



Hydrogeologia regionalna Polski

tom I

Wody słodkie



Państwowy Instytut Geologiczny

Hydrogeologia regionalna Polski

REDAKTORZY NAUKOWI:
Bronisław Paczyński, Andrzej Sadurski

AUTORZY:

- Kazimierz Burzyński, Małgorzata Pruszkowska** – Politechnika Gdańska, Wydział Inżynierii Lądowej i Środowiska, ul. G. Narutowicza 11/12, 80-952 Gdańsk
- Anna Chmura, Andrzej Pacholewski, Jadwiga Wagner** – Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec
- Józef Chowaniec** – Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków
- Wojciech Ciężkowski** – Politechnika Wrocławska, Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii, Pl. Teatralny 2, 50-051 Wrocław
- Stanisław Dąbrowski** – Hydroconsult Sp. z o.o. Biuro Studiów i Badań Hydrogeologicznych i Geofizycznych, ul. Smardzewska 15, 60-161 Poznań
- Jan Dowgiałło** – Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
- Józef Górski, Jan Przybyłek** – Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań
- Piotr Herbich, Bogusław Kazimierski, Jan Mitręga, Zbigniew Nowicki, Bronisław Paczyński, Andrzej Sadurski, Lesław Skrzypczyk, Małgorzata Woźnicka** – Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
- Ryszard Hoc, Piotr Jezierski, Zenon Wiśniowski** – Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Pomorski, ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin
- Jolanta Kachnic, Marek Kachnic, Halina Pomianowska** – Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, ul. Gagarina 9, 87-100 Toruń
- Antoni S. Kleczkowski** – Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków
- Franciszek Knyszyński, Stefan Krajewski, Danuta Malecka, Jerzy J. Malecki** – Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
- Andrzej Kowalczyk, Jacek Rózkowski, Hanna Rubin, Krystyn Rubin** – Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
- Bohdan Kozerski** – Uniwersytet Gdański, Wydział Biologii, Geografii i Oceanologii, al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia
- Maria Kreczko, Mirosław Lidzbarski, Ewa Prussak** – Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk
- Marek Michniewicz** – Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 52-122 Wrocław
- Jacek Motyka** – Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Górnictwa i Geoinżynierii, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków
- Czesław Nowakowski** – Hydroconsult Sp. z o.o. Biuro Studiów i Badań Hydrogeologicznych i Geofizycznych, ul. Marszałkowska 20/22, 00-590 Warszawa
- Jan Prażak** – Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce
- Stanisław Staško** – Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław
- Andrzej Zuber** – Polska Akademia Umiejętności, Wydział IV Przyrodniczy, ul. Sławkowska 17, 31-016 Kraków

Hydrogeologia regionalna Polski

tom I

Wody słodkie

Pod redakcją
Bronisława Paczyńskiego i Andrzeja Sadurskiego



Wykonano na zamówienie Ministra Środowiska
za środki finansowe wypłacone
przez Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej



Ministerstwo Środowiska



Państwowy Instytut Geologiczny

Warszawa 2007

Redaktorzy wydawnictwa:

Halina KAZIMIERCZUK-POGORZELSKA, Teresa LIPNIACKA

Opiniodawcy:

Aleksandra MACIOSZCZYK, Jadwiga SZCZEPAŃSKA

Projekt graficzny okładki i stron działowych

Magdalena SĘDEK

ISBN 978-83-7538-168-9

Akceptował do druku dnia 19.09.2007 r.

Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego

prof. dr hab. Tadeusz M. PERYT

© Copyright by Ministerstwo Środowiska, Warszawa 2007

Projekt i opracowanie typograficzne: Halina KAZIMIERCZUK-POGORZELSKA, Teresa LIPNIACKA

Skład i łamanie: Jadwiga GAC-JACHOWICZ, Halina KAZIMIERCZUK-POGORZELSKA

Państwowy Instytut Geologiczny

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Wydanie I. Nakład 1500 egz.

Druk Remigraf Sp. z o.o.

ul. Ratuszowa 11, 03-450 Warszawa

*Pamięci Profesorów
Zdzisława Pazdry i Antoniego S. Kleczkowskiego
twórców i nauczycieli
polskiej hydrogeologii regionalnej*

SPIS TREŚCI

Słowo wstępne – <i>Bronisław Paczyński, Andrzej Sadurski</i>	11
---	----

Część pierwsza

Zagadnienia ogólne

1. Historia regionalnych badań hydrogeologicznych w Polsce – <i>Antoni S. Kleczkowski, Bronisław Paczyński, Andrzej Sadurski</i>	14
1.1. Wprowadzenie	14
1.2. Okres do I wojny światowej	15
1.3. Okres międzywojenny	16
1.4. Okres powojenny.	17
1.5. Współczesne ośrodki hydrogeologiczne	18
1.6. Obszary zainteresowań i badań	19
1.7. Kierunki dalszych badań hydrogeologicznych	21
2. Typy genetyczne i chemiczne wód podziemnych	25
2.1. Poglądy ośrodka krakowskiego – <i>Anrzej Zuber, Wojciech Ciężkowski</i>	25
2.1.1. Wprowadzenie	25
2.1.2. Typy genetyczne wód podziemnych	29
2.1.3. Metody identyfikacji poszczególnych typów genetycznych wód	30
2.1.4. Przykłady typów genetycznych wód podziemnych.	33
2.1.5. Typy hydrochemiczne wód podziemnych	38
2.2. Poglądy ośrodka warszawskiego – <i>Jan Dowgiałło, Zbigniew Nowicki</i>	43
2.2.1. Wprowadzenie	43
2.2.2. Wody meteoryczne	44
2.2.3. Wody nie pochodzące z opadów atmosferycznych	48
2.3. Klasyfikacje formalne wód podziemnych – definicje – <i>Wojciech Ciężkowski, Anrzej Zuber</i>	52
2.3.1. Wody słodkie i mineralne	53
2.3.2. Wody lecznicze i termalne	54
3. Podstawy regionalizacji hydrogeologicznej – <i>Bronisław Paczyński</i>	56
3.1. Przegląd klasyfikacji regionalnych	56

3.2. Podział regionalny słodkich wód podziemnych	67
4. Ogólna charakterystyka jednostek słodkich wód podziemnych – Bronisław Paczyński	70
4.1. Zbieżność podziałów regionalnych – hydrogeologicznego i jednolitych części wód podziemnych (JCWPd)	70
4.2. Przegląd jednostek hydrogeologicznych.	71
4.2.1. Jednostki prowincji niżowej	71
4.2.2. Jednostki prowincji wyżynnej	76
4.2.3. Jednostki prowincji górskiej	79
5. Związek wód podziemnych z powierzchniowymi w układzie zlewniowym rzek – Piotr Herbich	82
5.1. Zlewnia rzeczna jako system naturalnego obiegu wód podziemnych strefy aktywnej wymiany	82
5.2. Stosunek zlewni powierzchniowej do zlewni podziemnej	83
5.3. Dynamika i charakter wymiany wód rzecznych i podziemnych w zlewniowym układzie krążenia	85
5.4. Równanie bilansu wodnego systemu zlewniowego.	87
5.5. Zlewniowe systemy krążenia wód w głównych regionach hydrogeologicznych	88
5.6. Odpływ podziemny do rzek	89
6. Regionalizacja wód podziemnych Polski w świetle przepisów Unii Europejskiej – Zbigniew Nowicki, Andrzej Sadurski	95
6.1. Wprowadzenie	95
6.2. Wyznaczenie jednolitych części wód podziemnych	98
6.3. Charakterystyka przyrodnicza jednolitych części wód podziemnych	101
6.4. Charakterystyka stanu jednolitych części wód podziemnych	102
6.5. Propozycja regionalizacji hydrogeologicznej Polski wynikająca z Ramowej Dyrektywy Wodnej UE	102
6.6. Podsumowanie	105

Część druga

Charakterystyka hydrogeologiczna regionów wodnych

7. Prowincja Wisły	108
7.1. Region górnej Wisły – Danuta Malecka, Józef Chowaniec, Jerzy J. Malecki	108
7.2. Region środkowej Wisły	159
7.2.1. Subregion środkowej Wisły wyżynny część zachodnia – Andrzej Kowalczyk, Hanna Rubin, Jadwiga Wagner, Krystyn Rubin, Jacek Motyka, Jacek Rózkowski, Andrzej Pacholewski	159
7.2.2. Subregion środkowej Wisły wyżynny – część centralna – Jan Prażak	174
7.2.3. Subregion środkowej Wisły wyżynny – część wschodnia – Stefan Krajewski, Małgorzata Woźnicka	187
7.2.4. Subregion środkowej Wisły nizinny – Piotr Herbich, Bogusław Kazimierski, Franciszek Knyszyński, Jan Prażak, Zbigniew Nowicki	205
7.3. Region dolnej Wisły – Mirosław Lidzbarski, Jolanta Kachnic, Marek Kachnic, Bohdan Kozerski, Maria Kreczko, Halina Pomianowska, Ewa Prussak, Małgorzata Pruszkowska	219
7.3.1. Subregion pojezierny	219
7.3.2. Subregion Żuław Wiślanych	239
7.3.3. Subregion Zalewu Wiślanego	246

7.4. Region Bugu	254
7.4.1. Subregion Bugu wyżynny – <i>Piotr Herbich, Małgorzata Woźnicka</i>	254
7.4.2. Subregion Bugu nizinny – <i>Bogusław Kazimierski, Piotr Herbich</i>	263
7.5. Region Narwi, Pregoty i Niemna – <i>Czesław Nowakowski, Zbigniew Nowicki</i>	277
8. Prowincja Odry	289
8.1. Region górnej Odry – <i>Andrzej Kowalczyk, Anna Chmura, Hanna Rubin, Krystyn Rubin, Jadwiga Wagner</i>	289
8.2. Region środkowej Odry	306
8.2.1. Subregion Sudetów – <i>Stanisław Staško, Marek Michniewicz</i>	306
8.2.2. Subregion środkowej Odry południowy – <i>Stanisław Staško, Andrzej Kowalczyk, Hanna Rubin, Krystyn Rubin</i>	327
8.2.3. Subregion środkowej Odry północny – <i>Stanisław Dąbrowski, Jan Przybyłek, Józef Górski</i>	340
8.3. Region Warty	361
8.3.1. Subregion Warty wyżynny – <i>Andrzej Pacholewski</i>	361
8.3.2. Subregion Warty nizinny – <i>Stanisław Dąbrowski, Jan Przybyłek, Józef Górski</i>	369
8.4. Region dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego – <i>Zenon Wiśniowski</i>	407
9. Prowincja wybrzeża i pobrzeża Bałtyku	427
9.1. Region zachodniopomorski – <i>Ryszard Hoc, Piotr Jezierski</i>	427
9.2. Region wschodniopomorski – <i>Mirosław Lidzbarski, Jolanta Kachnic, Marek Kachnic, Bohdan Kozerski, Maria Kreczko, Halina Pomianowska, Ewa Prussak, Małgorzata Pruszkowska</i>	445

Część trzecia

Zasoby słodkich wód podziemnych, ich wykorzystanie i zagrożenia

10. Zasoby słodkich wód podziemnych Polski – <i>Piotr Herbich, Bronisław Paczyński</i>	464
10.1. Przegląd oceny zasobów regionalnych.	464
10.2. Aktualna ocena zasobów wód podziemnych dostępnych do zagospodarowania.	470
10.3. Ocena stanu zagospodarowania zasobów wód podziemnych	475
11. Pobór wód podziemnych – <i>Lesław Skrzypczyk, Jan Mitrega</i>	477
11.1. Przegląd badań i ocen wielkości poboru	478
11.1.1. Badania ukierunkowane na ustalenie wielkości poboru	478
11.1.2. Ocena wielkości poboru	479
11.2. Wykorzystanie wód podziemnych na podstawie ogólnokrajowych danych statystycznych	481
11.3. Użytkowanie wód podziemnych w ujęciu sektorów gospodarki narodowej.	486
11.4. Uwarunkowania zmian wielkości poboru	487
11.5. Instrumenty prawne i działania administracyjne do prowadzenia racjonalnego poboru wód podziemnych	488
12. Obszary deficytowe w wodę – <i>Piotr Herbich, Zbigniew Nowicki</i>	491
12.1. Rodzaje obszarów deficytowych	491
12.2. Metodyka identyfikacji obszarów deficytowych	492
12.3. Przykłady obszarów deficytowych	493
12.3.1. Województwo mazowieckie.	494
12.3.2. Województwo pomorskie	496

13. Zagrożenia i ochrona słodkich wód podziemnych	498
13.1. Zagrożenia antropogeniczne wód podziemnych – <i>Józef Górski</i>	498
13.1.1. Ogniska zanieczyszczeń.	498
13.1.2. Zróżnicowanie presji ognisk zanieczyszczeń	502
13.1.3. Główne substancje zanieczyszczające	502
13.1.4. Warunki zanieczyszczenia wód podziemnych	504
13.1.5. Zmiany jakości wód w wyniku przemian hydrogeochemicznych.	506
13.1.6. Ocena stopnia degradacji jakościowej zasobów słodkich wód podziemnych w wyniku oddziaływań antropogenicznych.	507
13.1.7. Główne problemy ochrony wód podziemnych	508
13.1.8. Aspekt ilościowy w ochronie zasobów wód podziemnych.	511
13.2. Zagrożenia geogeniczne wód podziemnych na przykładzie ascenzji i ingresji wód słonych – <i>Kazimierz Burzyński</i>	514
13.2.1. Systemy obiegu wód podziemnych w przybrzeżnych warstwach wodonośnych.	516
13.2.2. Równowaga wód słonych i słodkich w warstwie wodonośnej	518
13.2.3. Podsumowanie	522
14. Monitoring wód podziemnych – <i>Bogusław Kazimierski</i>	524
14.1. Monitoring do 2006 roku	524
14.1.1. Monitoring krajowy	524
14.1.2. Monitoring regionalny.	526
14.1.3. Monitoring lokalny	526
14.1.4. Inne sieci monitoringu wód podziemnych	526
14.2. Monitoring po 2006 roku.	527
14.2.1. Akty prawne	527
14.2.2. Organizacja i funkcjonowanie monitoringu wód podziemnych.	529
14.3. Zasady interpretacji danych i wyniki monitoringu	533
14.4. Podsumowanie	535
Indeks rzeczowy	537

Słowo wstępne

Hydrogeologia regionalna Polski jest od 50 lat przedmiotem studiów uniwersyteckich na wydziałach geologii. Pierwsza monografia regionalna wód podziemnych Polski mogła się ukazać dopiero w 1991 roku, po zniesieniu powojennej cenzury, obejmującej również publikacje hydrogeologiczne. Pracę z serii *Budowa geologiczna Polski*, tom VII *Hydrogeologia* pod redakcją J. Malinowskiego, przygotował niewielki zespół naukowców Państwowego Instytutu Geologicznego. Ograniczone środki finansowe i wydawnicze, krótki termin realizacji oraz rezygnacja z rozszerzenia zespołu autorskiego o specjalistów regionalnych spoza PIG sprawiły, że niektóre zagadnienia zostały przedstawione zbyt ogólnie. Dotyczyło to zwłaszcza wód mineralnych, leczniczych i termalnych, a także gospodarki i ochrony wód podziemnych. Mimo tych niedostatków ten pierwszy podręcznik hydrogeologii regionalnej Polski odegrał ważną rolę jako kompendium wiedzy o wodach podziemnych kraju.

