).

- Scenariusz II – aktualne zagrożenie (ryc. 51)

Ładunek azotu został przyjęty, jako zróżnicowane wartości w zależności od zużycia nawozów azotowych w poszczególnych województwach na obszarze badań (województwo śląskie – 93,5 kgN/ha-rok) na podstawie danych GUS za lata 2006–2008 (GUS, 2009). Wartość L_N , dla województwa śląskiego równą 14 kgN/ha-rok, uzyskano po przemnożeniu całkowitej rzeczywistej dawki nawozów przez współczynnik 0,15.



Ryc. 51. Mapa stężeń azotanów (C_{NO_3}) w strumieniu wód zasilających płytkie systemy krążenia wód podziemnych. Scenariusz II – aktualne zagrożenie dla przeciętnej dawki nawożenia w latach 2006–2008 wg GUS (2009)

- dla terenów leśnych przyjęto stały ładunek azotu równy: $L_N = 0,5 \text{ kg N/ha} \cdot \text{rok}$. Odpowiada on średniemu stężeniu azotanów w płytkich wodach podziemnych – $C_{\text{NO}_3} = 2 \text{ mg/dm}^3$ (Żurek, Ciastoń, 2005) przy średniej wielkości infiltracji równej 100 mm/rok .
- dla terenów zabudowanych zaproponowano dwie wartości ładunku:
 - dla obszarów o zabudowie zwartej przyjęto, że są skanalizowane i dla przeciętnego stężeniu azotanów (10 mg/dm^3) w płytkich wodach podziemnych na obszarach zabudowanych daje to ładunek: $L_N = 2,3 \text{ kg N/ha} \cdot \text{rok}$
 - dla obszarów z zabudową luźną założono, że brak jest kanalizacji i przyjęto dwukrotnie wyższy ładunek: $L_N = 4,6 \text{ kg N/ha} \cdot \text{rok}$, co odpowiada stężeniu 20 mg/dm^3 . Jest to średnie stężenie w źródłach drenujących wody z obszarów zabudowanych (ryc. 48, Żurek i in., 2010).
- dla terenów odsłoniętych proponuje się ładunek azotu równy: $L_N = 5,5 \text{ kg N/ha} \cdot \text{rok}$. Jest to ładunek odpowiadający średniemu stężeniu azotu w wodzie przesiąkającej przez lizymetry pozbawione okrywy roślinnej i wypełnione piaskiem (Żurek, 2010) i średniej wartości infiltracji 100 mm/rok .

Mapę wynikową obrazującą rozkład przestrzenny stężeń azotanów w strumieniu wód zasilających płytke systemy krążenia wód podziemnych w obszarze badań dla scenariusza I i II przedstawiono na rycinach 50 i 51.

Na obydwu mapkach scenariuszowych wyróżniają się zaznaczone kolorem niebieskim obszary o niewielkich stężeniach azotanów (niższych niż 10 mg/dm^3). Pokrywają się one z zasięgiem występowania lasów. Na obszarach zagospodarowanych rolniczo, dla scenariusza I praktycznie wszędzie prognozuje się znaczne przekroczenia dopuszczalnej wartości $50 \text{ mgNO}_3/\text{dm}^3$. Dla scenariusza II te przekroczenia

są nadal dość powszechne, choć zdecydowanie mniej znaczne niż w scenariuszu I. Wynika to z przyjętego średniego poziomu nawożenia (woj. śląskie – $93,5 \text{ kgN/ha} \cdot \text{rok}$) na wszystkich obszarach gruntów rolnych. Dokładniejszej oceny przewidywanych stężeń azotanów można będzie dokonać po wzbogaceniu bazy danych o przestrzenną zmienność dawki nawożenia. Możliwe jest daleko idące uszczegółowienie zadawanych ładunków zanieczyszczenia, gdyż relacyjna baza danych pozwala na różnicowanie informacji z dokładnością do 1 ha (Witczak, 2011).

Uzyskany dla scenariusza II (aktualna dawka nawożenia) obraz rozkładu stężeń zanieczyszczeń w płytkich wodach podziemnych wyraźnie kontrastuje z zasięgiem OSN (obszarów szczególnie narażonych), których na obszarze badań, wcale nie wyznaczono.

Brak OSN dość wyraźnie kontrastuje z występującymi w rejonie badań znacznymi obszarami zanieczyszczonymi azotanami ($> 50 \text{ mgNO}_3/\text{dm}^3$) lub wykazującymi podwyższone ich stężenia ($> 40 \text{ mgNO}_3/\text{dm}^3$). Konieczne są prace nowelizacyjno-legislacyjne nad oficjalnie zalecaną metodyką regionalnej oceny ładunku azotanów wymywanego do wód podziemnych podaną do ogólnego stosowania (Rozporządzenie MŚ, 2002), ponieważ zalecane prawnie formuły obliczeniowe są zbyt uproszczone i nie uwzględniają kryteriów hydrogeologicznych (Żurek i in., 2004). Najistotniejszym zagadnieniem w ocenie przewidywanych scenariuszy zagrożenia wód podziemnych azotanami wydaje się być bardziej wiarygodna ocena wielkości ładunku azotu wymywanego do wód podziemnych i ustalenie różnych wskaźników wymycia w zależności o dawki nawozu, charakteru uprawy i warunków glebowych.

9.3. Strategia ochrony wód ze szczególnym uwzględnieniem wód szczelinowo-krasowych

Andrzej Pacholewski, Martyna Guzik, Wojciech Komorowski, Lesław Skrzypczyk

Główny Zbiornik Wód Podziemnych nr 325 Częstochowa W (J_2) zajmuje po weryfikacji (Kieńc i in., 2008) zmniejszoną powierzchnię $F = 778,9 \text{ km}^2$ (zał. 1). Zasoby wód podziemnych na obszarze zbiornika powinny być chronione zarówno w aspekcie ilościowym, jak i jakościowym w sposób szczególny na wyznaczonym i zatwierdzonym obszarze ochronnym zbiornika, który zajmuje powierzchnię $86,5 \text{ km}^2$, tj. ok. 11% powierzchni zbiornika. Obszar ochronny GZWP 325 wyznaczono poza granicami niniejszego opracowania.

Według Mapy obszarów GZWP (Kleczkowski, 1990) zbiornik nr 326 Częstochowa E (J_3), miał powierzchnię 3257 km^2 , całkowity obszar ochronny zbiornika określono na 1325 km^2 (w tym 709 km^2 przypadło na strefę ONO, a 616 km^2 na OWO). Po weryfikacji jego granic w ramach dokumentacji GZWP (Bielecka i in., 2008) powierzchnię zbiornika nieznacznie zmniejszono i wynosi ona teraz $3172,2 \text{ km}^2$. Znacznie mniejszą powierzchnię obszaru ochronnego wyznaczono w 2008 r. – $716,1 \text{ km}^2$, co stanowi 22,6% powierzchni GZWP (zał. 4). Na obszarze objętym niniejszą pracą obszar ochronny zbiornika jury górnej zajmuje

472 km^2 . Należy podkreślić, że do tej pory Regionalne Zarządy Gospodarki Wodnej nie zatwierdziły żadnego obszaru ochronnego GZWP w tym rejonie.

Na badanym obszarze wyznaczono również obszar ochronny kredowego GZWP nr 408 Niecka Miechowska NW (Musiał, Łukaczyński, 2011). Zajmuje on znaczącą część obszaru badań – 361 km^2 (zał. 4). Wyznaczono go w południowo-wschodniej części rozpatrywanego obszaru na następujących arkuszach 1 : 50 000: E część arkusza 880 Pradła, SW arkusza 881 Szczekociny, NE arkusza 913 Ogrodzieniec i W część ark. Wolbrom. Wyznaczony na obszarze jury obszar ochronny zbiornika kredowego obejmuje tak zwany zewnętrzny obszar zasilania (Musiał, Łukaczyński, 2011), rozumiany jako czas dopływu lateralnego. Wody w zbiorniku GZWP nr 408 są zasilane wodami krążącymi w utworach jury górnej.

W związku z omawianymi zagrożeniami jakości wód podziemnych oraz obowiązkiem ustanawiania obszarów ochronnych dla Głównych Zbiorników Wód Podziemnych należy wprowadzić ograniczenia w użytkowaniu terenu na

podstawie obowiązujących przepisów. Proponowane dla obszaru ochronnego zbiornika zakazy, ograniczenia i nakazy w zakresie użytkowania terenu mają za zadanie zapobieganie jakościowej degradacji wód oraz zapewnienie ich ochrony ilościowej. Ograniczenia wynikają z obowiązującego stanu prawnego. Jak już wspomniano, za wprowadzeniem proponowanych zakazów przemawia wysoka wrażliwość poziomu zbiornikowego (J_3) na zanieczyszczenia, związana z brakiem izolacji i płytko występującym zwierciadłem wód podziemnych, obecnością płytko występujących utworów szczelinowo-krasowo-porowych w obszarze zasilania GZWP nr 326 (Częstochowa E). Ograniczenia te wynikają z przepisów prawnych i są związane zwłaszcza z:

- zakazem lokalizowania podziemnych składowisk odpadów niebezpiecznych i innych niż niebezpieczne i obojętne. Zakaz ten wynika z §2.1. pkt. 1 Rozporządzenia Ministra Środowiska z dnia 28 grudnia 2011 r. w sprawie podziemnych składowisk odpadów (DzU 2011, nr 298, poz. 1771);
- nakazem wyposażenia stacji i baz paliw płynnych w instalacje i urządzenia zabezpieczające przed przenikaniem produktów naftowych do gruntu, wód powierzchniowych i gruntowych;
- nakazem stosowania urządzeń ochronnych wód podziemnych przy projektowaniu i wykonywaniu dróg. Nakazy te wynikają z Rozporządzenia Ministra Gospodarki z dnia 21 listopada 2005 r. w sprawie warunków technicznych, jakim powinny odpowiadać bazy i stacje paliw płynnych, rurociągi przesyłowe dalekosiężne, służące do transportu ropy naftowej i produktów naftowych i ich usytuowanie (tekst jednolity DzU 2014, poz. 1853), oraz Rozporządzenia Ministra Transportu i Gospodarki Morskiej z dnia 2 marca 1999 r. w sprawie warunków technicznych, jakim powinny odpowiadać drogi publiczne i ich usytuowanie (DzU Nr 43, poz. 430 z późniejszymi zmianami);

- zakazem stosowania w okresie roku dawki nawozu naturalnego, zawierającego więcej niż 170 kg azotu (N) w czystym składniku na 1 ha użytków rolnych;

- nakazem wykonania przez podmioty, o których mowa w art. 18 ust. 1 ustawy z dnia 10 lipca 2007 r. o nawozach i nawożeniu, planów nawożenia;

- nakazem przechowywania gnojówki i gnojowicy wyłącznie w szczelnych zbiornikach o pojemności umożliwiającej gromadzenie co najmniej 4-miesięcznej produkcji tego nawozu;

- nakazem przechowywania przez podmioty, nawozów naturalnych innych niż gnojówka i gnojowica, na nieprzepuszczalnych płytach, zabezpieczonych w taki sposób, aby wycieki nie przedostawały się do gruntu. Ograniczenia te wynikają z Ustawy z dnia 10 lipca 2007 r. o nawozach i nawożeniu (DzU Nr 147, poz. 1033 z późniejszymi zmianami) oraz Prawo budowlane (DzU 2013, poz. 1409 z późniejszymi zmianami);

- nakazem uzgadniania z właściwym dyrektorem RZGW miejscowego planu zagospodarowania przestrzennego i planów przestrzennego zagospodarowania województwa w zakresie zagospodarowania obszarów ochronnych zbiorników wód śródlądowych oraz nakazem uzgodnienia z właściwym dyrektorem RZGW lokalizacji inwestycji celu publicznego oraz warunków zabudowy i zagospodarowania terenu wynikają z Ustawy z dnia 27 marca 2003 r. o planowaniu i zagospodarowaniu przestrzennym (DzU 2015, poz. 199) oraz Prawo wodne z dnia 18 lipca 2001 r. (DzU 2012, poz. 145 z późniejszymi zmianami).