Jest rzeczą znamiennej, że wymieniona monografia ukazała się po zakończeniu edycji *Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:200 000* – wielkiej syntezy rozpoznania warunków hydrogeologicznych kraju. Wydanie 64 arkuszy tej mapy pozwoliło zgromadzić dostateczną bazę danych, którą wykorzystano przy opracowaniu tejże monografii. Analogicznie, zakończenie pierwszej fazy prac nad 1069 arkuszami *Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000* umożliwiło przystąpienie w 2004 r. do przygotowania nowego ujęcia hydrogeologii regionalnej naszego kraju. Mapa opracowana jest w wersji cyfrowej, w systemie GIS/Intergraph. W istocie jest to wielka baza danych, pozwalająca na opracowywanie syntez w dowolnej skali i dla dowolnego regionu.

Obecnie prezentowana monografia *Hydrogeologia regionalna Polski* uwzględnia wyniki badań ostatnich piętnastu lat, zwłaszcza opracowań: regionalnych i kartograficznych, dotyczących oceny zasobów dyspozycyjnych, wód mineralnych, leczniczych i termalnych, a także zagrożeń i ochrony wód podziemnych. W publikacji uwzględnione są również zalecenia Ramowej Dyrektywy Wodnej, wynikające z przystąpienia Polski do Unii Europejskiej, co znajduje odzwierciedlenie w ustanowionych i stale nowelizowanych ustawach Sejmu RP, takich jak Prawo wodne oraz Prawo geologiczne i górnicze. Jest to nowe ujęcie zagadnień dotyczących zasobów wód podziemnych w obrębie jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) – jednostek, które znajdują się u podstaw przeglądu regionalnego słodkich wód podziemnych.

Monografia składa się z dwóch tomów. Tom I – Wody słodkie – ma strukturę trójdzielną: w części pierwszej omówiono ogólne problemy hydrogeologiczne, w drugiej – charakterystykę hydrogeologiczną regionów wodnych, a w trzeciej – zasoby wód podziemnych, ich zagospodarowanie i ochronę. Tom II – Wody mineralne, lecznicze i termalne oraz kopalniane – ujęty jest w dwóch częściach: pierwsza prezentuje wody mineralne, lecznicze i termalne, a druga – wody kopalniane, które obejmują wszystkie wcześniej wymienione typy wód, a występowanie ich związane jest z obszarami eksploatacji kopalni.

Prezentowana praca jest projekcją wyników badań hydrogeologicznych w skali przeglądowej, z racji całościowego ujęcia problemów wód podziemnych. Szczegółowe syntezy warunków hydrogeologicznych

są właściwe opracowaniom regionalnym przedstawiającym zagadnienia w skali danego regionu hydrogeologicznego lub zlewni rzeki.

W realizacji monografii wzięło udział 50 naukowców ze wszystkich ośrodków hydrogeologicznych w Polsce, tj. z Gdańska, Kielc, Krakowa, Poznania, Sosnowca, Szczecina, Torunia, Wrocławia i Warszawy. Zespół autorski prezentuje różne poglądy i szkoły hydrogeologiczne o długiej tradycji. Najbardziej odmienne poglądy na temat genezy wód opatrzone adnotacją redakcyjną, licząc na jednoznaczne wyjaśnienie wielu spornych kwestii w najbliższej przyszłości.

Celem zespołu autorskiego jest prezentacja najnowszego rozpoznania warunków hydrogeologicznych Polski, uwzględniającego genezę wód podziemnych, systemy ich krążenia, sposoby formowania zasobów, związki z wodami powierzchniowymi oraz użytkowanie i zagrożenie zasobów na tle nowego podziału hydrogeologicznego kraju.

W spisie literatury do każdego rozdziału zamieszczono cytowane pozycje, które głównie należą do polskiej literatury fachowej. Zatem jest to prezentacja dorobku polskich ośrodków hydrogeologicznych i aktualnego stanu wiedzy na temat występowania wód podziemnych w kraju. Z racji ograniczonego rozmiaru pracy nie było możliwe zamieszczenie spisu wszystkich materiałów źródłowych, tj. tysięcy projektów badań i dokumentacji dotyczących ujęć, głównych zbiorników wód podziemnych, regionów hydrogeologicznych i zlewni rzek. Wybrano jedynie te, które zawierały nowe wyniki badań dużych obszarów oraz dotyczące modelowania przepływu wód podziemnych w skali regionalnej.

Publikacja przeznaczona jest dla szeroko rozumianej administracji wodnej i geologicznej, pracowników przedsiębiorstw projektowych i wykonawczych branży geologicznej, wiertniczej i wodociągowej. Może być z powodzeniem wykorzystana przy ocenie zagrożeń zasobów wodnych oraz przy podejmowaniu działań zmierzających do ochrony środowiska. Odbiorcami monografii mogą być również specjaliści w dziedzinie planowania przestrzennego. Książka adresowana jest również do studentów studiów uniwersyteckich i politechnicznych, między innymi takich specjalności jak: hydrogeologia, geologia inżynierska, melioracja, ochrona środowiska itp.

Prezentowana monografia powstała z inicjatywy Komisji Hydrogeologii przy Komitecie Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk na zamówienie Departamentu Geologii i Koncesji Geologicznych Ministerstwa Środowiska. Jej opracowanie, prace redakcyjne i druk zostały sfinansowane przez Narodowy Fundusz Gospodarki Wodnej i Ochrony Środowiska.

Autorzy i redaktorzy monografii składają podziękowania profesor Aleksandrze Macioszczyk i profesor Jaldwidze Szczepańskiej za liczne wskazówki oraz cenne uwagi formalne i merytoryczne, które uwzględniono w finalnej wersji opracowania.

Warszawa, wrzesień 2007 r.

Bronisław Paczyński i Andrzej Sadurski

Część pierwsza

Zagadnienia ogólne



1. Historia regionalnych badań hydrogeologicznych w Polsce

1.1. Wprowadzenie

Hydrogeologia jako samodzielna dziedzina nauki powstała w Polsce w końcu XIX w. Początkowo geolodzy zajmowali się głównie: źródłami, wodami zmineralizowanymi o właściwościach leczniczych, zaopatrzeniem ludności w wodę oraz odwodnieniem kopalń. Warto przypomnieć tu pionierskie prace L. Zejsznera (1844), E. Romera (1890, 1913), S. Zaręcznego (1894) oraz T. Wiśniowskiego (1903a, b, 1904). Przed I wojną światową na ziemiach polskich wodami podziemnymi zajmowali się geolodzy niemieccy, rosyjscy i austrijscy. Największy wpływ na rozwój hydrogeologii polskiej mieli: E. Dathe (1892, 1901, 1905), O. Tutkowski (1898), N. I. Krisztafowicza (1902), A. Tornquist (1910), F. Frech (1912, 1913) i K. Keilhack (1912, 1917). W ośrodku krakowskim już pod koniec XIX w. wprowadzono istniejące do dnia dzisiejszego terminy: warstwa wodonośna, warstwa nieprzepuszczalna, spadek zwierciadła wody, współczynnik przepuszczalności, próbne pompowanie czy wydajność studni (R. Ingarden 1896; S. Zaręczny 1897).

Pierwszy etap rozwoju hydrogeologii, tj. do wybuchu I wojny światowej, przebiegał odrębnie w każdym z trzech zaborów i wyraził się dość skromnym dorobkiem. Bardziej znaczący rozwój tej dziedziny nauki związany jest okresem 1918–1944 r. Prowadzono wtedy badania nad strukturami o warunkach artezyjskich, zajmowano się wodami mineralnymi w polskich uzdrowiskach, ujęciami wody do zaopatrzenia rozwijających się miast oraz czwartorzędowymi poziomami wodonośnymi, szeroko rozprzestrzonymi w Polsce. Opublikowano wówczas pierwsze podręczniki poświęcone wodom podziemnym.

Najbardziej dynamiczny rozwój hydrogeologii nastąpił po zakończeniu II wojny światowej. Przy Centralnym Urzędzie Geologii, który pełnił funkcję resortu, powołano w 1951 r. Departament Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej. Zorganizowano przedsiębiorstwa hydrogeologiczne w dużych miastach oraz wprowadzono specjalność hydrogeologia w szkolnictwie wyższym. W latach 60. ubiegłego wieku tylko akademickie ośrodki: Krakowa, Warszawy i Wrocławia kształciły hydrogeologów. Obecnie specjalność ta znajduje się w programach uczelni w Krakowie, Poznaniu, Warszawie, Wrocławiu i Sosnowcu.

Głównymi obszarami zainteresowań polskiej hydrogeologii pozostają nadal: odwodnienia i prognozy skutków likwidacji kopalń, rozpoznanie i ochrona zasobów wód podziemnych, projektowanie i eksploatacja ujęć wód podziemnych, kartografia hydrogeologiczna, zasoby wód mineralnych i termalnych, warunki występowania wód podziemnych dla potrzeb planowania przestrzennego, modelowanie przepływu wód i migracji zanieczyszczeń oraz prognozy zmian zasobów wód podziemnych. Poważnym utrudnieniem rozwoju polskiej hydrogeologii, aż do późnych lat osiemdziesiątych, była cenzura, utrudniająca publikowanie wyników badań.

Zastosowanie metod komputerowych, zwłaszcza w zakresie modelowania przepływu i zmian chemizmu wód, grafiki komputerowej i tworzenia cyfrowych baz danych stworzyło zasadniczy postęp w interpretacji i prezentacji wyników badań, zwłaszcza kartograficznych, czego przykładem jest *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000* (1996–2004).

1.2. Okres do I wojny światowej

Za prapoczątki hydrogeologii polskiej uznać należy bardzo ożywione poszukiwania i opisy solanek zapoczątkowane po pierwszym rozbiore Polski w 1772 r., kiedy to kopalnie soli Wieliczka i Bochnia przypadły Austrii. Rozpoczęto też uszczegółowiać analizy wód mineralnych, zwłaszcza obszaru Karpat i Sudetów. Szczegółowe badania solanek oraz analizy wód mineralnych przeprowadzone w XIX wieku znacznie wyprzedziły inne poczynania hydrogeologiczne. Hydrogeologia wód zmineralizowanych rodziła się wcześniej niż wód słodkich, zwanych też zwykłymi. Ta ostatnia nazwa wywodzi się z podziału źródeł mineralnych wg E. Hintza, L. Grünhuta (1907) i K. Keilhacka (1912 s. 377) i jest odpowiednikiem *akratopege: einfache kalte Quelle* – czyli zwykłe, proste zimne źródło.

W regionalnych, dziewiętnastowiecznych opisach geologicznych nie charakteryzowano zwykle wód podziemnych, a jedynie źródła. Tak jest w przypadku G.G. Puscha (1833–1836), który w swym podstawowym dziele *Geognostische Beschreibung von Polen...* wprowadzał podrozdziały (paragrafy) pod nazwą: *Quellenführung*, czy też znacznie później, S. Zaręczny (1894) również wprowadził je w objaśnieniach do zeszytu trzeciego *Atlasu Geologicznego Galicji*. W 1844 roku na łamach rocznika *Biblioteka Warszawska* ukazały się artykuły L. Zejsznera i J.B. Puscha, dotyczące temperatury źródeł tatrzańskich oraz źródeł okolic Warszawy.

Za prapoczątki hydrogeologii praktycznej można by uznać sztolnie odprowadzające wodę z olkuskich kopalń srebronośnych kruszców ołowiu, czy też roboty odwodnieniowe w dolnośląskich kopalniach węgla kamiennego.

Polska hydrogeologia rodzi się na przełomie XIX i XX w. na terenach zaboru rosyjskiego i austriackiego. Jej początki są związane z budową wodociągów ujmujących wody podziemne (J. Niedźwiedzki 1885, 1915; E. Romer 1890, 1913; R. Ingarden, 1896; S. Zaręczny 1894, 1897) oraz z cyklem wykładów akademickich i politechnicznych poruszających zagadnienia związane z występowaniem i składem chemicznym wód podziemnych (T. Wiśniewski, 1903a, b i 1904; J. Niedźwiedzki, 1906–1915).

Równocześnie, w latach 1906–1908, R. Rosłowski publikuje pierwsze prace dotyczące matematycznego opisu ruchu wód podziemnych. W tym okresie wprowadzano polską terminologię dotyczącą wód podziemnych, w tym terminy: „hydrogeologia” i „hydrogeologiczny”, co stało się przypuszczalnie pod wpływem literatury w języku rosyjskim, w której terminy te były już używane (N.I. Krisztafowicz, 1902). Praca Krisztafowicza opublikowana w języku polskim może być uważana za pierwszą rozprawę z dziedziny hydrogeologii regionalnej.

W tym czasie, na terenie zaboru rosyjskiego, działały polskie firmy wiertnicze. Najbardziej znane (założone w 1894 r.) było Biuro Techniczne Inż. Rychłowski, Wehr i S-ka. Zebrany przez spółkę materiał geologiczny został wydany w 1917 r. jako monografia pt. *Materiały do hydrologii Królestwa Polskiego i ziem przyległych*, a więc prawie u progu niepodległości Polski. Firma ta w 1896 r. nawierciła w Warszawie (na Pradze) wody „zmineralizowane” poziomu oligoceńskiego, które nazwano drugim poziomem wglębnych wód artezyjskich. Próbkę z wierceń B. Rychłowski przekazywał Zakładowi Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Współpracował też z pracownią geologiczną Muzeum Przemysłu i Rolnictwa w Warszawie. Biuro Wiertnicze i Robót Górniczych M. Łempicki i S-ka z siedzibą w Sosnowcu odegrało również znaczącą rolę w rozpoznawaniu wód podziemnych (M. Łempicki, 1912). Natomiast P. Tutkowski (1898) publikuje dokumentacyjne dane hydrogeologiczne ze studzien artezyjskich (m.in. analizy wody) w wychodzącym w Puławach (Nowo Aleksandrii) w latach 1896–1914 roczniku *Jeżegodnik po Mineralogii i Geologii Rosji*. I.E. Sińcow (1905 i 1909) podaje dane o kopanych i wierconych studniach państwowego monopolu spirytusowego. Wiadomości hydrogeologiczne dotyczące tych obszarów Polski zawiera też *Gornyj Żurnal* (wychodzący od 1825 r.). W 1911 r. J. Lewiński ogłasza drukiem opis wód podziemnych północnej części Królestwa Polskiego (w języku rosyjskim), w wydawnictwie *Trudy*. Wody krasowe w rejonie Buska scharakteryzował L. Sawicki (1919).

Na obszarze zaboru pruskiego badania hydrogeologiczne prowadził głównie, powstały w 1873 r. w Berlinie, Królewski Geologiczny Urząd Krajowy, działający wspólnie z berlińską Akademią Górniczą. W rocznikach tego urzędu (*Jahrbuch*, 1903–1915) opublikowano katalogi wierceń (częściowo z danymi hydrogeologicznymi). Od 1893 r. istnieje polska firma budowy studzien kopanych i wiertnictwa studziennego Jana Kopczyńskiego. Początkowo prowadziła prace na prowincji, później w Poznaniu, jej zasługą jest uwypuklenie hydrogeologicznej roli pradolin. Wiadomości o wodach podziemnych zawierają monografie geologiczne Pomorza (W. Deecke, 1907) i Prus Wschodnich (A. Tornquist, 1910; K. Keilhack 1917). Wody mineralne Sudetów opisują: E. Dathe (1892, 1901, 1905) i F. Frech (1912, 1913); solanki Górnego Śląska R. Michael (1914), a F. Beyschlag (1913) solanki Kujaw.

Gwałtowny rozwój urbanizacji w ostatnich dekadach XIX w. spowodował skokowy wzrost zapotrzebowania na wodę, którego nie były w stanie pokryć systemy płytkich studzien i skromne zasoby wód powierzchniowych (np. w Łodzi), zwłaszcza wobec braku centralnych wodociągów komunalnych (A. Rychłowski, 1903). Był to im-

puls do szybkiego opanowania techniki wiertniczej w budowie studzien, których głębokość często przekraczała 1000 m. Znacznie wolniejszy był postęp w opanowaniu konstrukcji pomp głębinowych. Dlatego też ogromne znaczenie miało odkrycie wód artezyjskich oligocenu niecki mazowieckiej, kredy górnej regionu gdańskiego, kredy dolnej i górnej niecki łódzkiej, miocenu Niziny Wielkopolskiej i innych regionów Polski, umożliwiające eksploatację wód podziemnych w warunkach samowypływu.

Ogromna liczba głębokich otworów studziennych, wykonanych do czasu wybuchu I wojny światowej, umożliwiła zagospodarowanie znacznych zasobów wód podziemnych i stymulowała istotny postęp w badaniach hydrogeologicznych, czego wynikiem było pojawienie się pierwszych syntez regionalnych (R. Rosłoński, 1925, 1926, 1927). Okres ten można przyjąć za rzeczywiste narodziny hydrogeologii regionalnej, jako odrębnej dyscypliny naukowej, która wychodząc z „opłotków” opisu powierzchniowych przejawów wód podziemnych śmiało opanowała podziemną hydrosferę.

1.3. Okres międzywojenny

Działalność hydrogeologiczna R. Rosłońskiego (1880–1956) dominuje okres międzywojenny. Podręcznik inżynierski S.W. Bryły wydany w 1928 r. stanowił kompendium wiedzy o wodach podziemnych, które zostało zawarte w rozdziale pt. *Hydrogeologia w zakresie nauki o wodach podziemnych...* autorstwa R. Rosłońskiego. W podręczniku *Hydrologia* K. Pomianowskiego i in. (1934) część II nosi tytuł *Wody gruntowe* i obejmuje 316 stron druku. Autorzy tego dzieła dziękują R. Rosłońskiemu za udzielenie pomocy w napisaniu rozdziału o hydrogeologii ziem Polski. Podręczniki te świadczą o nauczaniu w zakresie badania wód podziemnych na uczelniach politechnicznych Lwowa i Warszawy. Działalność hydrogeologiczna R. Rosłońskiego, pioniera tej dziedziny w Polsce, spina kłamrą trzy ważne okresy rozwoju hydrogeologii polskiej. Na początku XX wieku,

w latach 1906, 1907 i 1908, ogłosił prace z dynamiki wód podziemnych, po roku 1919 – z hydrogeologii regionalnej, w których opisał również wody mineralne, a w pracy z 1926 r. wykazał, że retencja wód podziemnych (retencja gruntowa) jest w Polsce niewielka, stąd ubóstwo wodne kraju. Wskazał również na konieczność ustanawiania stref ochronnych ujęć wód podziemnych na przykładzie wód mineralnych w Krynicy (1924).

R. Rosłoński, pracując od chwili założenia (1919 r.) w Państwowym Instytucie Geologicznym (PIG) jako hydrolog, zorganizował placówkę badawczą wód podziemnych (Wydział Hydrologiczny, później Hydrogeologiczny) działającą od 1923 r. Tuż przed wybuchem wojny wraz z J. Samsonowiczem opracował arkusz Łódź–Piotrków mapy hydrogeologicznej w skali 1:300 000. Materiały, do prawie gotowej mapy, zaginęły w czasie zawie-

ruchy wojennej. Przeprowadził również badania terenowe dla arkusza Radom i Lwów, rozpoczął wstępne prace dla arkusza Kielce. Równoległe z działalnością badawczą w PIG R. Rosłoński prowadził wykłady na Politechnice Lwowskiej aż do 1945 r., a następnie po 1945 r. na Akademii Górniczej i Politechnice w Krakowie.

Po 1918 r. badania hydrogeologiczne na ziemiach zachodnich (które przypadły Polsce po 1945 r.) kontynuował przede wszystkim Pruski Geologiczny Urząd Krajowy. Główne zainteresowanie badawcze Urzędu skupiało się na wodach w warstwach czwartorzędowych, zwłaszcza dolin i pradolin oraz wodach artezyjskich poziomów paleogenu i neogenu, a także na wodach mineralnych Sudetów (G. Berg, 1925, 1928) i Niżu Polskiego (O. v. Linstow, 1925, 1929; R. Rosłoński, 1926 i L. Kowalski, W. Goetel, 1936).

W orbitę zainteresowań wodami podziemnymi zostali wciągnięci tacy wybitni geolodzy jak J. Samsonowicz (1928, 1930, 1934 i 1942) – niecka łódzka, niecka mazowiecka, wody mineralne Ciechocinka czy też J. Lewiński (1921) i R. Rosłoński (1922, 1923, 1924a,b i 1925) – niecka warszawska oraz Karpaty. Owocem współpracy tych geologów z firmą B. Rychłowskiego było wydanie przez Państwowy Instytut Geologiczny katalogu wierceń – *Materiały do hydrologii Rzeczypospolitej Polskiej* (B. Rychłowski, 1930). Materiały te, razem z okazami pró-

bek z wierceń, stały się zaczątkiem Archiwum Wierceń Państwowego Instytutu Geologicznego.

Wodami podziemnymi interesował się w tym okresie również J. Czarnocki. Przeprowadził on szereg ekspertyz dla wodociągu kieleckiego. Interesował się też solankami Buska i Solca.

Już w latach 30. XX w. zwrócono uwagę na radioaktywność wód podziemnych (S. Grabianka, 1934) dając podstawy do powojennych badań nad ich składem izotopowym.

Artezyjskie wody Warszawy były przedmiotem zainteresowania J. Samsonowicza (1942). Wcześniej J. Samsonowicz (1928, 1934) opisał solanki w Łęczyckim oraz wprowadził własne spostrzeżenia hydrogeologiczne do objaśnień arkusza mapy Opatów, w skali 1:100 000.

Z omawianym okresem łączy się szereg opracowań dotyczących hydrogeologii Górnego Śląska, głównie wodonośnego triasu (R. Michael, 1914; J. Lewiński, 1911; R. Rosłoński, 1926; W. Łuczaków, 1926; L. Kowalski, 1926, 1928 i 1936).

W latach okupacji (1939–1944), w skrajnie trudnych warunkach, trwały niektóre działania w zakresie badań wód podziemnych. Kontynuowano zbieranie materiałów z tej dziedziny (R. Rosłoński), a także opracowywano słownictwo hydrogeologiczne w ramach wcześniej nawiązanej współpracy międzynarodowej (S. Bac i in., 1946).

1.4. Okres powojenny

Ostatnie półwiecze rozwoju polskiej hydrogeologii regionalnej należy podzielić na kilka okresów. Lata 1945–1950, które niewiele przyniosły w zakresie rozpoznania wód podziemnych, ukazało się wówczas zaledwie kilka publikacji o tej tematyce, m.in. W. Chajeca (1948, 1949) i J. Czarnockiego (1949). Faktyczne narodziny nowoczesnej hydrogeologii nastąpiły w latach 1951–1960. Prace badawcze były wspomagane finansowo i organizacyjnie przez powstały wówczas Centralny Urząd Geologii. Od 1961 r. hydrogeologia rozwija się wszechstronnie, wchodzi w swój „złoty wiek”. Okres syntez hydrogeologicznych dla całego obszaru Polski to ostatnie dziesięciolecie XX wieku.

Powołanemu w 1919 r. Państwowemu Instytutowi Geologicznemu powierzono, obok zadań geologicznych, również zadania hydrologiczne, w dzisiejszej terminologii – hydrogeologiczne. Po II wojnie światowej, po odbudowie Instytutu i reaktywowaniu jego działalności powstał Zakład Hydrogeologii, który oprócz doraźnych opinii i projektów skupił się na dwóch kierunkach:

- kartografii hydrogeologicznej
- badaniach regionalnych.

Kartografia hydrogeologiczna została objęta badaniami statutowymi PIG. W ramach tej działalności opracowywano koncepcje, instrukcje, organizację badań i reali-

zacje map seryjnych, i atlasów wód podziemnych we wszystkich skalach, od przeglądowych (1:1 000 000) do szczegółowych (1:25 000). We współczesnej polskiej kartografii hydrogeologicznej, należącej do światowej czołówki, wyróżnia się cztery etapy realizacji zadań:

- ukończenie w latach 60. XX w. dwuplanszowej (A i B) mapy arkuszowej w skali 1:300 000;
- opracowanie syntetycznej mapy w skali 1:1 000 000 z podziałem regionalnym Polski i charakterystyką starszych od plejstoceńskich pięter wodonośnych (C. Kolago, 1970);
- realizację w latach 70. XX w. wersji poligraficznej *Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:200 000* z drukowaną bazą danych w ramach każdego arkusza;
- zakończenie w 2004 r. opracowania 1069 arkuszowej, cyfrowej *Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000*, wykonanej w systemie GIS/Intergraph z numeryczną bazą danych w systemie Oracle. Prace nad rozbudowaniem mapy o dodatkowe warstwy informacyjne są w toku.

Hydrogeologiczne badania regionalne, podjęte w końcu lat 50. XX w. i prowadzone intensywnie przez następne 15 lat, miały podstawowe znaczenie dla rozpoznania wód podziemnych kraju, zwłaszcza dla ocen ich zasobów, zaopatrzenia ludności i przemysłu w wodę, a także zagrożeń wodnych w szybko rozwijającym się górnictwie. PIG odegrał tu ważną rolę opracowując w ciągu 11 lat hydrogeologiczne dokumentacje regionalne w skali od 1:500 000 do 1:200 000 dla ponad 1/3 powierzchni kraju: niecka mazowiecka (1960–1962), kreda lubelska (1963–1965), niecka szczecińska (1966–1968) i niecka mogileńska (1969–1971). Wymienione opracowania regionalne, uzupełnione dokumentacjami wykonanymi

przez przedsiębiorstwa i wyższe uczelnie, pozwoliły na przygotowanie pierwszej regionalnej syntezy dla całej Polski w skali 1:500 000, zamkniętej prognozą zasobów perspektywicznych Polski w wysokości 13,7 km³/rok, która jest nadal aktualna (J. Malinowski red., 1976).