Ponadto zaleca się wzmoczoną kontrolę przez Regionalne Zarządy Gospodarki Wodnej oraz Wojewódzkie Inspektory Ochrony Środowiska w zakresie przestrzegania warunków ustalonych w decyzjach wydanych na podstawie ustawy Prawo Wodne.

10. SPIS LITERATURY I WYKORZYSTANYCH MATERIAŁÓW ARCHIWALNYCH

- ADAMSKI A., 1994 — Górnictwo rud żelaza w Regionie Częstochowskim. 229 s. Wyd. ZO SITG. Częstochowa.
- BALWIERZ J., DŻUŁYŃSKI S., 1976 — Experiments on rock deformations produced by underground karst processes. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **46**, 4: 419–434.
- BARANIECKA M.D., SARNACKA Z., 1971 — Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, **254**.
- BARDZIŃSKI W., LEWANDOWSKI J., WIĘCKOWSKI R., ZIELIŃSKI T., 1986 — Objasnienia do Szczegółowej mapy Geologicznej Polski, arkusz Częstochowa (845) w skali 1:50 000. Inst. Geol. Warszawa.
- BARSKI M., MIESZKOWSKI M., 2014 — Upper Jurassic large scale debris flow deposits in interbioherm basins of the sponge megafacies in Poland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **272**, 1: 47–59.
- BEDNAREK J., 1979 — Wrench faults on the North-Eastern margin of the Upper Silesia Coal Basin. *Bull. de l'Acad. Polon. des Sci., Sér. des Sci. de la Terre*, **26**, 3/4: 155–161.
- BEDNAREK J., KAZIUK H., ZAPAŚNIK T., 1978 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Ogrodzieniec 1 : 50 000, 1–76. Wydaw. Geol., Warszawa.
- BIAŁACZEWSKI A., 1960 — Złoża rud żelaza rejonu częstochowskiego, *Prz. Geol.*, **8**. Warszawa.
- BIELECKA H., JEDNORÓG A., GÓRWIN J., GRZEGORCZYK K., WYSZOWSKA I., ŚLIWKA R., 2008 — Dokumentacja określająca warunki hydrogeologiczne dla ustanowienia obszarów ochronnych Zbiornika Wód Podziemnych Częstochowa (E) (GZWP nr 326). PG we Wrocławiu. Proxima S.A. Wrocław.
- BŁASZAK M., 1979 — Kompleksowa dokumentacja geologiczno – projektowa okręgu eksploatacji piasków formierskich w rejonie Gorzów Śląski – Żarki. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- BORCZAK S., MOTYKA J., PULIDO BOSCH A., 1990 — The hydrogeological properties of the matrix of the chalk in the Lublin coal basin (southeast Poland). *Hydrol. Sci. J.*, **35**, 5: 23–534.
- BUŁA Z., HABRYN R., KRIEGER W., KUREK S., MARKOWIAK M., WOŹNIAK P., 2002 — Atlas geologiczny paleozoiku, bez permu, w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- CHOQUETTE P.W., PRAY L.C., 1970 — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, **54**, 2: 207–250.
- CLC, 2006 — CORINE Land Cover. EEA Reports about Europe's environment. Commission of the European Communities, Copenhagen. Database for Poland. IGiK, Warszawa.
- CZERWONKA J., DOBOSZ T., HAISIG J., KRZYSZKOWSKI D., WILANOWSKI S., 1998 — Stratygrafia i petrografia glin lodowcowych w międzyrzeczu Odry i Warty, Polska południowo-zachodnia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **385**.
- CZOP M., MOTYKA J., 2013 — Ekspertyza hydrogeologiczna opisująca warunki hydrogeologiczne, stanowiąca część dokumentacji geologicznej złóż rud cynku i ołowiu „Zawiercie I” oraz „Zawiercie II”. Niepublikowane, Stowarzyszenie im. Stanisława Staszica, Kraków.
- CZOP M., GUZIK M., MOTYKA J., PACHOLEWSKI A., RÓŻKOWSKI K., 2009 — Warunki hydrogeologiczne złoża wapieni i margli Latosówka – Rudniki w Rudnikach koło Częstochowy. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 69–76.
- DABROWSKI S., PRZYBYŁEK J., 1980 — Metodyka próbnych pompowań w dokumentowaniu zasobów wód podziemnych. Warszawa.
- DEMBICZ K., GŁOWNIAK E., MATYJA B.A., PRASZKIER T., 2006 — Ogrodzieniec Quarry, uppermost Bathonian to Middle Oxfordian ammonite succession. W: Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians. Field trip & guide-book, 7th International Congress on the Jurassic System (red. A. Wierzbowski i in.), 144–148, Cracow 6–18 September 2006. Polish Geological Institute, Warszawa.
- DYREKTYWA RADY 91/676/EWG z dnia 12 grudnia 1991 r. dotycząca ochrony wód przed zanieczyszczeniami powodowanymi przez azotany pochodzenia rolniczego.
- DZIUK M., GRODOWSKA J., 1988 — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych z utworów jury górnej na północ od miasta Częstochowy. Cz. Prz. Geol., Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- EKIERT F., 1971 — Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **66**: 77.
- FAJER M., 1998 — Radiowęglowy wiek osadów dna doliny Liswarty na Wyżynie Wieluńskiej. Mat. VI Konf. „Metody chronologii bezwzględnej”. Gliwice.
- FOSTER S., HIRATA R., GOMES D., D'ELIA M., PARIS M., 2002 — Groundwater quality protection. A guide for water utilities, municipal authorities and environment agencies. The World Bank, Washington, DC.
- GLĄZEK J., PACHOLEWSKI A., RÓŻKOWSKI A., 1992 — Karst-Aquifer of the Cracow–Wieluń Upland, Poland. W: Hydrogeology of Selected Karst region. IAH, **13**. Hannover.
- GÓRNIK E., 1955 — Hydrogeologiczna i techniczno-geologiczna charakterystyka piaskowców kościeliskich południowego rejonu częstochowskiego obszaru rudonośnego, Rudy Żelaza, **1/2**. Częstochowa.
- GUS, 2009 — Ochrona środowiska 2009. Informacje i opracowania statystyczne. Główny Urząd Statystyczny. Warszawa.
- GUZIK M., 2007 — Geneza i stan zanieczyszczenia wód podziemnych azotanami w zlewni Górnej Liswarty [pr. doktor.]. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- GUZIK M., ZEMBAL M., PACHOLEWSKI A., 2005 — Zanieczyszczenia związkami azotu wód podziemnych w zlewni Liswarty. W: Współczesne problemy hydrogeologii, Toruń, **12**: 789–792.