Kierunek badań regionalnych PIG jest kontynuowany i wyznaczony publikacjami: *Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1:500 000* (J. Malinowski red., 1976; B. Paczyński red., 1995), *Atlas hydrogeochemiczny Polski w skali 1:2 000 000* (S. Turek red., 1977), *Groundwater in Poland* (B. Paczyński, A. Rózkowski, 1990), pierwszej monografii regionalnej kraju (J. Malinowski red., 1991), a także *Mapa wód mineralnych i leczniczych Polski w skali 1:1 000 000* (B. Paczyński, Z. Płochniewski, 1996). Wprowadzono również nową dziedzinę regionalnych badań hydrogeologicznych – waloryzację (wartościowanie) poziomów wodonośnych i zbiorników wód podziemnych, umożliwiającą ocenę ich znaczenia dla gospodarki wodnej oraz ochrony środowiska naturalnego (B. Paczyński red., 2003).

Innym ważnym kierunkiem badań regionalnych jest ocena naturalnego, pierwotnego stanu jakości wód nieprzeobrażonych antropogenicznie w głębokich strukturach hydrogeologicznych (SNPA – B. Paczyński, 2002). Zbiorniki te, lub poziomy wodonośne, stanowiące swoiste pomniki przyrody, powinny być szczególnie chronione i zachowane dla przyszłych pokoleń.

Od połowy lat 70. XX w. kontynuowany jest przez PIG monitoring stanów wód podziemnych (SOH), a od 1990 r. prowadzony jest monitoring jakości wód podziemnych w sieci krajowej (T. Hordejuk, 1996, 1998).

1.5. Współczesne ośrodki hydrogeologiczne

Głównymi ośrodkami, w których rozwija się hydrogeologia oraz nauki jej pokrewne – na uczelniach (nauczanie, badania naukowe), w instytutach (badania naukowe), w przedsiębiorstwach hydrogeologicznych (głównie geologia praktyczna), są: Kraków, Warszawa, Wrocław, Sosnowiec, Katowice, Gliwice, Zabrze, Gdańsk i Poznań, a także w mniejszej skali – Kielce, Częstochowa i Toruń.

Ośrodki naukowo-dydaktyczne w Polsce, które najwcześniej (po 1945 r.) zaczęły funkcjonować jako ośrodki badań i szkolenia, to: Kraków, Warszawa i Gdańsk, co związane było z działalnością R. Rosłńskiego i R. Krajewskiego oraz J. Gołąba i Z. Pazdry.

Kolejna uczelniana placówka hydrogeologiczna powstała we Wrocławiu w 1970 r. gdzie M. Różycki zorga-

nizował Zakład Hydrogeologii na Wydziale Nauk Przyrodniczych Uniwersytetu Wrocławskiego. W 1975 r. powołano Uniwersytet Śląski w Sosnowcu, w którym A. Rózkowski zorganizował Zakład Hydrogeologii w obrębie Wydziału Nauk o Ziemi. Należy tu wspomnieć, że A. Rózkowski prowadził już wcześniej Pracownię Hydrogeologii w Oddziale Górnośląskim PIG. Podobna sytuacja miała miejsce w Poznaniu, gdzie w 1961 r. powołano w Instytucie Gospodarki Komunalnej Pracownię Hydrogeologiczną, a od 1970 r. Zakład Ujęć i Ochrony Wód, którymi kierował T. Błaszcyk. W 1990 r. Zakład ten in corpore przeniósł się do Instytutu Geologii Uniwersytetu Adama Mickiewicza. Najmłodszym ośrodkiem jest powołany w 1997 r. Zakład Geologii i Hydrogeologii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu. Powstał on na bazie zorganizowanego w 1945 r. przez J. Passendorfera Zakładu Geologii.

Państwowy Instytut Geologiczny od 1945 r. zatrudniał hydrogeologów. W 1947 r. J. Gołąb zorganizował pra-

cownię hydrogeologiczną, która po powiększeniu zespołu badawczego została przekształcona Zakład Hydrogeologii, a ten w latach 70. ubiegłego stulecia połączony został z Zakładem Geologii Inżynierskiej.

Zagadnienia hydrogeologiczne stanowią istotną domenę działania Departament Geologii i Koncesji Geologicznych w Ministerstwie Środowiska, który podlega Głównemu Geologowi Kraju.

Rolę integrującą środowisko hydrogeologów odgrywały i odgrywają wydawnictwa geologiczne, w tym największe – PIG Zakład Publikacji, dydaktyczno-naukowe wydawnictwa uczelni wyższych, konferencje i sympozja naukowe, Komisja Dokumentacji Hydrogeologicznych (KDH) działająca od 1955 r., początkowo przy CUG, a obecnie w Ministerstwie Środowiska oraz Komisja Hydrogeologiczna przy Komitecie Nauk Geologicznych PAN oraz Polski Oddział Międzynarodowej Asocjacji Hydrogeologów.

1.6. Obszary zainteresowań i badań

Obszary zainteresowań i badań hydrogeologicznych wyrażone zostały poprzez podręczniki i wydane instruktaże oraz mapowe ujęcia dotyczące całej Polski.

Obecnie możliwe jest tylko syntetyczne wskazanie na to co budziło, artykułowane publikacjami i opracowaniami archiwalnymi, zainteresowanie hydrogeologów w Polsce. Aktualnie trwają prace nad udokumentowaniem głównych zbiorników wód podziemnych i według stanu na 2006 r. prawie połowa ogólnej liczby zbiorników została już udokumentowana.

Hydrogeologia polska ostatnich dziesięcioleci przyczyniła się do rozwiązania własnych trudnych problemów, a także spełniła służebną rolę dla kilku ważnych dziedzin gospodarki. Wody podziemne pokrywają w Polsce ponad 50% ogólnego zapotrzebowania (bez wód chłodniczych) i w jeszcze wyższym stopniu zapewniają wodę dla ludności. Udział wód podziemnych w zaspokojeniu potrzeb ulega z czasem zwiększeniu. Wyniki badania hydrogeologicznych umożliwiają prawidłową eksploatację wód leczniczych, dają podstawę do wykorzy-

stania wód podziemnych do produkcji i rozprowadzania butelkowanych wód wysokiej jakości oraz umożliwiają wykorzystanie takich wód w ogólnodostępnych zdrojach, np. wody z warstw oligoceńskich w Warszawie, czy też jurajskich w Krakowie.

Bez rozpoznania hydrogeologicznego i opracowania prognoz zawodnienia i zagrożenia wodnego nie byłaby możliwa eksploatacja takich kopalni jak: węgiel kamienny, węgiel brunatny, rudy cynku i ołowiu, rudy miedzi i srebra oraz rudy siarki. Badania hydrogeologiczne były i są niezbędne dla wszystkich działów budownictwa wodnego i lądowego.

W latach 1980–2005 nastąpiło wielkie ożywienie w zakresie regionalnych syntez hydrogeologicznych Polski (zasoby, zagrożenia i ochrona wód podziemnych, wody mineralne i termalne) tak w ujęciu kartograficznym, jak i tekstowym. Okres ten przyniósł takie znaczące opracowania, jak:

– *Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej*

ochrony w skali 1:500 000 (A. S. Kleczkowski red., 1990) oraz towarzyszące publikacje stanowiące uzupełnienie objaśnień mapy;

– *Mapa przeobrażeń hydrogeologicznych pod wpływem działalności górnictwa w Polsce na tle warunków środowiskowych w skali 1:500 000* (Z. Wilk red., 1990),

– *Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego w skali 1:500 000* (W. Górecki red., 1990);

– *Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim w skali 1:500 000* (W. Górecki red., 1995);

– *Mapa lokalizacji większych zbiorników wodnych i ognisk zanieczyszczeń na tle pierwszego poziomu użytkowego wód podziemnych w Polsce w skali 1:750 000* (C. Królikowski i in., 1992),

– *Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1:500 000. Systemy zwykłych wód podziemnych. Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych* (B. Paczyński red., 1995);

– *Mapa wód mineralnych i leczniczych Polski w skali 1:1 000 000* (B. Paczyński, Z. Płochniewski, 1996);

– *Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim w skali 1:1 000 000* (L. Bojarowski red., 1996);

– *Mapy składów izotopowych infiltracji holoceniowej na obszarze Polski* (K. d'Obryn i in., 1997);

– *Mapa wstępnej waloryzacji głównych zbiorników wód podziemnych w skali 1:500 000* (B. Paczyński red., 2003);

– *Mapa perspektywicznych i dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych w regionach wodnych w skali 1:500 000* (P. Herbich i in., 2003);

Cyfrowa *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:500 000*, zrealizowana w latach 1996–2004, jest w istocie bazą danych, wyposażoną w interfejs graficzny. Mogła powstać w tak krótkim czasie dzięki bankom danych hydrogeologicznych, a zwłaszcza Bankowi HYDRO, którego zręby powstały w połowie lat 70. XX w.

Centralny Bank Danych Hydrogeologicznych (Bank HYDRO) jest bazą danych, w której gromadzone są informacje pochodzące z dokumentacji hydrogeologicznych ujęć oraz wchodzących w ich skład otworów studziennych, badawczych, piezometrycznych oraz źródeł

ujmujących wody podziemne zwykłe, lecznicze, termalne oraz solanki. Zakres informacji przechowywanych w bazie obejmuje:

- lokalizację ujęcia oraz obiektu hydrogeologicznego,
- dane wiertnicze oraz litostratygraficzne,
- pomiarowe i obliczeniowe dane hydrogeologiczne,
- wyniki analiz fizykochemicznych próbek wody i rozpuszczonych w niej gazów.

Aktualnie Bank HYDRO zawiera dane o ponad 124 tysiącach obiektów hydrogeologicznych z obszaru całego kraju, w tym o 1000 obiektach ujmujących wody lecznicze, termalne i solanki. Dane są przechowywane w relacyjnej bazie danych ORACLE. Narzędziami do obsługi bazy są aplikacje:

– Hydro2000plus – służąca do wprowadzania, modyfikacji, przeglądania, selekcji i udostępniania danych atrybutowych;

– GeoHydro/Geomedia – mająca pełną funkcjonalność aplikacji Hydro2000plus, umożliwiająca ponadto przeglądanie i udostępnianie danych GIS, wykonywanie analiz przestrzennych oraz przestrzenno-atrybutowych, generowanie przekrojów geologicznych.

Dostęp do danych Banku HYDRO możliwy jest również z poziomu cyfrowej platformy integracyjnej PSH – nowego narzędzia przygotowanego na potrzeby państwowej służby hydrogeologicznej, przeznaczonego do zintegrowanej obsługi i zarządzania hydrogeologicznymi bazami danych działającymi w PIG.

Problemy wód podziemnych uwzględniono także w różnych wersjach Prognozy Ostrzegawczej (A.S. Kleczkowski, Z. Mikulski, 1995). Najwcześniejsza *Mapa zagrożenia i zanieczyszczenia wód podziemnych w skali 1:1 000 000*, opracowana w 1972 r. przez A.S. Kleczkowskiego, po pewnych „modyfikacjach” ukazała się drukiem dopiero w 1978 r.

Godnym podkreślenia jest fakt, że zagadnienia hydrogeologiczne są przedstawiane poza kręgiem geologiczno-hydrogeologicznym, co wyraziło się umieszczeniem map dotyczących wód podziemnych w:

– *Atlasie hydrologicznym Polski w skali 1:1 500 000. Wody podziemne* (C. Kolago, 1987);

– *Atlasie zasobów surowców i odpadów mineralnych oraz zagrożeń środowiska w układzie gminnym w skali 1:750 000. Zeszyt 6 – wody podziemne, zeszyt 7 – zago-*

spodarowanie i ochrona wód, oraz zeszyt 8 – waloryzacja wód podziemnych (B. Paczyński i in., 1991);

– *Atlasie Środowiska Geograficznego Polski w skali 1:2 000 000*. Tabela 14 – wody podziemne, tabela 15 –

wody mineralne i tabela 20 – wykorzystanie wód podziemnych. (T. Błaszyk i in., 1994);

– *Atlasie Rzeczypospolitej Polskiej w skali 1:1 500 000*. Wody podziemne (B. Paczyński, Z. Płochniewski 1994).

1.7. Kierunki dalszych badań hydrogeologicznych

Hydrogeologia polska w ostatnim dziesięcioleciu zbliżyła się do hydrografii i hydrologii przez uściślenie współpracy i nawiązania terminologiczno-pojęciowe. Zbliżenie to jest w zgodzie z wymogiem polityki Unii Europejskiej w zakresie gospodarowania i ochrony wód i zostało wyrażone w Ramowej Dyrektywie Wodnej. Wskazane byłoby dalsze zacieśnianie współpracy również w zakresie gleboznawstwa i rozpoznania wód strefy aeracji oraz nawiązanie do chemii i biologii środowiska. Należy kontynuować prace badawcze nad metodycznymi podstawami ochrony wód podziemnych, podejmować dalsze studia nad wszechstronną waloryzacją wód podziemnych, czy też ciągłym doskonaleniem katalogu wskaźników zanieczyszczeń.

Istnieją nowoczesne syntetyczne ujęcia kartograficzne najważniejszych zagadnień hydrogeologicznych w skali 1:500 000 w postaci wspomnianych wcześniej opracowań. Pozytywnie można ocenić rozwój kartografii hydrogeologicznej, zwłaszcza w odniesieniu do nowej edycji map 1:50 000, a także powstawanie wyspecjalizowanych ujęć mapowych, których przykładem jest opracowanie (1995–1997) dotyczące użytkowych poziomów wód podziemnych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) i jego obrzeżenia (fragmenty monokliny śląsko-krakowskiej i niecki nidziańskiej). Komplet map tego opracowania w skali 1:100 000 przedstawia takie zagadnienia, jak: dynamika, chemizm, ogniska zanieczyszczeń, warunki występowania, użytkowania i ochrony (A. Rózkowski i in. red., 1997) Mapy te mają wielkie znaczenie dla więzi hydrogeologii z problematyką rozwoju regionalnego Polski.

W ujęciu regionalnym zaznacza się brak opracowań dotyczących np. obszaru podlaskiego z wodami słodkimi w utworach mezozoicznych i paleozoicznych jak również większości kopalnych, czwartorzędowych struktur dolinnych z wodami wysokiej jakości. Natomiast za szczególnie dobrze opracowany region uznać można nieckę lubelską, gdzie zbiegły się prace hydrogeologów i hydrologów, a także GZW oraz monoklinę krakowską-śląską.

W ostatnich latach obserwuje się wyraźny brak zainteresowania hydrogeologów termiką i wykorzystaniem energii cieplnej płytszych poziomów wodonośnych. Dobrze prezentuje się natomiast dorobek w zakresie problemów „podstawowe zagadnienia...”. Hydrogeochemia budzi duże zainteresowanie i jest dobrze prezentowana w publikacjach. W zakresie tematyki – wody lecznicze, wysoko zmineralizowane i termalne, trzeba będzie rozszerzyć badania wód słodkich o wysokiej jakości – przeznaczonych dla przemysłu rozlewniczego i produkcji wód butelkowanych. Od 15 lat zwiększa się zainteresowanie hydrogeologią środowiskową, która wymaga większego zaangażowania w rozpoznanie strefy aeracji i rozbudowanie interdyscyplinarnej współpracy w tym zakresie. Stosowane na coraz szerszą skalę badania izotopowe dobrze się wpisują w nurt hydrogeologii środowiskowej.

Hydrogeologia inżynierska jest dziedziną zaniedbaną, celowe jest rozbudowanie zainteresowań hydrogeologią „ujęciową”. Przyszłość ma hydrogeologia obszarów miejskich i miejsko-przemysłowych, dla których już obecnie wykonywane są mapy i atlasy hydrogeologiczne i geologiczno-inżynierskie w skali 1:20 000 i 1:25 000.

Literatura

- BAC S., MALICKI A., ROGIŃSKI S., WSZELACZYŃSKI T., 1946 – Ważniejsze pojęcia związane z występowaniem wód węglanych. *Ann. UMCS*, Ser. B, **1**: 63–102.
- BERG G., 1925 – Die Gliederung des Obercarbons und Rotliegenden im Niederschlesisch-Böhmischen Becken. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **46**: 68–84.
- BERG G., 1928 – Einige grundsätzliche Bemerkungen zu den Erscheinung der nordischen Vereisung am Sudetenrande. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **80**: 215–224.
- BEYSCHLAG F., 1913 – Das Salzvorkommen von Hohensalza. *Jb. Preuss. Geol. Land.*, **34**: 225–241.
- BŁASZYK T., GÓRSKI J., KLECZKOWSKI A.S., PŁOCHNIEWSKI Z., SZCZEPAŃSKA J., TUREK S., 1994 – Wody podziemne, tab. 14. Wody mineralne, tab. 15. Wykorystanie wód podziemnych, tab. 20. *W*: Atlas środowiska geograficznego Polski 1:2 000 000. Wyd. A. Grzegorzczak. Warszawa.
- BOJARSKI L. (red.), 1996 – Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim, 1: 1 000 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DATHE E., 1892 – Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. *Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N.F.H.*, **13**.
- DATHE E., 1901 – Die Salzbrunner Mineralquellen in ihren geologischen Beziehungen. *W*: Festschr. 300-jähr. Jubiläum d. Bad Salzbrunn.
- DATHE E., 1905 – Über die Entdeckung des Centnerbrunnens bei Neurode als Mineralquelle durch Prof. Dr. Frech in Breslau. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **57**: 195–199.
- DEECKE W., 1907 – Geologie von Pommern. Gebr. Bornträger. Berlin.
- D’OBRYN K., GRABCZAK J., ZUBER A., 1997 – Mapy składów izotopowych infiltracji holocenijskiej na obszarze Polski. *W*: Współczesne problemy hydrogeologii. **8**: 331–338. Wyd. WIND. Wrocław.
- FRECH F., 1912 – Schlesiens Heilquellen in ihrer Beziehung zum Bau der Gebirge. *Z. Belneol.*, **4**.
- FRECH F., 1913 – Der Gebirgsbau. Erdgeschichte. Nutzbare Mineralien und Gesteine. Trinkwasser und Wasserversorgung, Mineralquellen. *W*: Schlesische Landeskunde: 18–179. Veit & Comp. Leipzig.
- GÓRECKI W. (red.), 1990 – Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego, 1:500 000. AGH. Kraków.
- GÓRECKI W. (red.), 1995 – Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Tow. Geosynoptyków GEOS. Kraków.
- GRABIANKA S., 1934 – O promieniotwórczości wód polskich. *Pam. Pol. Tow. Balneol.*, **13**: 199–218.
- HERBICH P., NOWAKOWSKI CZ., DĄBROWSKI S., 2003 – Mapa perspektywicznych i dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych w regionach wodnych w skali 1:500 000. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HINTZ E., GRÜNHUT L., 1907 – Deutsches Bäderbuch. Berlin.
- HORDEJUK T., 1996 – Wyniki monitoringu jakości zwykłych wód podziemnych w latach 1991–95. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HORDEJUK T., 1998 – Stan jakości wód podziemnych na podstawie badań monitoringowych w latach 1996–1997. *PIOŚ. Bibl. Monit. Środ.* Warszawa.
- INGARDEN R., 1896 – Wyniki badań wód gruntowych dokonanych w ciągu roku 1894 w okolicach Krakowa. Nakł. Kom. Wod. Kraków.
- KEILHACK K., 1912 – Die Aufnahme auf den Blättern Misdroy, Lebbin, Kasoburg and Swinemünde. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **33**, 2: 522–523.
- KEILHACK K., 1917 – Die grossen Dünengebiete Norddeutschlands. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **69**: 2–19.
- KLECZKOWSKI A. S. 1978 – Mapa zagrożenia i zanieczyszczenia wód podziemnych, 1:1 000 000. Ochrona i kształtowanie środowiska przyrodniczego. Zak. Ochrony Przyrody PAN. Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH, Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S., MIKULSKI Z., 1995 – Prognoza gospodarowania wodą. *Zesz. Nauk Komit. Człow. i Środ.*, **10**: 35–46.
- KOLAGO C., 1970 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:1000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- KOLAGO C., 1987 – Atlas hydrologiczny Polski, 1:1500 000. Wody podziemne. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOWALSKI L., 1926 – Projekt für die Wasserbeschaffung und für den Bau eines Wasserhebewerkes im Gebiete der Neu-Przemsza-Grube bei Brzezinka zum Zwecke der Nutzung durch die Wasserleitung des Kreises Katowice (Oberschlesien). *Z. Oberschles. Berg- u. Hütten Ver.*, **65**: 447–455.
- KOWALSKI L., 1928 – Przyszłość naszego kopalnictwa a projekty wodociągów dla Zagłębia. *Gaz i Woda*, **8**: 100–105.
- KOWALSKI L., 1936 – Geohydrologisches über die artesischen Wässer des Industriegebietes von Mijaczów, Myszków und Mrzygłód an der oberen Warte. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **12**: 658–672.
- KOWALSKI L., GOETEL W., 1936 – Notatka sprawozdawcza ze studiów hydrologicznych na terenie zgłębia węglowego. *Spraw. Komis. Fizjogr. PAU*, **70**: 9–10.

- KRISZTAFWOWICZ N.I., 1902 – Gidrogeologiczeskoje opisanie territorii goroda Lublina i jego okrestnosti. Zapiski Novo-Aleksandr. Inst. Sielskogochozajstwa i Lesowodstwa. **15**, 3.
- KRÓLIKOWSKI CZ., KUCHARSKA S., KUCHARSKI R., LINOWSKI H., PACZYŃSKI B., TWAROGOWSKI J., 1992 – Mapa lokalizacji większych zbiorników wodnych i ognisk zanieczyszczenia na tle pierwszego poziomu użytkowego wód podziemnych w Polsce, 1:750 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- LINSTOW v. O., 1925 – Über ostpreussische Solquellen. *Schr. Phys.-ökon. Ges. Königsb.*, **64**, 2: 1–16.
- LINSTOW v. O., 1929 – Die im Mitteldevon auftretenden Mineralquellen am Westrand der russisch-galizischen Tafel. *Arch. Lagerst.-Forsch.*, **42**.
- LEWIŃSKI J., 1911 – Prace X rosyjskiego zjazdu wodociągowego w Warszawie. Warszawa.
- LEWIŃSKI J., 1921 – Badania hydrogeologiczne okolic Warszawy. *Roboty publ.*, **3**: 121–144.
- ŁEMPICKI M., 1912 – O wodzie artezyjskiej i studniach wiertonych. Biuro wiertnicze i Rob. Górnicz. M. Łempicki. Wyd. 2. Warszawa.
- ŁUCZKÓW W., 1926 – Zum Projekt des Wasserhebwerkes im Gebiete der Neu-Przemsza – Grube bei Brzezinka (Oberschlesien). *Z. Oberschles. Berg- u. Hüttenm Ver.*, **65**: 825–827.
- MALINOWSKI J. (red.), 1976 – Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce. Inst. Geol. Warszawa.
- MALINOWSKI J. (red.), 1991 – Budowa geologiczna Polski. T.VII. Hydrogeologia. Wyd. Geol., Warszawa.
- MAPA hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, 1996–2004 – CAG Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MICHAEL R., 1914 – Über Steinsalz und Sole in Oberschlesien. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.* **34**: 341–382.
- NIEDŹWIEDZKI J., 1885 – O występowaniu wody źródlanej w obszarze Lwowa. *Kosmos*, **9**: 83–84.
- NIEDŹWIEDZKI J., 1906–1915 – Wykłady o występowaniu wody w podziemiu, źródłach i składzie chem. rzek i jezior. 10 wykładów spisał w streszczeniu J.A., cz. III. Nakładem Katedry Mineral. i Geol. w Szkole Politechnicznej. Lwów.
- NIEDŹWIEDZKI J., 1915 – O sposobie występowania i jakości wody w podziemiu, w źródłach, rzekach i jeziorach. Przegląd geologiczny, uwzględniający cele praktyczne. Nakładem autora. Wiedeń.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski, 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., 2002 – Systemy nieprzeobrażonych antropogenicznie zwykłych wód podziemnych Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **400**: 35–55.
- PACZYŃSKI B. (red.), 2003 – Mapa wstępnej waloryzacji Głównych Zbiorników Wód Podziemnych, 1:500 000. PSH Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., PŁOCHNIEWSKI Z., 1994 – Atlas Rzeczypospolitej Polski, 1:1 500 000. Wody podziemne. IGPZK PAN. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., PŁOCHNIEWSKI Z., 1996 – Mapa wód mineralnych i leczniczych Polski, 1:1 000 000. Wyd. PAE. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., PŁOCHNIEWSKI Z., WODZIŃSKA I., 1991 – Atlas zasobów surowców i odpadów mineralnych oraz zagrożeń środowiska w układzie gminnym. Z. 6 – Wody podziemne, Z. 7 – Zagospodarowanie i ochrona wód, Z. 8 – Waloryzacja wód podziemnych, 1:750 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., RÓŹKOWSKI A., 1990 – Groundwater in Poland. *W: Ground Water in Eastern and Northern Europe*. UN Depart. of Techn. Cooperation of Development. New York. *Natural Resource/ Water Ser.*, **24**: 149–162.
- PAZDRO Z., 1957 – Hydrogeologia. Skrypt PGdań., Gdańsk.
- POMIANOWSKI K., RYBCZYŃSKI M., WÓYCICKI K., 1934 – Hydrologia, cz. II – Wody gruntowe. Wyd. wspólne: Koła Inż. Wod. Stud. PW i Kom. Wyd. Brat. Pom. Stud. PW. Warszawa.
- PUSCH G.G., 1833–1836 – Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathenländern. Bd 1–2; atlas 1837 8° G. Cotta, s. XX, 340 s. XII, 695, tabl. 1. Stuttgart.
- PUSCH J.B., 1844 – O temperaturze źródeł w okolicy Warszawy. *Bibl. Warsz.*, **3**: 1–36.
- ROMER E., 1890 – O wpływie wód gruntowych w dolinie Wisły w Galicji. *Czasop. Techn.*, **8**: 43–45, 57–58, 80–82, 91–92, 125–126, 144–145. Lwów.
- ROMER E., 1913 – O wpływie lasów na klimat, wody gruntowe na podstawie doświadczeń w lasach dobrostańskich. *Kosmos*, **38**: 1573–1607.
- ROSŁOŃSKI R., 1906 – Krzywe depresyjne. *Czasop. Techn.*, **24**: 279–283. Lwów.
- ROSŁOŃSKI R., 1907 – Nowsze badania ruchu wody w głębszej. *Czasop. Techn.*, **25**: 257–263. Lwów.
- ROSŁOŃSKI R., 1908 – O wydajności i oddziaływaniu studzien. *Czasop. Techn.* **25**: 106–110, 137–139. Lwów.
- ROSŁOŃSKI R., 1922 – O źródłach mineralnych w Soli i Wysowej. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **3**: 1–4.
- ROSŁOŃSKI R., 1923 – Źródła mineralne Krynicy i ich rejon ochronny. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **6**: 2–3.
- ROSŁOŃSKI R., 1924a – Zbiornik wody gruntowej w Prałkowcach nad Sanem (pod Przemyślem). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **1**, 2/5: 237–272.
- ROSŁOŃSKI R., 1924b – W sprawie rejonu ochronnego źródeł mineralnych w Krynicy. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **9**: 11–12.