- HAISIG J., WILANOWSKI S., 1998 — Maksymalny zasięg łodołu stadiału warty w rejonie lobu Prosny. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **385**.
- HAISIG J., WILANOWSKI S., 2007 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski – arkusz Działoszyn (771) w skali 1:50 000. *PIG*. Warszawa.
- HAŁADUS A., MOTYKA J., SZCZEPAŃSKI A., WILK Z., 1983 — Nowe prognozy zawodnienia kopalń drenujących trias północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, **9**, 3: 5–24.
- HERMAŃSKI S., 1971a — Rola badań hydrogeologicznych w określeniu najważniejszych metod udostępniania i odwodnienia złóż rud żelaza w obszarze częstochowskim. W: *Mat. Konfer. Nauk. Techn.*, Wydaw. Geolog. Kielce.
- HERMAŃSKI S., 1971b — Wpływ prac odwadniających kopalnictwa rud żelaza na kształtowanie się warunków hydrogeologicznych rejonie kłobucko-częstochowskim, *Rudy Żelaza*, **9/10**. Częstochowa.
- HERMAŃSKI S., 1984 — Warunki hydrogeologiczne jury środkowej w rejonie Żarki–Wieluń z uwzględnieniem wpływu górnictwa rud żelaza. [Niepubl. rozpr. dokt.] Arch. Wydz. GGIOŚ AGH. Kraków.
- HYDROSAN, 1984 — Studium hydrogeologiczne dotyczące wykorzystania wód kopalnianych w rejonie Częstochowy. [Niepubl.]. Gliwice.
- JARZĄBEK L., 1975 — Konsolidacja piaskowców kościeliskich przy ich osuszaniu wyrobiskami górniczymi [niepubl. pr. dokt.]. Arch. Wydz. GGIOŚ, AGH. Kraków.
- KACZOROWSKI Z., MIZERA J., MALINA G., JANCZAREK K., RYCHLIŃSKI T., PACHOLEWSKI A., 2006 — Weryfikacja modeli hydrodynamiki i migracji związków azotu w rejonie ujęć wód podziemnych Łobodno i Wierzchowisko (GZWP 326N), *Geologos*, **10**.
- KAWALEC T., RUDZIŃSKA T., 1980 — Zawodnienie i zagrożenia wodne projektowanych wyrobisk górniczych. W: *Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego* (red. Rózkowski, Wilk). *Pr. Inst. Geol.*, **279–290**.
- KAWALEC T., ZUBER K., 1975 — Dokumentacja hydrogeologiczna złoża rud cynku i ołowiu „Zawiercie I” w kat. B, cz. V. Arch. PG Kraków.
- KAZIUK H., BEDNAREK J., ZAPAŚNIK T., 1976 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz 913 – Ogrodzieniec 1 : 50 000. Wydaw. Geol. Warszawa.
- KIEŃC D., WĄSIK M., ŚLIWKA R., MŻYK S., FIRLIT G., GAWRON M., KUCZER M., RUSZKIEWICZ P., 2008 — Dokumentacja określająca warunki hydrogeologiczne dla ustanowienia obszarów ochronnych Zbiornika Wód Podziemnych Częstochowa (W) (GZWP nr 325). PG we Wrocławiu. Proxima S.A. Wrocław.
- KLECZKOWSKI A.S., 1972a — Wody powierzchniowe i podziemne Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. W: *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej*. Tom I. Zakład Narodowy im. Ossolińskich. PAN. Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S., 1972b — Zubożenie i zanieczyszczenie wód Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. W: *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej*. Tom I. Zakład Narodowy im. Ossolińskich. PAN. Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 — Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, skala 1 : 500 000, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej AGH, Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S., JURECZKO J., MYSZKA J., 1969 — Some hydrodynamic phenomena in fissured Triassic and Jurassic rocks. *Bull. De l'Acad. Polon. des Sci., Sér. des Sci. de la Terre*, **17**, 3/4: 191–209.
- KLIMEK K., 1966 — Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **53**.
- KLIMEK B., 1959 — Badania nad hydrogeologią obszaru częstochowskiego, *Rudy Żelaza*, **10/11**. Częstochowa.
- KONDRACKI J., 2002 — Geografia regionalna Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.
- KONDRACKI J., 1998 — Geografia regionalna Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.
- KONTKIEWICZ S., 1949 — Częstochowski Obszar Rudonośny i jego zasoby. C.Z.P.H.
- KOPIK J., 1979 — Callovian of the Częstochowa Jura (south-western Poland). *Pr. Inst. Geol.*, **93**: 1–69.
- KOPIK J., 1998 — Jura dolna i środkowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **378**: 67–120.
- KORONIEWICZ P., REHBINDER B., 1913 — Geologischeskiye isledovanya vdol linii Gerby-Keleckoy zhelesnoy dorogi na uchastke Gerby – Koniecpol w 1913. gg. *Izvestiya Geologicheskogo Komiteta*, **22**, 10.
- KOSTECKA A., 1969 — Microfacies of some Upper Jurassic limestones at Zarzeczce near Wolbrom. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia*, **11**: 61–73.
- KOTLICKI S., 1962 — Problemy hydrogeologiczne triasu regionu śląsko-krakowskiego. *Kwart. Geol.*, **6**, 2: 605–620.
- KOWALCZYK A., 2003 — Formowanie się zasobów wód podziemnych w utworach węglanowych triasu śląsko-krakowskiego w warunkach antropopresji. Wydaw. UŚI.
- KRAJEWSKI R., 1961 — Zasady obliczania dopływu wody do kopalń częstochowskiego okręgu rudonośnego. *Rudy Żelaza*, **6**, 3/4.
- KRAJEWSKI S., MOTYKA J., 1999 — Model sieci hydraulicznej w skałach węglanowych w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **388**, ser. Hydrogeol.: 115–138.
- KUTEK J., WIERZBOWSKI A., BEDNAREK J., MATYJA B.A., ZAPAŚNIK T., 1977 — Z problematyki stratygraficznej osadów górnio jurajskich Jury Polskiej. *Prz. Geol.*, **8/9**: 435–445.
- LASATOWICZ T., 1967 — Sposób odwadniania otworami wiertniczymi wodonośnych warstw kościeliskich w sąsiedztwie podszybia kopalń rud żelaza rejonu częstochowskiego. *Prace GIG*, **408**. Katowice.
- LEWIŃSKI J., 1928 — Jura i kajper w głębokim wierceniu w Częstochowie, Warszawskie Towarzystwo Naukowe, Sprawozdania Wydz. III, **21**. Warszawa.
- LIMISIEWICZ P., 1997 — Naturalna odporność wód podziemnych na zanieczyszczenie a obserwowane skażenie azotanami w zlewni rzeki Oławy. W: *Współczesne problemy hydrogeologii*, **7**: 149–152.
- LISZKOWSKI J., STOCHLAK J. (red.), 1976 — Szczelinowatość masywów skalnych, Wydaw. Geol., Warszawa.
- LISZKOWSKA E., PACHOLEWSKI A., 1989 — Ilościowa ocena struktury hydraulicznej masywu wapieni górniojurajskich zlewni Wiercicy. W: *Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony*. Wydaw. SGGW-AR, **10**: 23–32; Warszawa.
- LORENC H. (red.), 2005 — Atlas klimatu Polski, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- LOWRANCE R.R., PIONKE H.B., 1989 — Transformations and movement of nitrate in aquifer systems. W: *Nitrogen manage-*

- ment and ground water protection. (red. R.F. Follett), Ser. Developments in agricultural and managed – forest ecology, **21**, Elsevier: 374–392
- MACIOSZCZYK A., DOBRZYŃSKI D., 2002 — Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany.
- MALINOWSKI J. (red.), 1991 — Budowa geologiczna Polski. Tom VII Hydrogeologia.
- MARCINOWSKI R., 1974 — The transgressive Creaceous (Upper Albian through Turonian deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geol. Pol.*, **24**, 1.
- MARZALEK Z., SUKIENNIK Z., ZADRUSKI Z., 1972 — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wody podziemnej z utworów triasowych – wycinek regionu Monokliny Śląsko-Krakowskiej – rejon Zawiercia, zlewnia Warty [niepubl.].
- MATYJA B.A., 1977 — The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, **27**, 1: 41–64.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 1996 — Sea-bottom relief and bathymetry of Late Jurassic sponge megafacies in Central Poland. *GeoResearch Forum*, **1/2**: 333–340.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 2000 — Ammonites and stratigraphy of the uppermost Bajocian and Lower Bathonian between Częstochowa and Wieluń, Central Poland. *Acta Geol. Pol.*, **50**, 2: 191–209.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 2004 — Stratygrafia i różnicowanie facjalne utworów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej. W: Różnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (red. J. Partyka.), t. 1 – Przyroda, 13–18. Ojcowski Park Narodowy.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 2006a — Olsztyn, cyanobacteria-sponge biohermal complex; Upper Oxfordian (Bifurcatus and Bimammatus zones), 199–200. W: Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians, Field trip guide book, 7th International Congress on the Jurassic System (red. A. Wierzbowski i in.), Cracow, 6–18 September 2006. Polish Geological Institute, Warszawa.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 2006b — Latosówka Quarry, basinal to biohermal facies and syndimentary mass movements: Upper Oxfordian, Planula Zone, 201–202. W: Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians, Field trip guide book, 7th International Congress on the Jurassic System (red. A. Wierzbowski i in.), Cracow, 6–18 September 2006. Polish Geological Institute, Warszawa.
- MATYJA B.A., WIERZBOWSKI A., 2006c — Julianka, coral colonization of the cyanobacteria-sponge bioherms at the turn of the Oxfordian and Kimmeridgian, 203–204. Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians, Field trip guide book, 7th International Congress on the Jurassic System (red. A. Wierzbowski i in.), Cracow, 6–18 September 2006. Polish Geological Institute, Warszawa.
- MĄDRY S., 2003 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000, arkusz Kłomnice. Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- MIZERA J., MALINA G., 2010 — Groundwater extraction control for protecting the water works in Łobodno (SW Poland) against contamination with nitrates. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **441**, 10: 101–106.
- MOSSOCZY Z., 1952 — Nowe interglacjały w okolicy Częstochowy. CAG OG Sosnowiec.
- MOSSOCZY Z., 1955 — Preglacjalna dolina górnej Warty. *Prz. Geol.*, **4**, Warszawa.
- MOSSOCZY Z., 1959 — Odkrycie miejsc występowania kości kręgowców kopalnych w okolicach Kłobucka. *Prz. Geol.*, **3**.
- MOTYKA J., 1988 — Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. Zesz. Nauk. AGH nr 1157, Geologia, **36**.
- MOTYKA J., 1989 — Uwagi na temat modeli pojęciowych sieci hydraulicznej w skałach szczelinowo-krasowych. Mat. Konf. nauk. „Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony”, Karniowice, 11–13.09.1989, CPBP 04.10, z. 10, Wyd. SGGW-AR, Warszawa: 124–129.
- MOTYKA J., 1998 — A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks, illustrated by examples from Poland. *Hydrogeol. J.*, **6**, 4: 469–482.
- MOTYKA J., PRZYBYŁEK J., 1999 — Projektowanie monitoring osłonowego ujęć wód podziemnych. W: Monitoring osłonowy ujęć wód podziemnych. Metody badań (red. B. Kazimierski, A. Sadurski). Państw. Inst. Geol., Warszawa: 101–150.
- MOTYKA J., SZUWARZYŃSKI M., 1994 — Cavern porosity in the Triassic carbonate rocks of Cracow-Silesian monocline (south Poland). Publ. Serv. Geol. Luxembourg, v. XXVII: Compte rendu du Coll. Intern. de Karstologie à Luxembourg, 103–110.
- MOTYKA J., WILK Z., 1976 — Pionowe różnicowanie wodopruszczalności węglanowych skał triasowych w świetle statystycznej analizy wyników próbnych pompowań (monoklina śląsko-krakowska). *Kwart. Geol.*, **20**, 2: 381–399.
- MOTYKA J., WILK Z., 1984 — Hydraulic structure of karst-fissured Triassic rocks in the vicinity of Olkusz (Poland). *Prace Nauk. Univ. Śl.*, **704**, Kras i speleologia, 5 (XIV): 11–24.
- MOTYKA J., SZCZEPAŃSKA J., WITCZAK S., 1971 — Zastosowanie wirówki do badania współczynnika odsączalności i oddawania wody przez skałę. *Techn. Poszuk.*, **37**: 38–43.
- MOTYKA J., ROCHOWCZYK F., SZUWARZYŃSKI M., 1996 — Morfologia kawern w węglanowych skałach triasowych monokliny śląsko-krakowskiej. *Prace Nauk. Univ. Śl.*, **1527**, Kras i speleologia, 8 (XVII): 44–56.
- MOTYKA J., ADAMCZYK Z., CZOP M., 2006 — Wpływ odwadniania olkuskich kopalń rud cynku i ołowiu na stosunki wodne w piętrze jurajskim. Prądnik. *Prace i mat. Muzeum im. prof. Wł. Szafera*, Ojców, **16**: 9–19.
- MOTYKA J., CZOP M., ADAMCZYK Z., WNUK R., 2007 — Analiza warunków hydrogeologicznych złoża rud Zn-Pb „Zawiercie Wschód” wraz z koncepcją jego odwadniania. (niepubl.). Stowarzyszenie Naukowe im. Stanisława Staszica, Kraków.
- MUSIAŁ T., ŁUKACZYŃSKI I., 2011 — Dodatek do dokumentacji GZWP nr 408 Niecka Miechowska (NW). Nowe Przedsiębiorstwo Geologiczne Częstochowa. Narod. Arch. Geol. PIB-PIB, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., 1978 — Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geol. Polon.*, **28**, 4: 415–470.
- NITA M., 1996 — Palinostratygrafia i flory makroskopowe z dwu stanowisk plejstoceńskich na Wyżynie wieluńskiej [pr. dokt.]. Instytut Geologii Uniwersytetu Śląskiego.
- NITA M., 1998 — An interstadial flora from the Zalesiaki locality near Działoszyn (Silesian-Cracovian Upland). *Acta Palaeobot.*, **38**, 1.
- NORTON W.H., 1916 — Wapsipinicon breccias of Iowa. *Iowa Geol. Surv. Ann. Rep.*, **27**: 359–547.
- PACHOLEWSKI A., 1971 — Warunki hydrogeologiczne w poziomie górnojurajskim na wschód od kopalni „Olkusz” ze szczególnym uwzględnieniem jej domniemanego wpływu na zasoby wodne tego poziomu [niepubl. pr. magister.], AGH Kraków.