- ROSŁOŃSKI R., 1925 – Źródła szczawowe w Łomnicy pod Piwniczną. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **12**: 19–20.
- ROSŁOŃSKI R., 1926 – Odływ powierzchniowy i podziemny w dorzeczu Przemszy. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **15**: 55–57.
- ROSŁOŃSKI R., 1927 – Klasyfikacja wód mineralnych Polski. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **18**: 45–46.
- ROSŁOŃSKI R., 1928 – Hydrogeologia w zakresie nauki o wodach podziemnych dla potrzeb osiedli. *W: Podręcznik inżynierski* (red. S. Bryła). **3**, 7: 1567–1583. Lwów–Warszawa.
- ROSŁOŃSKI R., 1948 – Kurs hydrogeologii podług wykładów w półroczu zimowym roku akadem. 1947/48. Nakł. Sek. Wyd. Zw. Stud. Inżynierii Wydz. Politechn. Akademii Górniczej w Krakowie. Kraków.
- RÓŻKOWSKI A., RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK T., SIEMIŃSKI A. (red.), 1997 – Mapa warunków występowania, użytkowania, zagrożenia i ochrony zwykłych wód podziemnych GZW i jego obrzeżenia, 1:100 000. Mapa i tekst. Wyd. Geol. Warszawa.
- RYCHŁOWSKI B., 1903 – O wodach podziemnych Łodzi. Odczyt. Streszczenie. *Prz. Tech.* 41.
- RYCHŁOWSKI B., 1917 – Materiały do hydrologii Królestwa Polskiego i ziem przyległych. Tow. Nauk. Warszawa.
- RYCHŁOWSKI B., 1930 – Materiały do hydrologii Rzeczpospolitej Polskiej. **1/3**. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1928 – O źródłach słonych w Łęczyckiem i ich pochodzeniu. *Wszechświat*, ser. II, **1**, 34: 141–147.
- SAMSONOWICZ J., 1930 – O wodach artezyjskich Ozorkowa. *Czas. Przynr.*, **4**: 84–89.
- SAMSONOWICZ J., 1934 – Objasnienia do arkusza Opatów ogólnej mapy geologicznej Polski 1:100 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J., 1942 – Badania hydrogeologiczne nad poziomami wód artezyjskich w Warszawie. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SAWICKI L., 1919 – O krasie gipsowym pod Buskiem. *Prz. geogr.*, **1**: 306–310.
- SIŃCOW I., 1905 – O burowych i kopanych kołodcach kaziennych, winnych składów. *Zap. Miner. Obszcz.*, **46**: 1–124.
- SIŃCOW I., 1909 – O niektórych nowych kołodcach. *Zap. Miner. Obszcz.*, **47**: 193–208.
- TORNQUIST A., 1910 – Geologie von Ostpreussen. Gebr. Borntraeger. Berlin.
- TUREK S. (red.), 1977 – Atlas hydrogeochemiczny Polski 1:2 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- TUTKOWSKI P., 1898 – Artezjanskije wody, burenja i wodospabżenie. *Jeżegod. Geol. i Miner. Ross.*, **3**: 93–111.
- WILK Z. (red.), 1990 – Mapa przeobrażeń hydrogeologicznych pod wpływem działalności górnictwa w Polsce na tle warunków środowiskowych 1:500 000. AGH. Kraków.
- WIŚNIEWSKI T., 1903a – O termach. *Wszechświat*, **22**: 180–183.
- WIŚNIEWSKI T., 1903b – O źródłach i o wodach podziemnych; cz. I. Skąd się biorą i jakie bywają. *Ognisko*, **12**: 29–52.
- WIŚNIEWSKI T., 1904 – O źródłach i o wodach podziemnych; cz. II. Znaczenie wód podziemnych w przyrodzie. *Ognisko*, **1**: 105–125.
- ZARĘCZNY S., 1894 – Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do z. 3. Komis. Fizjogr. AU. Kraków.
- ZARĘCZNY S., 1897 – Wody gruntowe bliższej okolicy Krakowa. I. Cz. geologiczna. Gmina m. Krakowa.
- ZEJSZNER L., 1844 – O temperaturze źródeł tatrowych i pasm przyległych. *Bibl. warsz.*, **2**: 257–281.

2. Typy genetyczne i chemiczne wód podziemnych

W Polsce od początku lat 70. ubiegłego wieku prowadzone są badania środowiskowych izotopów trwałych i promieniotwórczych w wodach podziemnych, w dwóch wiodących ośrodkach naukowych: krakowskim i warszawskim. Określanie pochodzenia wód, formowania się ich składu chemicznego oraz czasu przebywania (wieku wody) w ośrodku skalnym na podstawie analiz izotopowych i nieizotopowych znaczników środowiskowych jest szeroko stosowane w dokumentowaniu zasobów eksploatacyjnych i dyspozycyjnych, a także wykorzystywane do kalibracji i walidacji modeli numerycznych przepływu wody i migracji istniejących lub potencjalnych zanieczyszczeń wód podziemnych.

Stosowane w hydrogeologii klasyfikacje wód podziemnych mają w znacznym stopniu umowny charakter i często zależą także od tradycji, specjalizacji w zespołach badawczych oraz nawyków wynoszonych ze współpracy z zagra-

nicznymi ośrodkami. Od początku prowadzenia badań izotopowych w Polsce interpretacja ich wyników wywoływała liczne dyskusje oraz kontrowersje między wiodącymi ośrodkami, przy czym głównie dotyczą one istnienia na obszarze Polski wód zasilanych w końcowym okresie ostatniego glaciału, wieku wód w piaskach oligocenu niecki mazowieckiej, pochodzenia wód dehydracyjnych w Karpatach fliszowych oraz pochodzenia solanek w utworach mezozoiku Polski centralnej i północno-zachodniej. Pomimo podjętych prób ujednoczenia poglądów i wyjaśnienia kwestii spornych, redaktorzy naukowo prezentowanej monografii nie byli w stanie doprowadzić do wspólnego opracowania niniejszego rozdziału przez specjalistów obu ośrodków. Dlatego czytelnikowi zaprezentowano oba dominujące poglądy na temat genezy wód podziemnych określanej znacznikami środowiskowymi (ang. *environmental tracers*).

2.1. Poglądy ośrodka krakowskiego

2.1.1. Wprowadzenie

Geneza i typy genetyczne wód podziemnych są różnie definiowane i opisywane, wskutek czego, każdy podział i terminologia są w pewnym stopniu umowne. Proponowana klasyfikacja jest dostosowana do warunków hydrogeologicznych obszaru Polski z uwzględnieniem krajowych możliwości wykorzystania metod znaczników środowiskowych (tzn. naturalnych i pochodzących z globalnej działalności człowieka) stosowanych kompleksowo z innymi metodami. Kompleksowe stosowanie metod

znacznikowych pozwala określać pochodzenie wody, jej wiek (tzn. czas mierzony od kontaktu wody podziemnej z atmosferą), położenie obszaru zasilania, a często również genezę głównych i ubocznych składników chemicznych, chociaż nie zawsze jest możliwe równoczesne rozpoznanie wszystkich czynników. Oparcie klasyfikacji o metody izotopowe nie oznacza pomijania innych metod hydrogeologicznych i hydrochemicznych, których wyniki są często niezbędnym uzupełnieniem. W niektórych

przypadkach poprawna ocena genezy wody może być wykonana z pominięciem metod izotopowych, jednak bardzo często pomijanie tych metod prowadzi do błędnych ocen.

Do najważniejszych znaczników środowiskowych używanych w badaniach wód podziemnych należą izotopy trwale tlenu (^{18}O) i wodoru (^2H), tryt (^3H o półokresie rozpadu 12,32 lat) pochodzący głównie z wybuchów termojądrowych i radiowęgl (^{14}C o półokresie rozpadu 5730 lat) stosowany w kombinacji ze stosunkiem izotopów trwałych węgla ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$). Skład izotopowy wody zależy od przemian fazowych zachodzących w globalnym obiegu wody, dostarczając podstawowych informacji o jej genezie. Wyrażany jest on jako względna odchyłka ($\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$) od standardu, który ma skład izotopowy prawie identyczny ze składem wody współczesnego oceanu światowego (SMOW lub obecnie V-SMOW o $\delta^{18}\text{O} = 0,00\%$ i $\delta^2\text{H} = 0,0\%$). Istnieją dowody, że skład izotopowy wody oceanów nie ulegał dużym zmianom, przez co najmniej ostatnie 250 milionów lat, pomijając pewne wahania związane z wielkością czap lodowych. Na figurze 2.1 przedstawiono typowe przykłady składu izotopowego wód podziemnych różnej genezy z obszaru Polski oraz wody Bałtyku, w porównaniu ze światową linią opadów (WMWL).

Idealnym znacznikiem dla określania wieku wód młodych jest tryt, powstający w górnych warstwach atmosfery wskutek oddziaływania promieniowania kosmicznego. Jego znaczenie wzrosło dzięki impulsowi stężenia trytu w atmosferze, narastającemu od 1952 r. (z maksimum w latach 1962–64), pochodzącemu od testów z bronią termojądrową, który nałożył się na stężenie trytu naturalnego. Ten impuls został przeniesiony z atmosfery do wód podziemnych przez wody infiltracyjne, wskazując tym samym obecność wody zasilanej po 1952 r. Stężenie trytu wyrażone jest w jednostkach trytowych (1 TU = 1 atom ^3H na 10^{18} atomów zwykłego wodoru).

Natomiast naturalny radiowęgl (^{14}C), powstający również w atmosferze, tworzy cząsteczki $^{14}\text{CO}_2$ asymilowane przez rośliny. W strefie korzeniowej rośliny wydzielają $^{14}\text{CO}_2$, i w wyniku różnych reakcji chemicznych powstają rozpuszczone węglany nieorganiczne zawierające ^{14}C (głównie HCO_3^-), które migrując razem z wodą tracą ^{14}C w miarę upływu czasu wskutek rozpadu promieniotwórczego. Pomiar aktywności ^{14}C w rozpuszczonych węglanach dostarcza informacji o wieku wód, zazwyczaj w granicach od około 2 tys. lat do 30 tys. lat. Zawartość ^{14}C wyraża się w procentach węgla współczesnego (ang. *pmc* – *percentage of modern carbon*), tzn. węgla zawartego w roślinach przed rozpoczęciem „ery przemysłowej”.

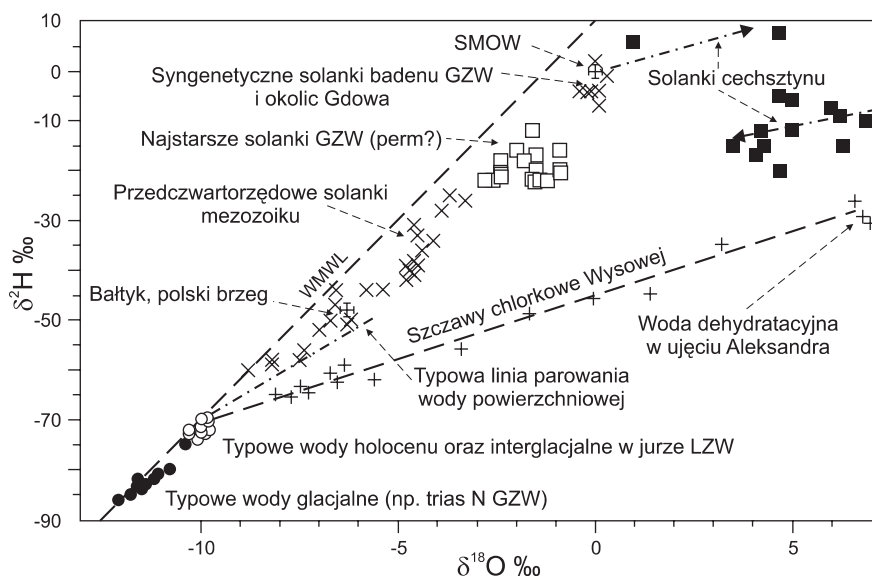


Fig. 2.1. Wybrane przykłady składów izotopowych wód podziemnych obszaru Polski (wg Zuber i in., 2007)

WMWL – światowa linia opadów ($\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$)

Spalanie kopalni spowodowało pewne obniżenie stężenia ^{14}C w środowisku, jednak wskutek prób termojądrowych rozpoczętych w 1952 r. zawartość ^{14}C w atmosferze i roślinach znacznie wzrosła, co objawia się także w podwyższonej jego zawartości w młodych wodach podziemnych. Ten wzrost jest pomijany w datowaniu wód „ery przedprzemysłowej”, natomiast w młodych wodach bywa pomocny do określenia proporcji mieszania się wód różnego wieku, w przypadku braku zgodności ze stężeniami trytu.

Przydatnymi znacznikami okazały się także gazy szlachetne rozpuszczone w wodzie. Nadmiar helu (dokładniej izotop ^4He), pochodzący od promieniowania α emitowanego przez pierwiastki szeregów promieniotwórczych uranu i toru zawarte w materiale skalnym, po odjęciu stężenia równowagowego z atmosferą, służy do półilościowego datowania wód w granicach od 100 do kilku milionów lat. Do datowania wód o wieku przekraczającym 10 tys. lat pomocnym jest także stosunek izotopów argonu $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (brak możliwości tego typu analiz w Polsce), narastający wskutek uwalniania ze skał i akumulacji w wodzie ^{40}Ar , który powstaje z rozpadu promieniotwórczego potasu (^{40}K) zawartego w materiale skalnym.

Stężenia gazów: neonu (Ne), argonu (Ar), kryptonu (Kr) i ksenonu (Xe), lub tylko Ne i Ar, służą do określania temperatury panującej w czasie zasilania badanej wody. Coraz częściej w badaniach wód bardzo młodych, tzn. zasilanych w ostatnich kilkudziesięciu latach, stosuje się różne śladowe gazy antropogeniczne, głównie freony (F-11, F-12 i F-113) i sześćofluorek siarki (SF_6). W określaniu genezy niektórych składników wody, np.: siarki, boru, azotu, strontu i chloru pomocne są metody oparte na analizach ich składu izotopowego. Tego typu metody są obecnie rozwijane w Polsce jedynie w odniesieniu do izotopów siarki i azotu.

Znaczniki środowiskowe są przydatne, lub nawet nieodzowne, w badaniach zarówno całych systemów wód podziemnych, jak i poszczególnych ujęć. Typowe ich zastosowania w badaniach słodkich (zwykłych) wód podziemnych to:

- określanie wieku wody, tzn. okresu czasu między kontaktem jej z atmosferą i poborem próbki do analizy, w tym identyfikację zasilania w różnych okresach klimatycznych;

- określanie naturalnej odporności na zanieczyszczenia antropogeniczne;
- określanie optymalnej częstotliwości monitorowania w zależności od wieku wody i jej pochodzenia;
- określanie połączeń hydraulicznych wód, w tym określanie proporcji mieszania się różnych typów genetycznych lub wiekowych, a także udziału wód infiltrujących z cieków i zbiorników powierzchniowych;
- określanie średniej wysokości położenia obszarów zasilania;
- formułowanie i weryfikacja modeli koncepcyjnych systemów wód podziemnych;
- kalibracja i/lub walidacja modeli przepływu oraz migracji zanieczyszczeń.

Dla wód mineralnych ważne jest ustalenie ich genezy, zwłaszcza istotne w przypadku niemeteorologicznego lub paleoinfiltracyjnego pochodzenia, co jest niezbędne dla oceny zasobów oraz wyznaczenia perspektywicznych obszarów ich występowania. W przypadku mieszania się wód niemeteorologicznych z infiltracyjnymi istotne jest zidentyfikowanie obszarów powstawania obu składowych oraz dróg dopływu do miejsc mieszania.

Dla wód stagnacyjnych (pogrzebanych) przez wiek wody rozumie się czas jej przebywania w systemie liczony od momentu odseparowania jej od strefy aktywnej wymiany i jest on najczęściej taki sam dla całego systemu, lub wydzielonej jego części.

Dla systemów dynamicznych, zawierających wody infiltracyjne, przez wiek wody w danym miejscu systemu rozumie się czas, jaki upłynął od momentu pojawienia się wody na wejściu do systemu do momentu pojawienia się jej w miejscu pomiaru. Jest oczywistym, że wiek w danym miejscu systemu, lub na jego wyjściu różni się od średniego wieku w całym systemie. Oznacza to, że średniego wieku wody w danym miejscu systemu nie należy mylić ze średnim wiekiem wody całego systemu. Na przykład, dla przepływu bez dyspersji (model tłokowy), jeżeli wiek wody opuszczającej system wynosi 100 lat, to średni wiek wody zawartej w całym systemie wynosi 50 lat. Mimo matematycznego podobieństwa (A. Zuber i in., 2007), nie należy też mylić systemu o eksponencjalnym rozkładzie czasów przepływu poszczególnych strug wody z systemem dobrego mieszania, gdyż mieszanie za-

chodzi jedynie w pompowanym otworze lub w strefie wypływu źródła. Gdyby dobre mieszanie zachodziło w całym systemie, to stężenie znacznika (a także wiek) w każdym miejscu byłoby takie samo, co w wodach podziemnych aktywnego obiegu jest niemożliwe, ale zachodzi w wielu akwenach powierzchniowych.

Rzadko istnieją właściwe warunki techniczne do punktowego poboru próbki wody z danej głębokości. Najczęściej pobierana woda stanowi mieszaninę strug o różnym czasie dopływu do miejsca poboru. W takich przypadkach, jeżeli jest to możliwe, oprócz średniej wartości wskazane jest określenie rozkładu wieku, czyli czasu przebywania wody w systemie podziemnym. W systemach aktywnej wymiany wód o ustalonych kierunkach przepływu, im dalej od obszaru zasilania i im głębszy punkt poboru, tym większa wartość wieku, tzn. wiek charakteryzuje się rozkładem przestrzennym, w tym stratyfikacją w profilu warstwy wodonośnej. Jednak intensywna eksploatacja wód powoduje w wielu systemach zmiany zarówno czasowe jak i przestrzenne ich wieku. W takich przypadkach, wiek określony metodami znacznikowymi może nawet znacznie różnić się od wieku wyznaczonego metodami hydrodynamicznymi.

W przypadku metody trytowej wiek wody jest czasem licznym od początku infiltracji w strefie nienasyconej, a dla kilku innych metod, także służących do datowania wód młodych, jest to czas od pojawienia się wody w strefie nasyconej, gdyż czas dyfuzji przez strefę nienasyconą jest zazwyczaj zanedbywalnie krótki w przypadku śladowych gazów atmosferycznych.

Przy określaniu wieku (czasu przepływu) wód aktywnego obiegu należy pamiętać, że w skałach szczelinowych wiek wody wyznaczony metodą znacznikową (t_i) zawsze różni się od wieku wody wynikającego z rozważań hydrodynamicznych (t_w) – z powodu wymiany dyfuzyjnej między wodą mobilną w szczelinach i wodą stagnacyjną (lub *quasi*-stagnacyjną) zawartą w mikroporach

(P. Małoszewski i A. Zuber, 1985; A. Zuber i J. Motyka, 1994). Czas przepływu wody mobilnej na jakimś dystansie x jest zdefiniowany z prędkości filtracji (v_f) określonej prawem Darcy:

$$ik = v_f = n_f v_w = n_f x / t_w \quad [2.1]$$

gdzie:

- i – gradient hydrauliczny,
- k – współczynnik wodoprzepuszczalności,
- n_f – porowatość aktywna wyrażoną w dobrym przybliżeniu przez współczynnik szczelinowatości,
- v_w – prędkość rzeczywista wody.

Dla dużej skali przepływu, z jaką mamy zazwyczaj do czynienia w przypadku znaczników środowiskowych, wielkości t_i i t_w związane są w dobrym przybliżeniu wzorem:

$$t_i = t_w x (n_p + n_f) / n_f \quad [2.2]$$

gdzie:

- n_p – mikroporowatość niespękanych bloków skalnych (matrycy).

Wyrażenie:

$$R_p = (n_p + n_f) / n_f \quad [2.3]$$

jest nazywane współczynnikiem opóźnienia dyfuzyjnego. W przypadku wieku określonego metodą trytową (wykorzystaną w tych wzorach), czas przepływu przez strefę saturacji uzyskuje się przez odjęcie czasu migracji przez strefę aeracji od całkowitej wartości wieku otrzymanej z interpretacji stężeń trytu. Z przedstawionych zależności wynika, że:

$$k \cong n_p x / it_i \quad [2.4]$$

Znając więc wiek wody i mikroporowatość (łatwo mierzalną na próbkach skał) można wyznaczyć współczynnik filtracji skał szczelinowatych bez znajomości współczynnika szczelinowatości.

2.1.2. Typy genetyczne wód podziemnych

Wody podziemne powszechnie występujące w Polsce można podzielić na cztery ogólne kategorie:

- wody pochodzenia meteorycznego (wody infiltracyjne),
- wody sedymentacyjne,
- wody dehydratacyjne,
- wody mieszane.

Wody pochodzenia meteorycznego można w dalszej kolejności podzielić na:

- wody infiltracji bezpośredniej, tzn. pochodzące bezpośrednio z opadów;
- wody infiltracji pośredniej, tzn. pochodzące z infiltracji wód powierzchniowych (rzek i jezior), które mieszając się z wodami infiltracji bezpośredniej tworzą jeden z typów wody mieszanej.

Wody meteoryczne. Określenie genezy wód infiltracyjnych powinno obejmować identyfikację czasu ich przebywania w ośrodku skalnym, pozwalającą między innymi ocenić odporność tych wód na rzeczywiste lub potencjalne zanieczyszczenia antropogeniczne. Identyfikacja wieku wód pozwala niezależnie, lub w połączeniu z metodami hydrochemicznymi, określić strefy aktywnej lub utrudnionej wymiany oraz zidentyfikować strefy stagnacyjne lub *quasi*-stagnacyjne. Wiek wody może być określony ilościowo, tzn. poprzez podanie liczby lat, której powinna towarzyszyć oszacowana niepewność, lub jakościowo, tzn. poprzez mniej lub bardziej dokładne określenie okresu, w którym zasilanie miało miejsce. W tym drugim zakresie można wyróżnić następujące typy wód infiltracyjnych:

A – wody współczesne, zdefiniowane zazwyczaj jako wody zawierające jakiś składnik antropogeniczny w stężeniu wskazującym na ich całkowite lub dominujące zasilanie w „erze przemysłowej” (najczęściej znacznikiem jest tryt pochodzący z testów broni termojądrowej rozpoczętych w 1952 r.).

B – wody holocenijskie „ery przedprzemysłowej” lub „przedtermojądrowej”, tzn. bez składników antropogenicznych i/lub trytu (skrótowo nazywane wodami holocenijskimi). Mogą to być wody wczesno-, średnio- lub

późnoholocenijskie. Nazwy te mogą być stosowane gdy wiek wody nie jest bliżej określony lub jeżeli w ogólny sposób trzeba opisać grupę wód o różnym wieku.

C – wszystkie wody infiltracyjne starsze niż wody holocenijskie są czasem nazywane wodami paleoinfiltracyjnymi (lub reliktoowymi), chociaż istnieją także inne definicje tego terminu (np. zasilane w odmiennym klimacie niż klimat współczesny, lub zasilane w poprzednich cyklach infiltracyjnych, tzn. przed ostatnią transgresją morską na danym obszarze). Wody paleoinfiltracyjne mogą być niepogrzebanymi, tzn. mającymi wciąż hydrauliczną z aktywnym obiegiem, lub pogrzebanymi – pozbawione tej więzi.

Infiltracyjne wody plejstocenijskie pochodzą najczęściej z opadów w końcowych etapach ostatniego glacjału, tzn. z zasilania w okresie od około 13,5 do 10 tys. lat, według datowania metodą ^{14}C . Są one nazywane wodami wieku glacialnego, lub w skrócie glacialnymi, co budzi zastrzeżenia niektórych autorów, według których ten termin powinien się odnosić do wód z topniejących lodowców. Wody zasilane w okresach interglacialnych i we wcześniejszych zimnych okresach też należą do wód plejstocenijskich. Dlatego, w miarę możliwości, należy stosować bliższe określenia definiujące okres glacialny lub interglacialny, któremu przypisywana jest badana woda.

D – wody infiltracji przedplejstocenijskiej (lub przedczwartorzędowej), pochodzą z zasilania w różnych okresach lądowych przed plejstocenem.

Wody słodkie (zwykłe) są zazwyczaj wodami dwu pierwszych typów (A i B) oraz infiltracyjnymi z końcowych etapów ostatniego zlodowacenia, jeżeli nie zawierają domieszek innych wód, lub nie biorą udziału w procesie lądowania ewaporatów. Starsze wody i wody nieinfiltracyjne są zazwyczaj silnie zmineralizowane.

Wody sedymentacyjne. Wody te można dzielić na morskie i lądowe oraz na syngenetyczne (syndedymentacyjne) i epigenetyczne. Mogą to być wody reliktoowe lub młode, tzn. nie odseparowane od aktywnego obiegu. Inne, bardziej szczegółowe podziały tych wód są oczywiście

możliwe, ale ich stosowanie jest mało uzasadnione ze względu na trudności identyfikacji poszczególnych typów.

Wody dehydratacyjne. Do najważniejszych wód innego pochodzenia niż infiltracja lub sedymentacja należą wody dehydratacyjne, które mogą być podzielone na:

– wody metamorficzne, tzn. uwalniane z uwodnionych minerałów ilastych w procesach metamorfizmu regionalnego; inne rodzaje metamorfizmu nie mają istotnego znaczenia ilościowego dla tworzenia tych wód;

– wody diagenetyczne, tzn. uwalniane w procesach diagenety regionalnej skał zawierających uwodnione minerały ilaste; występowanie tych wód jest głównie związane z przechodzeniem smektytów w illity na głębokościach kilku kilometrów, w czasie diagenety kompacyjnej; w niektórych rejonach Karpat fliszowych wody te wędrują ku powierzchni pod wpływem dużych ciśnień, a spotykając się z wodami lokalnej infiltracji tworzą mieszane wody dehydratacyjno-infiltracyjne;

– wody dehydratacyjne gipsów, tzn. wody uwalniane z gipsów w procesie ich przechodzenia w anhydryty.

Wody mieszane. Wody te mogą powstawać zarówno w miejscach wypływu, co było omawiane w rozdziale 2.1.1, jak i w samych systemach podziemnych. Najczęściej przez wody mieszane rozumie się rezultat zmieszania się wymienionych wyżej typów, ale często rozpatruje się także mieszanie się wód infiltracji holocenińskiej o różnym wieku. Najczęściej mieszanie jest dwuskładnikowe a czasem trójskładnikowe. Identyfikowanie mieszania się większej liczby typów jest zazwyczaj trudne, chociaż czasem możliwe.