- PACHOLEWSKI A., 1982 — Wody szczelinowo-krasowe jury górnej rejonu Częstochowy. Przew. LV Zjazdu PTG Sosnowiec. Wydaw. Geologiczne, Warszawa.
- PACHOLEWSKI A., 1984 — Opracowanie bilansu wodnego zlewni rzeki Wiercicy za lata 1979–1983. Arch. PIG OG, Sosnowiec.
- PACHOLEWSKI A., 1987 — Wyniki wiercenia otworu Podlesie P-9 [niepubl.]. Państw. Inst. Geol. Oddz. Górnośl. Sosnowiec.
- PACHOLEWSKI A., 1991 — Aneks do dokumentacji hydrogeologicznej zasobów wód podziemnych z utworów jury górnej w rejonie Julianki. Instytut Geologiczny, Sosnowiec. Narod. Arch. Geol. PIG, Warszawa.
- PACHOLEWSKI A., 2007 — Charakterystyka hydrogeologiczna regionów wodnych. Subregion Warty wyżynny. W: Hydrogeologia regionalna Polski, tom I (red. B. Paczyński, A. Sadurski). PIG Warszawa.
- PACHOLEWSKI A., RÓŻKOWSKI A., 1990 — GZWP jury górnej regionu krakowsko-wieluńskiego. Charakterystyka hydrogeologiczna. W: Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych Monokliny Śląsko-Krakowskiej i problemy ich ochrony. Wydaw. SGGW-AR, 57, Warszawa.
- PACHOLEWSKI A., RAZOWSKA L., HERMAŃSKI S., 1995 — Zmiany w środowisku hydrogeochemicznym w obrębie wypełniającego się leja depresji zlikwidowanych kopalń rud żelaza rejonu kłobucko-częstochowskiego. W: Współczesne problemy hydrogeologii. 7, 2, Wydaw. Profil, Kraków.
- PACHOLEWSKI A., RAZOWSKA L., ZEMBAL M., 1997 — Badań procesów hydrogeochemicznych w obszarach wypełniania się kopalnianych lejów depresyjnych. Rejon kłobucko-częstochowski. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.
- PACHOLEWSKI A., ZEMBAL M., WANTUCH A., 2009 — Wody podziemne miast Polski. Częstochowa. Informator PSH, PIG: 73–92, Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 — Atlas hydrogeologiczny Polski 1 : 500 000. cz. II. Wydaw. PAE S.A. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., SADURSKI A. (red.), 2007 — Hydrogeologia regionalna Polski. Tom I. Wody słodkie. PIG Warszawa.
- PAWLAK I., 1965 — Warunki hydrogeologiczne Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, od Liswarty do rowu krzeszowickiego. *Biul. Inst. Geol.*, t. II. Warszawa.
- PICH J., POKORA M., 1982 — Lej depresji w rejonie częstochowsko-kłobuckiego zespołu kopalń rud żelaza. *Prz. Geol.*, 30, 3. Warszawa.
- PRZENIOSŁO S., 1998 — Rudy cynku i ołowiu. W: Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce wg stanu na 31.12.1997 r. Surowce metaliczne. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RAZOWSKA L., 1998 — Zmiany hydrogeochemiczne w rejonie kłobucko-częstochowskim spowodowane zatopieniem kopalń rud żelaza. [niepubl. pr. doktor.]. Arch. PIG OG, Sosnowiec.
- RAZOWSKA L., 2000 — Zmiany hydrochemiczne w rejonie częstochowskim spowodowane zatopieniem kopalń rud żelaza. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 390: 35–96, Warszawa.
- ROSŁOŃSKI R., 1926 — Odpływ powierzchniowy i podziemny w dorzeczu Białej Przemszy. *Posiedz. Nauk. PIG*, 15.
- ROSŁOŃSKI R., 1931 — Wody podziemne w okolicy Częstochowy. *Posiedz. Nauk. PIG*, 30.
- ROSŁOŃSKI R., 1936 — Wody artezyjskie w Myszkowie Mijaczowie na południe od Częstochowy. *Posiedz. Nauk. PIG*, 45.
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA GOSPODARKI z dnia 21 listopada 2005 r. w sprawie warunków technicznych, jakim powinny odpowiadać bazy i stacje paliw płynnych, rurociągi przesyłowe dalekosiężne służące do transportu ropy naftowej i produktów naftowych i ich usytuowanie (tekst jedn. DzU 2014 poz. 1853).
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA TRANSPORTU I GOSPODARSTWA MORSKIEJ z dnia 2 marca 1999 r. w sprawie warunków technicznych, jakim powinny odpowiadać drogi publiczne i ich usytuowanie (DzU 1999 Nr 43, poz. 430 z późn. zm.).
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 23 grudnia 2002 r. 2002 w sprawie kryteriów wyznaczania wód wrażliwych na zanieczyszczenie związkami azotu ze źródeł rolniczych, DzU 2002/241, poz. 2093.
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 13 kwietnia 2010 r. w sprawie siedlisk przyrodniczych oraz gatunków będących przedmiotem zainteresowania Wspólnoty, a także kryteriów wyboru obszarów kwalifikujących się do uznania lub wyznaczenia jako obszary Natura 2000 (DzU 2010, nr 77, poz. 510).
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 12 stycznia 2011 r. w sprawie obszarów specjalnej ochrony ptaków (DzU 2011, nr 25, poz. 133).
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 22 października 2014 r. w sprawie sposobu klasyfikacji stanu jednolitych części wód powierzchniowych oraz środowiskowych norm jakości dla substancji priorytetowych (DzU 2014, poz. 1482).
- RÓŻAŃSKI K., ŻUREK A., 2001 — Identyfikacja pochodzenia azotanów w wodach podziemnych na podstawie ich składu izotopowego. W: Współczesne problemy hydrogeologii, Wrocław, 10, 2: 403–412.
- RÓŻKOWSKI A., RÓŻKOWSKI J., PACHOLEWSKI A., 1996 — Upper Jurassic fissured-karst – porous aquifer of Cracow–Wieluń Upland, Poland. International Conference on Karst–Fractured Aquifers – Vulnerability and Sustainability. Katowice – Ustroń, Poland. Wyd. UŚ. Katowice.
- RÓŻKOWSKI A., CHMURA A., SIEMIŃSKI A. (red.), 1997 — Użytkowe wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. Warszawa. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 159.
- RÓŻKOWSKI J., 2006 — Wody podziemne utworów węglanowych południowej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej i problemy ich ochrony. Wydaw. UŚ, Katowice.
- RÓŻYCKI S.Z. 1953 — Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 17: 1–412.
- RUDZIŃSKA T., 1980 — Siewiersko-zawierciański rejon złożowy. Charakterystyka hydrogeologiczna. W: Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego (red. A. Różkowski, Z. Wilk). *Pr. Inst. Geol.*, 268–279.
- SKRZYPCZYK L., 2001 — Mapa Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (według stanu CAG 30.09.2001 r.), skala 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SKRZYPCZYK L., MIKOŁAJKÓW J., WĘGLARZ D., MORDZONEK G., 2014 — Mapa Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (stan na 30.06.2014 r.), skala 1:800 000. PIG-PIB. Warszawa.
- SOLTYSIAK M., 2002 — Chemizm i jakość użytkowanych wód podziemnych na obszarze regionu zawierciańskiego. W: Jakość i podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie (red. H. Rubin i in.). *Pr. Wydż. Nauk o Ziemi Uniw. Śl.*, 22, 191–200.
- STRONA INTERNETOWA — http://geoportal.pgi.gov.pl/portal/page/portal/jaskinie_polski/kontakt.
- SZCZEPAŃSKI A., LASATOWICZ T., 1990 — Wypełnianie się leja depresyjnego po zaprzestaniu odwadniania warstw kościeliskich w rudonośnym obszarze częstochowskim. *Zeszyty Naukowe Politechniki Częstochowskiej*, 144, Bud. 2.
- STACHY J. (red.), 1987 — Atlas hydrologiczny Polski. Tom I. IMiGW. Wydaw. Geol. Warszawa.
- ŚLIWIŃSKI S., 1961 — Warstwy olkuskie. *Rudy i met. nieżel.*, 12: 526–529.

- TRAMMER J., 1982 — Lower to Middle Oxfordian sponges of the Polish Jura. *Acta Geol. Pol.*, **32**, 1/2: 1–39.
- TRAMMER J., 1989 — Middle to Upper Oxfordian sponges of the Polish Jura. *Acta Geol. Pol.*, **39**, 1/4: 49–91.
- USTAWA O OCHRONIE PRZYRODY z dnia 16 kwietnia 2004 r. o ochronie przyrody (DzU 2004, nr 92, poz. 880 z późn. zm.).
- USTAWA z dnia 27 marca 2003 r. o planowaniu i zagospodarowaniu przestrzennym (DzU 2015, poz. 199).
- USTAWA z dnia 10 lipca 2007 r. o nawozach i nawożeniu (DzU 2007 Nr 147, poz. 1033 z późn. zm.).
- VIEREK A., 1997 — Origin of Upper Jurassic sediments from the Bydlin quarry (southern Poland). *Prz. Geol.*, **45**, 4: 428–430.
- WACHOWIAK G. i inni, 2008 — Rocznik meteorologiczny obszaru oddziaływania odwodnienia KWB Bełchatów S.A., IMiGW Oddział w Poznaniu, Poznań.
- WALRAEVENS K., EPPINGER R., 2005 — Nitrate pollution of groundwater in Flanders (Belgium). W: Nitrate in groundwater – Selected papers from the European meeting of the IAH Wista, Poland, 4–7 June 2002: 209–218. A.A. Balkema Publishers, London.
- WIERZBOWSKI A. 1966 — Górny oksford i dolny kimeryd Wyżyny Wieluńskiej. *Acta Geologica Polonica*, **16**, 2: 127–200.
- WILK Z., BOCHENSKA T. (red.), 2003 — Hydrogeologia polskich złóż kopalin i problemy wodne górnictwa. Tom 2. Uczelniane Wydawnictwa Naukowo-Dydaktyczne AGH. Kraków.
- WILK Z., MOTYKA J., 1977 — Kontakty między poziomami wodonośnymi w olkuskim rejonie kopalnictwa rud. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **47**, 1: 115–143.
- WILK Z., MOTYKA J., 1980 — Zasobność wodna szczelinowo-krasowych utworów we wschodniej części monokliny śląsko-krakowskiej. *Rocznik PTG*, **50**, 3/4, 447–484.
- WILK Z., MOTYKA J., JÓZEFKO I., 1984 — Investigations of some hydraulic properties of karst solution openings and fractures. *Ann. Societ. Geol. Pol.*, **54**, 1/2: 15–43.
- 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.
- WITCZAK S. [red.], 2011 — Mapa wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie. Plansza 1, z powierzchni terenu 1 : 500 000. AGH, Kraków.
- WITCZAK S., DUDA R., FORYCIARZ K., 1999 — Wydatek jednostkowy studni jako proponowana podstawowa charakterystyka wodonośności dla potrzeb MhP (Mapy hydrogeologicznej Polski) 1 : 50 000. W: Współczesne problemy hydrogeologii, PIG Warszawa, **9**: 357–364.
- WITCZAK S., KANIA J., KMIĘCIK E., 2013 — Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Inspekcja Ochrony Środowiska, Warszawa.
- ZAKRZEWSKI M., 1974 — Mineralogia spągowego poziomu rud syderytowych obszaru częstochowskiego. *Rudy żelaza*, **7/8**, Częstochowa.
- ZARĘCZNY S., 1897 — Wody gruntowe bliższej okolicy Krakowa.
- ZNOSKO J., 1955 — Retyk i lias między Krakowem a Wieluniem. *Pr. Inst. Geol.*, **14**.
- ZUBER A. i in., 1975 — Określanie porowatości efektywnej złóż cynkowo-olowiowych [niepubl.]. Międzyresortowy. Inst. Fizyki i Techn. Jądrowej AGH w Krakowie.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN. Wrocław.
- ŻUREK A., 2002 — Azotany w wodach podziemnych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **400**: 115–141.
- ŻUREK A., 2010 — Wstępna ocena składowych naturalnego bilansu wodnego na podstawie obserwacji w lizymetrach. *Prz. Geol.*, **58**, 12: 1192–1197.
- ŻUREK A., CIASTOŃ A., 2005 — Podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia atmosferyczne na obszarach leśnych na przykładzie azotanów i siarczanów, Współczesne problemy hydrogeologii, t. 12, 755–761. Wydaw. UMK Toruń.
- ŻUREK A., WĄTOR K., 2010 — Możliwości wykorzystania danych o składzie izotopowym azotanów dla potrzeb wskazań ochronnych w obszarach spływu wód do ujęć. *Gaz, Woda i Technika Sanitarna*, **84**, 10: 5–9.
- ŻUREK A., DUDA R., WITCZAK S., 2004 — Realizacja zaleceń dyrektywy „azotanowej” w Polsce na tle innych krajów Unii Europejskiej. W: Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej: materiały na XV sympozjum naukowo-techniczne pt. Gospodarowanie wodami podziemnymi w Unii Europejskiej, PZLiTS Częstochowa, 112–113.
- ŻUREK A., CZOP M., MOTYKA J., 2010 — Azotany w wodach jurajskiego piętra wodonośnego w rejonie Olkusza. *Geologia: kwartalnik Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie*, **36**, 1: 109–134.
- ŻUREK A., WITCZAK S., KANIA J., DULIŃSKI M., RÓŻAŃSKI K., WACHNIEW P., MIZERA J., 2013 — Problemy z jednoznacznością oceną stanu ilościowego i chemicznego w szczelinowo-krasowym zbiorniku wód podziemnych o znacznej miąższości. *Gaz, Woda i Technika Sanitarna*, **87**, 3: 139–144.
- ŻUREK A., WACHNIEW P., WITCZAK S., RÓŻAŃSKI K., KANIA J., 2014 — Isotope methods as a tool to characterize nitrate origin and transport in Kocinka catchment (central Poland): preliminary results, *Geophysical Research Abstracts*; ISSN 1607–7962. **16**, EGU2014-12782.

MAPY HYDROGEOLOGICZNE

MAPY HYDROGEOLOGICZNE POLSKI W SKALI 1: 50 000

- ADAMCZYK A., DUDA R., HAŁADUS A., MOTYKA J., 1997 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Ogrodzieniec (913).
- DZIUK M., BĘDKOWSKI Z., 1997 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Kłobuck (808).
- GAJOWIEC B., 1997 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Kozięgłowy (878).

- GUZIK M., 1997 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Pradła (880).
- GUZIK M., PACHOLEWSKI A., 1997 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Wolbrom (914).
- KOS M., WĄGROWSKI A., 1997 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Szczekociny (881).
- LISZKA P., GUZIK M., ZEMBAL M., 2000 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Ostrowy (809).
- PACHOLEWSKI A., BRODZIŃSKI I., 2000 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Koniecpol (847).

- PACHOLEWSKI A., GUZIK M., 2000 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Janów (846).
- RAZOWSKA L., CUDAK J., 2000 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Boronów (844).
- RAZOWSKA L., ZEMBAL M., 1997 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Częstochowa (845).
- SIEMIŃSKI A., PACHOLEWSKI A., ZEMBAL M., 1997 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Żarki (879).
- WASILEWSKA H., HREBENDA M., 1997 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Zawiercie (912).
- ZEMBAL M., FORMOWICZ R., LISZKA P., 2000 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Kłomnice (810).

Mapy hydrogeologiczne Polski 1: 50 000.

Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika

- GAJOWIEC B., 2006 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Kłobuck (808).
- GĄGULSKI T., ZDECHLIK M., 2008 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Janów (846).
- GĄGULSKI T., ZDECHLIK M., 2008 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Kłomnice (810).
- GORCZYCA G., ZDECHLIK M., 2006 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Ogrodzieniec (913).
- GORCZYCA G., ZDECHLIK M., 2006 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Zawiercie (912).
- GÓRNIK M., 2005 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Koziegłowy (878).
- KACZOROWSKI Z., CUDAK J., RAZOWSKA-JAWOREK L., 2006 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy

poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Boronów (844).

- KRAWCZYK J., ZDECHLIK M., 2006 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Żarki (879).
- LISZKA P., GUZIK M., PACHOLEWSKI A., 2006 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Ostrowy (809).
- ŁUKACZYŃSKA B., 2011 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Pradła (880).
- ŁUKACZYŃSKA B., 2011 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Szczekociny (881).
- ŁUKACZYŃSKA B., 2011 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Wolbrom (914).
- WAGNER J., ZEMBAL M., ROLKA M., KACZOROWSKI Z., 2006 — Mapa hydrogeologiczna Polski 1 : 50 000. Pierwszy poziom wodonośny, występowanie i hydrodynamika, ark. Częstochowa (845).

MAPY HYDROGEOLOGICZNE POLSKI W SKALI 1:200 000

- JÓŹWIĄK A., KOWALCZEWSKA G., 1985 — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 200 000, arkusz Kraków (z objaśnieniami – 1986). PIG, Warszawa.
- LISZKOWSKI J., KOWALCZYK A., WITKOWSKI A., LISZKOWSKA E., RUBIN K., 1986 — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 200 000, arkusz Kluczbork (z objaśnieniami). PIG, Warszawa.
- MUSIAŁ T., 1987 — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 200 000, arkusz Częstochowa (z objaśnieniami – 1988). PIG, Warszawa.

11. SUMMARY

The purpose of this publication is to determine the risk and degree of degradation of hydrogeologically unprotected groundwater, subjected to an intensive human pressure of the Częstochowa–Zawiercie Region. The area that has been researched covers 2.908 km². It reaches from the valley of the Liswarta River in the North to the valley of Biała Przemsza in the South. The region is of the unique physiography. Most of the area is located at the Kraków–Częstochowa Upland and Wieluń Upland that are built of Upper Jurassic carbonate bedrock that creates a fissure-karst groundwater level. Total area of the carbonate sediments of Upper Jurassic karst system that has been covered by research is 1.605 km². Southern part of the studied area is built of Triassic carbonate sediments that create a rich fissured-karst aquifer. Due to this fact, a number of landscape parks, nature reserves and Natura 2000 areas have been established.

The area is unique due to presence of five useful groundwater levels – Quaternary, Cretaceous, Jurassic, Triassic and Devonian – that create multi layer complex of aquifers. As Upper and Middle Jurassic, Triassic and Quaternary sediments are the basic water supply groundwater levels in the region, conducted research have been focused on them.

The research area is unique also due to the fact that groundwater from fissured-karst Upper Jurassic and Triassic aquifers are the only source of drinking water in the region. It should be emphasized that described karst areas are characterized by a poverty of surface waters while groundwater levels are subjected to very strong and diverse human pressure.

Four Major Groundwater Basins (MGB) are located within limits of the area: No. 326 Częstochowa East (J₃), No. 325 Częstochowa West (J₂), No. 327 Lubliniec–Myszków (T_{1,2}) and No. 454 Olkusz–Zawiercie (T_{1,2}). Their location had been presented on a documentary map of 1 : 200 000 that has been attached to this publication (Attachment 1). The research area covers also small part of two Cretaceous MGBs – No. 408 and 409 – that have been presented on maps (Attachment 2, Attachment 3 – respectively). Characteristic features of fissured-karst Upper Jurassic and carbonate Triassic sediments that dominate in the research area have been highlighted.

The research area is a part of Śląsk–Kraków monocline. Mesozoic formations are arranged in the form of the monocline, which was formed in the Late Cretaceous and Early Paleogene – about 65 million years ago during the Laramide orogeny the area has been lifted and gently tilted to the north-east. Tectonics of the area can be characterized by pre-

sence of faults within Jurassic bedrock that have been formed during Laramide orogeny and Miocene.

The research area, due to its diversified geology, is rich in various mineral resources.

Economy of the region and its development is a result of iron excavation in the past centuries. Iron ore presence in the siderite concretions in the Middle Jurassic clays in the vicinity of Częstochowa has been a widely known fact for many centuries. History of iron ore exploitation in the region reaches back to the early Roman times. Adamski (1994) has described its history through Middle Ages till present day. The oldest excavation that has been historically verified took place in the end of 15th century while underground mining has been dated on the end of 18th century.

Ore outcrops i.e. clay siderite and sphaerosiderite, have been present on a ground surface. As the depletion of ore accumulation on the surface began to resort exploitation reached greater depth. The basic difficulty that appeared was increased groundwater flow from Middle Jurassic aquifer to the exploitation hollows. Between 1947 and 1965 twenty one underground mines have been established and excavation of the ore reached 2.000.000 tons per year. Middle Jurassic aquifer has been drained since early 1980's as a result of iron ore mines drainage. Intensive drainage works caused a vast depression cone. Regional depression cone had dimensions as follows: length – 50 km, width – 20 km, depth – 100–130 m. In 1970 decision on liquidation of all iron ore exploitation in Poland has been made. As a result, Rudniki Mine located near Zawiercie has been closed in 1970. The longest operating mines were Wręczycza and Szczekaczka that had been closed in 1982 and 1984, respectively. After closure and flooding of mines the depression cone has decrease and at present, the Middle Jurassic aquifer is again of artesian character with groundwater table level above the ground level. As a result of iron mining liquidation in the Częstochowa–Kłobuck region, degraded ground water occurred in the Middle Jurassic aquifer.

Mining works and location of excavation paths in the Kościeliskie Sandstone caused unveiling of rocks containing sulphide minerals such as pyrite, marcasite, sphalerite, galena, chalcopyrite, chalcocite, covellite and carbonates of iron and barium. As a result of oxygen and CO₂ access resulting from excavation paths ventilation and groundwater inflow from the alimentary zones these minerals underwent oxidation. The effect of oxidation was precipitation of sulphate minerals like gypsum, melanterite, epsomite, anhydrite, alunite, celestine and jarosite on walls of exploitation paths.

Apart from sulphates minerals also carbonates like aragonite, barite, calcite, magnesite, rodochroizite and smitsonite were formed.

As a result of liquidation of pumping of water containing dissolved minerals listed above to the ground increase of dissolved oxygen and CO_2 in groundwater has been noted. As a result of oxidation and hydrolysis of sulphates significant amounts of iron, manganese, sulphates, calcium, magnesium and hydrocarbonates were noted in groundwater. Part of dissolved iron and manganese ions could have been delivered to groundwater as a result of bacterial decomposition of organic matter. The zone of flooded mines is the area with the most significant changes of water chemistry. Groundwater in this area can be defined as polluted mining waters. The pollution zone covers the area to the south, south-east and south-west from Częstochowa and the vicinity of Kłobuck. Existence of pollution zone caused decrease of the area of MGB no 325 Częstochowa W (J_2).

At present, gradual improvement of groundwater quality in the zone of flooded mines in Middle Jurassic aquifer can be observed.

Upper Jurassic aquifer built of carbonate sediments is the most resourceful groundwater level. It is also a basis of drinking water supply not only of the described area but also of the rest of Kraków–Wieluń Upland. The aquifer is of fissured-karst-pore character with only locally confined groundwater surface. Upper Jurassic aquifer is MGB No. 326 – Częstochowa E that reaches from Kraków to Wieluń. It is hydrogeologically unprotected aquifer.

Upper Jurassic aquifer covers the most of the research area with total area of 1.600 km^2 . Groundwater alimentation occurs on the whole area directly or through the Quaternary sediments. The aquifer is well sealed from aquifers lying beneath. Its fissured-karst character as well as existence of permeable overlayer favor infiltration of atmospheric water and restoration of resources. Character of the hydrodynamical field reveals presence of three types of flow: regional, intermediate and local.

Regional flow system in the Upper Jurassic aquifer is directed, in accordance with monocline collapse of layers, towards NE and N, in the direction of Miechów Synclinorium. The dominant systems are of intermediate and local character. These systems were formed by diversified landscape, especially by deep rivers and streams valley. Drainage basis of intermediate systems are bigger rivers that drain the highlands while a number of smaller streams and springs alimentering bigger rivers mentioned above are the drainage basis of the local system. Local drainage basis are located within erosion depressions that cut through the Upper Jurassic monocline.

It should be emphasized that in the Częstochowa region the primal groundwater flow directions had been disturbed by the exploitation of groundwater by multi-well intakes. Concentration of big municipal intakes with discharge that, in the end of 1970's, reached over $100.000 \text{ m}^3/\text{d}$ caused incorporation depression cones from intakes. On the area of municipal water supply system operation in Częstochowa

development of depression cones has been limited by river infiltration to the aquifer. In the area located between Warta and Mirów intake reverse of groundwater flow occurred. The Warta River has changed its character from drainage into infiltration.

In the vicinity of Rudniki a drainage influence of the Łatosówka quarry of cement-works on the Upper Jurassic aquifer can be observed. Total inflow to the mine varied in the following Water inflow to the quarry in the following years varied from 3 to $11 \text{ m}^3/\text{min}$. The most significant inflows occurred while the start of exploitation and further exploitation of the biohermal complex. Depression cone of the total area of ca. 20 km^2 is visible on the groundwater table contour map.

Upper Jurassic aquifer is significantly drained by two excavations belonging to the biggest Polish Brown Coal Mine "Bełchatów" that are located beyond the area of the research.

Water storage capacity in Upper Jurassic carbonate sediments depends on porosity, fissuring and karst. These parameters show significant variation that depends on lithology of carbonate sediments. Lithology significantly influences hydrogeological properties of the bedrock. Porosity of the matrix varies from a few up to several percent. Porosity has a significant impact on retention and groundwater resources but it plays secondary role in the hydraulic permeability. Karst porosity and fissuring of the bedrock play basic role in the groundwater flow and transport of pollution. Karst channels and fissuring zones play a role of collectors that collect water from the whole massif. This problem has been well documented within the experimental catchment of the Wiercica River. Porosity, as well as water-bearing capacity, of Upper Jurassic sediments vary significantly. Permeability coefficient varies from $8,0 \times 10^{-5}$ to $1 \times 10^{-4} \text{ m/s}$ while water intakes discharge varies from a few to a few hundreds of cubic meters per hour ($70\text{--}100 \text{ m}^3/\text{h}$ on average). Variation of the discharge results from lithology of the aquifer, fissuring and karsting of limestones. In some locations this water level is joined with the overlaying Quaternary level that consists of sandy-gravel deposits. Upper Jurassic aquifer that is the MGB reaches from Kraków to Wieluń. Pacholewski (herein) has defined three main hydrogeological regions within this aquifer: Kraków – A, Częstochowa – B and Wieluń – C. These three regions are of significantly different hydrogeological conditions. The most suitable hydrogeological conditions are characteristic for the central part of the Częstochowa region where discharge of wells vary from 0.5 up to $567.0 \text{ m}^3/\text{h}$ with average discharge of $48.3 \text{ m}^3/\text{h}$. Average specific discharge of the well is $16.4 \text{ m}^3/\text{h 1mS}$. Maximum discharge has been obtained in the zone of hydraulic connection of the described aquifer with water originating from river valley or in the zones of tectonic dislocations along which karst has developed. Częstochowa region is characterized by the best hydrogeological parameters of the matrix. In the geological history of the region during the Late Jurassic different facies have developed in different areas. There are two significant facies areas that need to be mentioned.

The first one comprise biohermal complexes and the second one – the dominant stratified sediments developed as micritic or marly limestones and marls defined as intra-biohermal basins. According to the authors of this publication the vast biohermal complexes are the most suitable for water flow and groundwater storage due to existence of strongly karstified massive and chalky limestones. All known caves within the Jurassic system are located in the biohermal complexes that have been presented on a geological map. The complexes are fissured and many channels, wells, sinks, karst caverns as well as the secondary porosity have developed. Big caves and caverns of height up to 20 m have developed within the biohermal complexes as well as karst sinks and karst depressions with diameter of over 1 km and depth exceeding 100 m. All these karst forms are partially filled with Cenozoic sandy clay deposits. Results of open porosity on drilling cores and rock samples confirm the fact that chalky limestones present in the biohermal complexes are characterized by the highest effective open porosity that exceeds 30% among all other limestones.

Presence of massive limestones within the biohermal complexes causes extensive abundance of karst forms and increases water permeability and waterlogging. “Karst groundwater” circulating within the biohermal complexes reach significant flow velocity. It should be mentioned that the Częstochowa region is characterized by a dense network of faults that influence development of karst forms. This problem has been well documented within the experimental catchment of the Wiercica River. Trace radiometric research performed with use of drilling method with use of Iodine isotope J-131 allowed to determine groundwater flow velocity in the faults zones. Velocity of groundwater is significant and varies from 2 to 5 m/h. In comparison, real average filtration velocity defined for the catchment is 0.12 m/h. Conducted research prove that the dominant factors shaping values of the filtration coefficient of the Upper Jurassic aquifer are fissuring and karst presence in the matrix. Research carried by Liszowska and Pacholewski (1989) show significant anisotropy and heterogenous of Upper Jurassic carbonate deposits that depends on their lithology.

Despite vertical and horizontal diversification of filtration parameters Upper Jurassic groundwater level is one groundwater system hydraulically connected in the central and southern part of the region. Sensitivity of groundwater to pollution was determined basing on the approximate time of water exchange in the aeration zone in the natural hydrologic

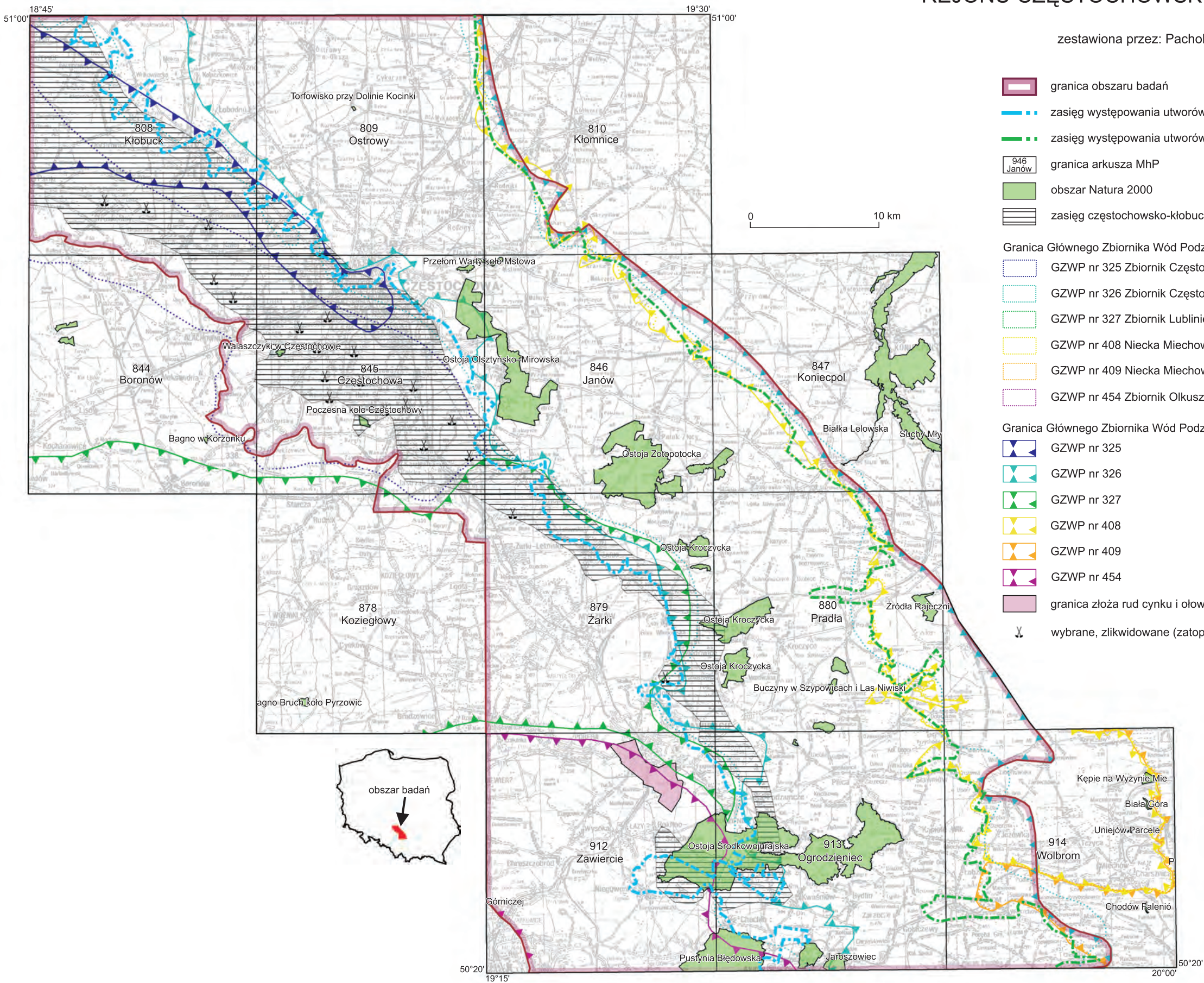
cycle with assumption of mean multiannual precipitation infiltration value given as MRT (Mean Residence Time). In most of the area groundwater sensitivity to pollution is high ($MRT < 5$ years). It is a result of significant infiltration which value in the area of outcrops of Jurassic sediments exceeds 175 mm/year and from lithology of the aeration zone. In the areas where Upper Jurassic sediments are not protected by overlying Quaternary deposits or in the areas where the overlying sediments are primarily sands, sensitivity of groundwater to pollution is huge. In the catchment of the Wiercica River that is not protected by any overlying deposits filtration coefficient is even higher and reaches 275 mm/year. In the areas where overlying deposits are primarily clays, groundwater sensitivity to pollution is lower ($5 < MRT < 25$ years). Only in the south-eastern part of the research area groundwater sensitivity to pollution drops to the medium value ($25 < MRT < 50$ years) due to presence of thick loess cover.

Elevated concentrations of nitrates have been registered mainly in the northern part of the area (to the North from Częstochowa) and in its southern part (area of Wolbrom and Zawiercie). In the central part of the area where the dominant landscape cover are forests (area of Żłoty Potok) nitrates concentrations do not exceed 10 mg/dm^3 . Nitrates pollution has been registered on significant depth what is a prove of prolonged emission of pollutants from diffuse sources. Direction of transformation of nitrogen compounds, especially NO_2 , NO_3 and NH_4 in groundwater is directly connected with redox conditions. Load of a defined nitrogen speciation varies in time and space. Occurrence of particular forms of nitrogen should be considered in the light of their susceptibility to sorption. Nitrogen as an ammonia ion undergoes sorption and is fixed by the soil sorption complex while nitrogen that is present as nitrates ion is easily transferred to groundwater what causes serious threat to groundwater quality.

To sum up, the threat and degradation of groundwater occurs as a result of the zinc, lead, iron, brown coal and mineral resources mining. This is reflected in the occurrence of acid mining waters as well as in groundwater pollution by heavy metals and sulphates. This problem concerns closed iron mines as well as the still operating and planned to be opened ones. At present, threat to groundwater is caused not only by mining, industry and landscape management but also by nitrates. Also, interaction of two adjacent urban and industrial areas of Upper Silesia and Kraków should be taken into consideration.

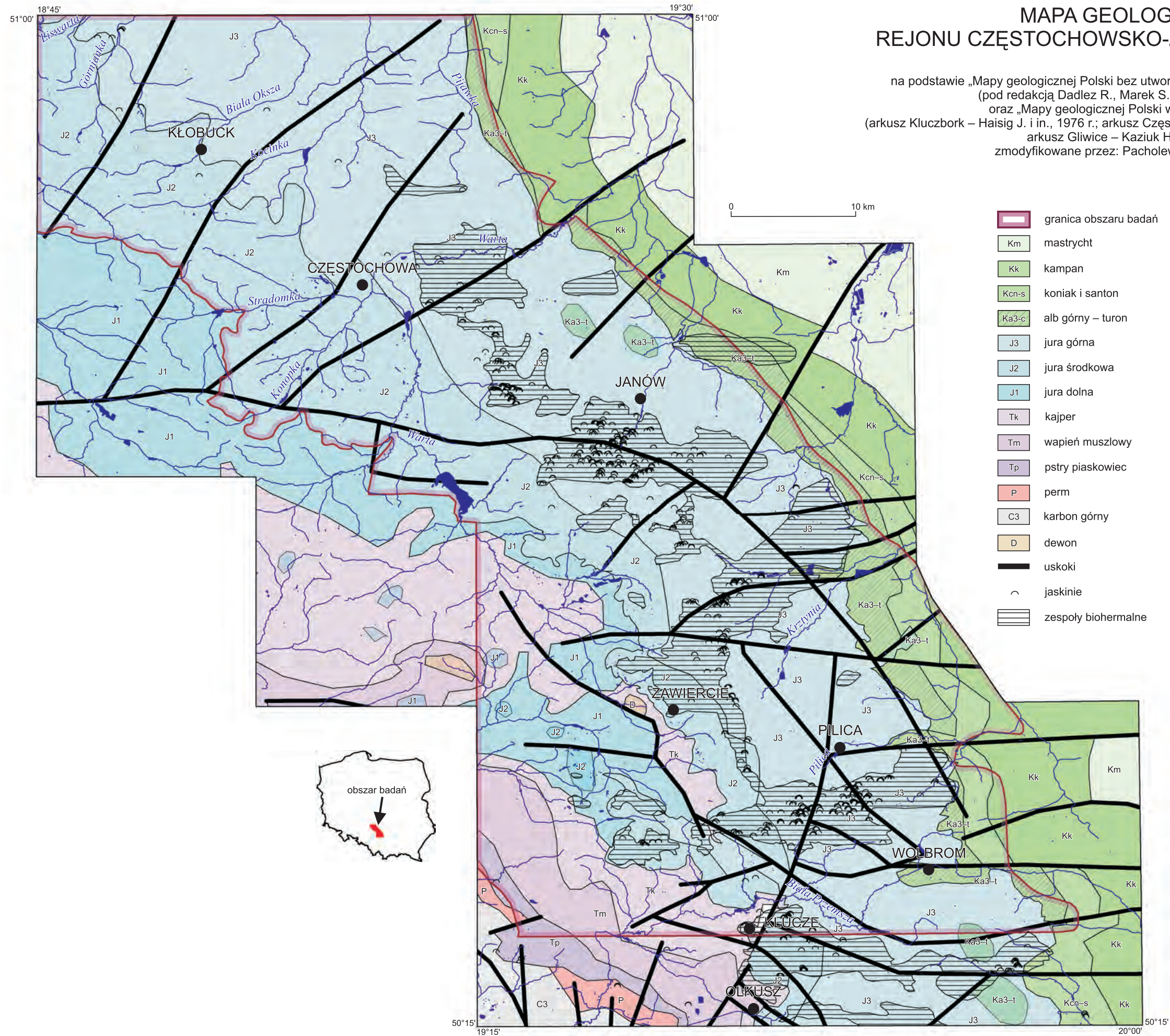
MAPA DOKUMENTACYJNA REJONU CZĘSTOCHOWSKO-ZAWIERCIAŃSKIEGO

zestawiona przez: Pacholewski A., Szulik J.



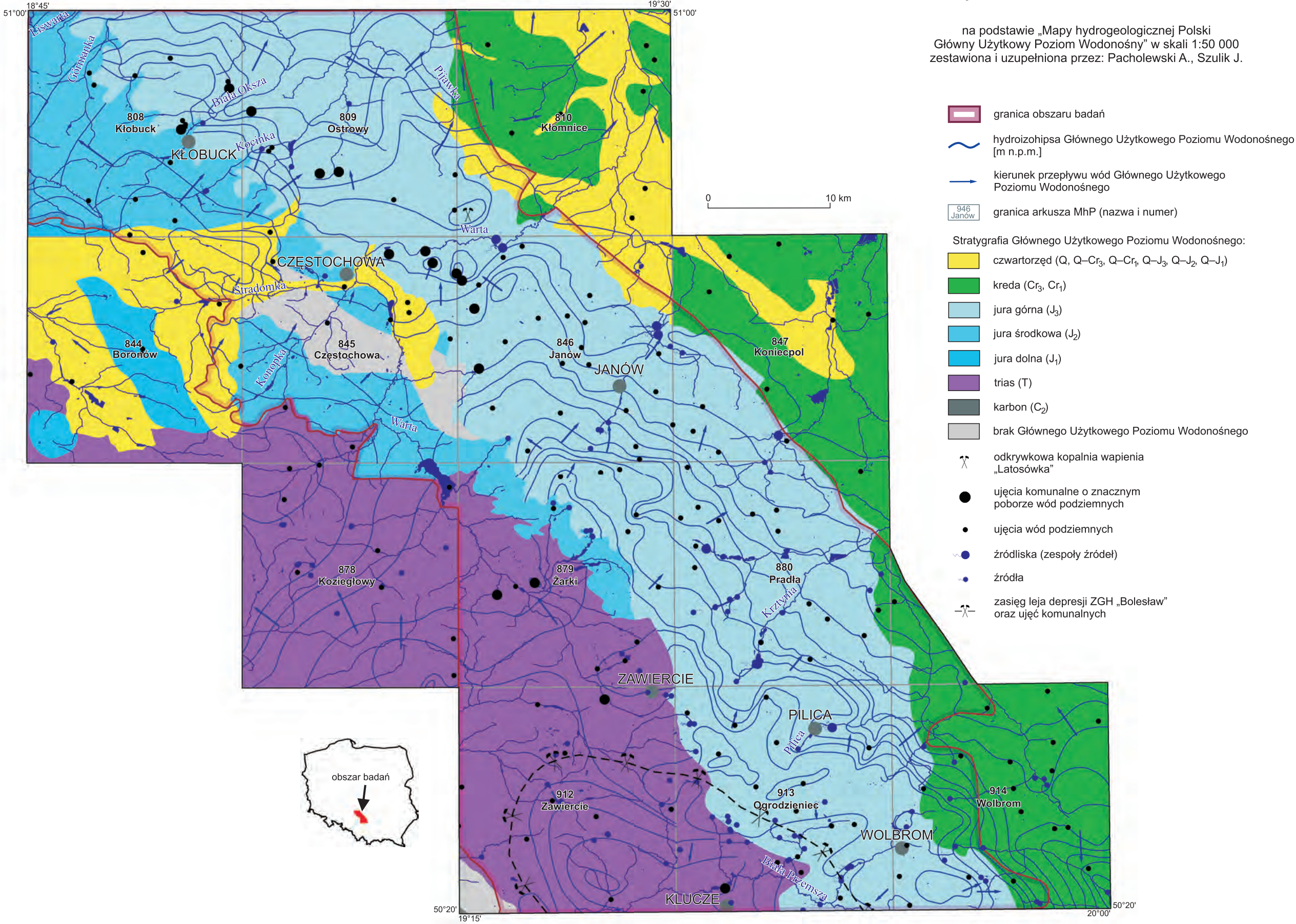
MAPA GEOLOGICZNA REJONU CZĘSTOCHOWSKO-ZAWIERCIAŃSKIEGO

na podstawie „Mapy geologicznej Polski bez utworów Kenozoiku w skali 1:1 000 000”
(pod redakcją Dadlez R., Marek S., Pokorski J., 2000)
oraz „Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000”
(arkusz Kluczbork – Haisig J. i in., 1976 r.; arkusz Częstochowa – Haisig J., Biernat S., 1978 r.,
arkusz Gliwice – Kaziuk H., 1978 r.),
zmodyfikowane przez: Pacholewski A., Szulik J.



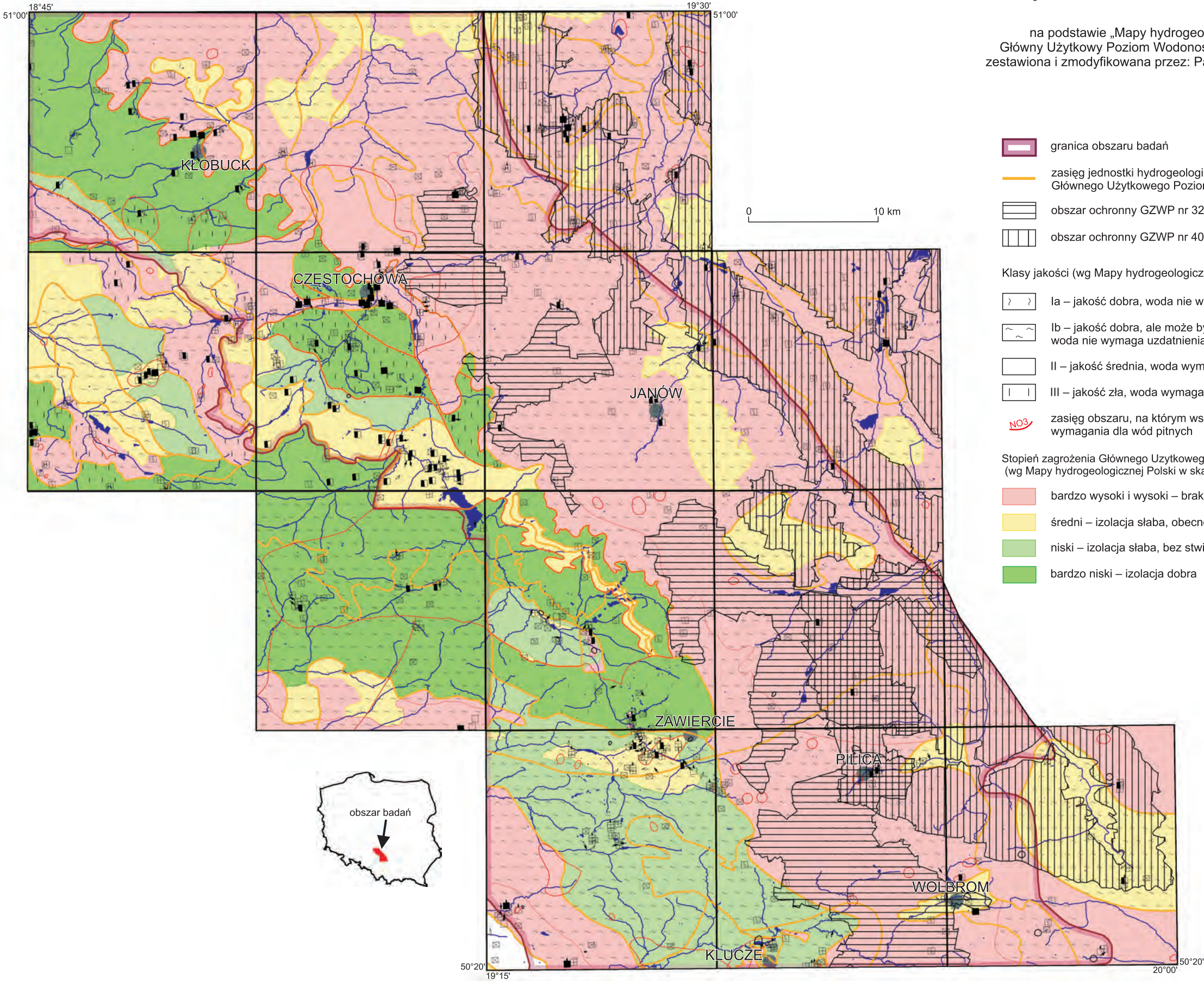
MAPA HYDROGEOLOGICZNA REJONU CZĘSTOCHOWSKO-ZAWIERCIAŃSKIEGO

na podstawie „Mapy hydrogeologicznej Polski
Główny Użytkowy Poziom Wodonośny” w skali 1:50 000
zestawiona i uzupełniona przez: Pacholewski A., Szulik J.



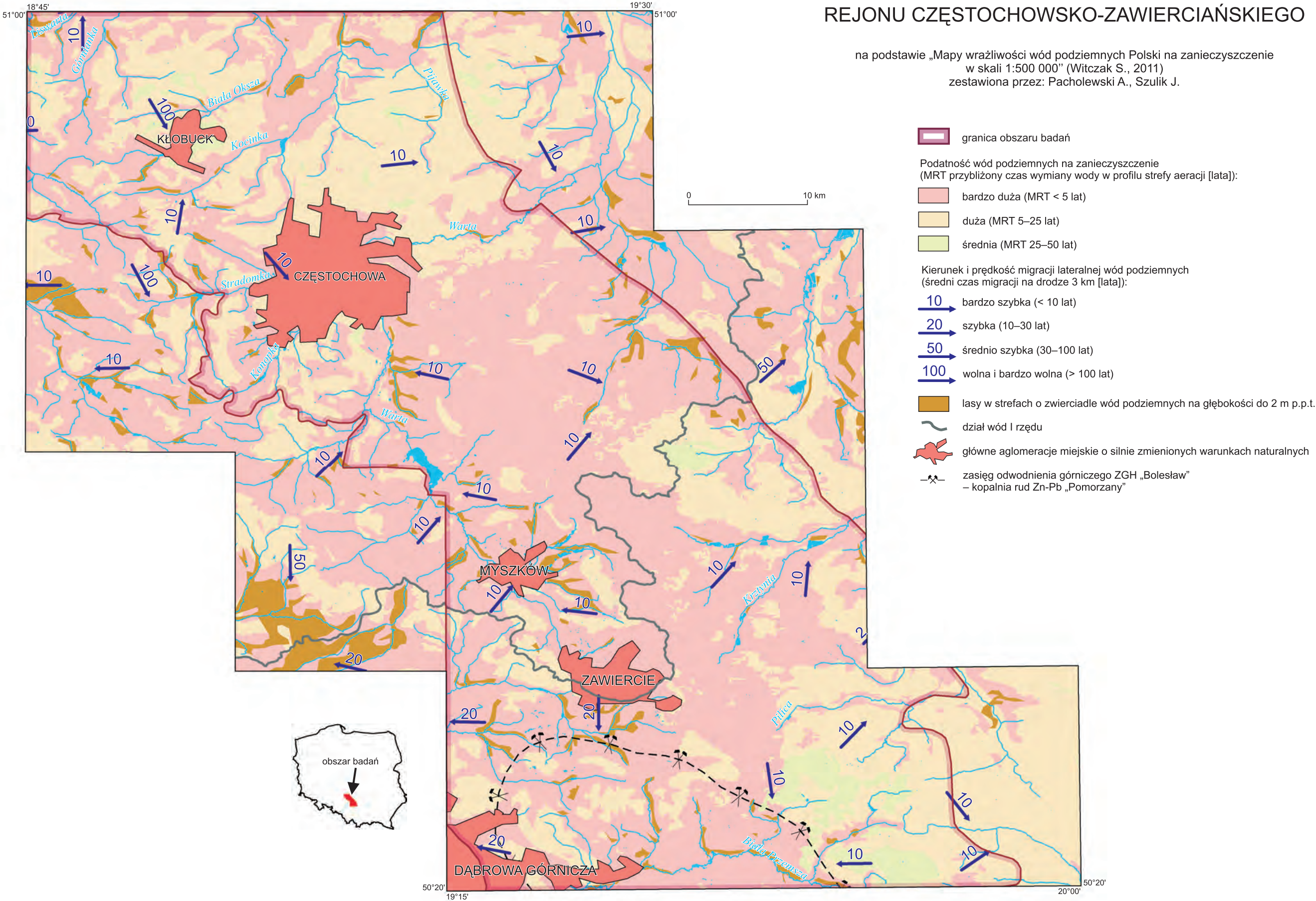
MAPA ZAGROZEŃ I JAKOŚCI WÓD PODZIEMNYCH REJONU CZĘSTOCHOWSKO-ZAWIERCIAŃSKIEGO

na podstawie „Mapy hydrogeologicznej Polski
Główny Użytkowy Poziom Wodonośny” w skali 1:50 000
zestawiona i zmodyfikowana przez: Pacholewski A., Szulik J.



MAPA PODATNOŚCI WÓD PODZIEMNYCH
NA ZANIECZYSZCZENIE
REJONU CZĘSTOCHOWSKO-ZAWIERCIAŃSKIEGO

na podstawie „Mapy wrażliwości wód podziemnych Polski na zanieczyszczenie
w skali 1:500 000” (Witczak S., 2011)
zestawiona przez: Pacholewski A., Szulik J.



REKONSTRUKCJA ZESPOŁÓW BIOHERMALNYCH (Z.B.)
I BASENÓW MIĘDZYBIOHERMALNYCH (B.M.)
UTWORÓW JURY GÓRNEJ JURY POLSKIEJ
Poziomym odniesienia przekroju
jest dolna granica jury górnej J