W procesie fizycznego mieszania się w systemach podziemnych młodsze wody zazwyczaj wypierają starsze, a mieszanie zachodzi w strefach przejściowych

o rozmiarach zależnych od makrodyspersji hydrodynamicznej, związanej głównie z niejednorodnościami warstw wodonośnych. Pogrzebane wody uzyskują czasem kontakt ze strefą aktywnej wymiany wód wskutek erozyjnego odkrycia i wtedy wody infiltracyjne zaczynają wypierać wody stagnacyjne, a w strefie przejściowej powstają wody mieszane.

Intensywna eksploatacja wód często zmienia naturalne kierunki przepływu, uruchamiając dopływ wód z innych horyzontów. W takich przypadkach mieszanie hydrodynamiczne następuje już w systemie podziemnym, obejmując zwykle wody odmiennej genezy i/lub innego wieku. Jeżeli eksploatacja spowoduje zmianę kierunku przesiąkania, to pojawienie się innego typu wody w eksploatowanym horyzoncie może być bardzo opóźnione w stosunku do czasu zaistnienia zmiany kierunku przesiąkania, co związane jest z małą prędkością przesączającej się wody.

Istotnym procesem jest także mieszanie dyfuzyjne, zachodzące przykładowo między wodą ze strefy aktywnej wymiany, znajdującą się w utworach dobrze przepuszczalnych a stagnacyjną wodą porową, odmiennego wieku i składu chemicznego, zawartą w sąsiednich sedymentach lub w słabo przepuszczalnych soczewkach i przewarstwieńiach, a także w mikroporach skał o podwójnej (skały szczelinowe) lub potrójnej porowatości (skały krasowe).

W przypadku podziemnego łączenia się dwóch strumieni w warstwie wodonośnej może nastąpić równomierne wymieszanie się wody poniżej punktu (obszaru) spotkania wskutek dyspersji hydrodynamicznej. W odróżnieniu od zbiorników powierzchniowych, brak jest tu takich czynników sprawczych jak wiatry i zmiany sezonowe temperatury.

2.1.3. Metody identyfikacji poszczególnych typów genetycznych wód

Przedstawione poniżej zwięzłe definicje operacyjne (robocze) różnych typów genetycznych wód podziemnych obszaru Polski uściślają wyróżnione wyżej typy genetyczne. Te definicje odnoszą się do metod izotopowych

rutynowo stosowanych w Polsce (oznaczenia: $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, trytu, ^{14}C i $\delta^{13}\text{C}$), uwzględniając także inne znaczniki stosowane sporadycznie, jak np. freony, SF_6 i He , służące do datowania oraz gazy Ne i Ar , pozwalające wyznaczyć

temperaturę badanej wody na zwierciadle w czasie jej zasilania (oznaczaną zwykle jako NGT od ang. *noble gas temperature*).

Wody meteoryczne

Przez współczesne wody meteoryczne (infiltracyjne) rozumie się zazwyczaj wody o składzie izotopowym zgodnym ze średnim składem opadów atmosferycznych w danym rejonie, zawierające tryt. Skład izotopowy tych wód powinien na wykresie $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ znajdować się w pobliżu tzw. światowej linii opadów (WMWL), zwanej także linią Craiga ($\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$). Określenie średnich wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ dla opadów w danym rejonie wymaga długotrwałych obserwacji ze względu na silną zmienność sezonową i zmienności długookresowe tych parametrów. Dlatego punktem odniesienia są wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ określone dla wód podziemnych pobranych z płytkich ujęć i źródeł w okresach przepływu podstawowego, które zazwyczaj dobrze reprezentują średni skład opadów. Wody współczesne mogą być też definiowane poprzez obecność w nich zanieczyszczeń lub innych znaczników antropogenicznych (np. ^{85}Kr , SF_6 i freony).

Skład izotopowy wód powierzchniowych, wskutek parowania, na wykresie $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ jest odsunięty od składu izotopowego wód opadowych danego rejonu w kierunku mniej ujemnych wartości, wzdłuż linii zaczynającej się od wartości stężeń izotopów lokalnych wód infiltracyjnych i mającej nachylenie (wsp. nachylenia ok. 5) wyraźnie mniejsze, niż typowe nachylenie linii wód opadowych (wsp. nachylenia ok. 8). Wody rzeczne z rejonów górskich mają skład izotopowy przesunięty wzdłuż linii opadów w kierunku bardziej ujemnych wartości wskutek zasilania na większych wysokościach i w niższych temperaturach (tzw. efekt wysokościowy). Wody rzeczne nieprzepływające przez zbiorniki powierzchniowe nie wykazują wyraźnych efektów odparowania.

Skład izotopowy wód powierzchniowych musi być znany dla określania zarówno proporcji mieszania się ich z wodami podziemnymi, jak i czasu dopływu do badanych ujęć podziemnych. W niektórych systemach podziemnych mogą być zachowane wody pochodzące z infiltracji wód powierzchniowych w przeszłości.

Wody o składzie izotopowym zgodnym ze średnim składem izotopowym wód współczesnych w danym rejonie (wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$), ale bez trytu (i/lub innych składników antropogenicznych) są zazwyczaj wodami holocenijskimi „ery przedtermojądrowej” lub „ery przedprzemysłowej”. Potwierdzenie ich wieku można uzyskać, jeżeli pomiar ^{14}C wykazuje znaczne stężenie, odpowiadające wiekowi poniżej 10 tys. lat i/lub stężenie ^4He jest niskie (zwykle $\leq 100 \times 10^{-8}$ N cm³/g). W obszarach górskich, do pełnego określenia genezy wód pierwszych dwóch typów (A i B) niezbędne jest określenie średniej wysokości położenia obszaru zasilania, o ile w danym rejonie rozpoznane są z zadawalającą dokładnością zależności wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ od wysokości, wyznaczone dla wód o znanych obszarach zasilania.

Zakładając istnienie w interglacjalach klimatu i cyrkulacji atmosferycznej zbliżonych do holocenu, woda interglacjalna powinna mieć skład izotopowy i wartość NGT podobne do wody współczesnej, lecz bez obecności trytu i ^{14}C (tzn. będzie „wodą martwą” w pojęciu tych dwóch znaczników, ale niekoniecznie stagnacyjną). Powinna przy tym mieć wysokie stężenie ^4He , a stosunek $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ powyżej 295,5. Woda interstadialna powinna mieć podobne parametry, ale jej wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ powinny być nieco bardziej ujemne, gdyż interstadiały charakteryzowały się niższymi temperaturami niż interglacjały.

Wody podziemne o wyraźnie lżejszym składzie izotopowym (bardziej ujemne wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$) od składu izotopowego wód współczesnych w danym rejonie są zazwyczaj wodami infiltracyjnymi z końcowego etapu ostatniego glacialu. Podobny skład izotopowy mogą mieć wody górskich potoków, zwłaszcza w okresach zimowych roztopów. Znaczniki takie jak ^{14}C i ^4He dostarczają bliższych informacji o wieku wody, a wartości NGT o temperaturze zasilania wody. Często, gdy mimo niskiej zawartości, znacznik ^{14}C jest mierzalny to wtedy nie ma wątpliwości, że badana woda pochodzi z infiltracji w końcowych etapach ostatniego zlodowacenia. W przypadku braku mierzalnych stężeń znacznika ^{14}C może to być niezidentyfikowana woda glacialna. Należy jednak zachować ostrożność, gdyż w niektórych wodach niskie stężenia ^{14}C (a nawet brak mierzalnego stężenia) mogą wynikać z innych przyczyn niż znaczny wiek wody (np.

w szczawach i wodach zawartych w skałach węglanowych o dużej mikroporowatości).

Wodami infiltracji przedplejstocenińskiej nazywane są wody o składzie izotopowym wyraźnie cięższym niż wody współczesne, czyli o wartościach $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ mniej ujemnych, leżące w pobliżu globalnej linii opadów. Stężenie jonu Cl^- i wartości innych wskaźników hydrochemicznych (np. $r\text{Na}/r\text{Cl}$ i Cl/Br), znacznie przekraczające wartości charakterystyczne dla wód morskich, są bardzo pomocne dla identyfikacji tego typu wód i ich odróżnienia od wód wymienionych poniżej. Znaczne zmiany stężenia Cl^- , bez istotnych zmian wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ wskazują, że zasolenie tych wód pochodzi z ługowania. Analiza paleohydrogeologiczna może być pomocna w określeniu związku wód o takiej charakterystyce z odpowiednim okresem geologicznym.

Wody sedymentacyjne

Wody o wartościach $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ bliskich 0‰ są niezmiennymi izotopowo sedymentacyjnymi wodami oceanicznymi (niezbyt precyzyjnie nazywane często wodami morskimi). Stężenia jonu Cl^- tych wód powinno być bliskie jego stężeniu w wodzie morskiej. Sądząc z literatury światowej, tego typu reliktywne wody są raczej rzadkością, gdyż pogrzebane wody morskie mają najczęściej zmieniony zarówno skład chemiczny jak i izotopowy. Głównymi procesami prowadzącymi do zmian izotopowych są: wymiana izotopowa tlenu i wodoru z uwodnionymi minerałami ilastymi, mieszanie się z wodą dehydratacyjną, wymiana tlenu z węglanami fazy stałej w podwyższonej temperaturze i częściowe lub krańcowe odparowanie w czasie tworzenia się ewaporatów.

Bałtyk jest morzem śródlądowym, mającym kontakt z oceanem Atlantyckim, wskutek czego jego wody są mieszaniną wód oceanu i wód opadowych, głównie z dopływów rzecznych. Skład izotopowy wód Bałtyku jest silnie zróżnicowany przestrzennie, układa się na typowej linii mieszania się wód oceanu z opadami, przy czym stężenia Cl^- są skorelowane ze składem izotopowym. W rejonie Zatoki Botnickiej są one bardziej ujemne niż wartości typowe dla większości obszaru Polski ($\delta^{18}\text{O}$ ok. -10‰ i $\delta^2\text{H}$ ok. -70‰). W centralnym rejonie pol-

skiego wybrzeża wody Bałtyku mają wartości izotopów odpowiednio: $\delta^{18}\text{O}$ około $-6,3\text{‰}$, $\delta^2\text{H}$ około -48‰ , przy czym stężenie jonu Cl^- wynosi około $4,3 \text{ g/dm}^3$.

Wody dehydratacyjne

Wody dehydratacyjne powstają przede wszystkim w wyniku uwalniania wody z uwodnionych minerałów ilastych w procesach diagenety i metamorfizmu. Zasolenie wód dehydratacyjnych jest głównie pozostałością wód sedymentacyjnych, których cząsteczki H_2O zostały wyparte przez cząsteczki powstałe w procesie dehydratacji (rozdz. 7, tom II). Niektórzy autorzy wodami metamorficznymi nazywają wody o składzie chemicznym silnie zmienionym wtórnie, lub wody biorące udział w procesach metamorficznych.

Wody dehydratacyjne gipsów, będących w równowadze z wodą oceaniczną, powinny mieć wartości $\delta^{18}\text{O}$ od 3 do 4‰ i $\delta^2\text{H}$ około -15‰ . Jednak gipsy morskiego pochodzenia mają zazwyczaj zmieniony skład izotopowy wody związanej wskutek późniejszej wymiany izotopowej z wodami infiltracyjnymi. Dlatego wody dehydratacyjne gipsów będących w równowadze z wodami infiltracyjnymi powinny mieć skład izotopowy przesunięty o podane wyżej wartości w stosunku do tych wód.

Wody mieszane

Każdy wymieniony wyżej typ wody może ulegać zmieszaniu z innym typem, zwłaszcza w miejscach poboru lub drenażu, tworząc wody mieszane. Najczęściej są to wody dwuskładnikowe, w których jedną składową jest najczęściej lokalna infiltracja. W każdym przypadku postulowania mieszania się wód, należy proces ten udokumentować i w miarę możliwości uwiarygodnić przez wykazanie istnienia składników wyjściowych. Mieszanie się wód można udokumentować rozpatrując udział zachowawczych składników, najczęściej w postaci wykresów w układach $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ i $\text{Cl}^- - \delta^2\text{H}$ (lub $\text{Cl}^- - \delta^{18}\text{O}$). Przesiąkanie oraz mieszanie dyfuzyjne są zazwyczaj procesami bardzo powolnymi i chociaż mogą zasadniczo wpływać na typ hydrochemiczny wody i jej jakość, ich identyfikacja na podstawie danych izotopowych może

być utrudniona, gdyż w przypadku małych domieszek wód silnie zmineralizowanych, zmiany składu chemicznego mogą być istotne, przy czym zmiany składu izotopowego wody mogą być zbyt małe do uchwycenia na wykresach $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$, $\text{Cl}^- - \delta^{18}\text{O}$ (lub $\text{Cl}^- - \delta^2\text{H}$).

Nieprzetworzone izotopowo sedymentacyjne wody morskie zmieszane z wodami meteorycznymi powinny mieć skład izotopowy i stężenie jonu Cl^- zawarte między wartościami charakterystycznymi dla wód morskich ($\delta^{18}\text{O} \cong 0\text{‰}$ i $\delta^2\text{H} \cong 0\text{‰}$ oraz $\text{Cl}^- \cong 19,6 \text{ g/dm}^3$) i wód infiltracyjnych biorących udział w procesie mieszania (np. $\delta^{18}\text{O} \cong -10\text{‰}$ i $\delta^2\text{H} \cong -70\text{‰}$ oraz $\text{Cl}^- \cong 0,0 \text{ g/dm}^3$). Przy interpretacji parametrów takich wód konieczna jest jednak ostrożność, gdyż takie same składy izotopowe mają wody opadowe ciepłych klimatów przedplejstoczeńskich, lecz stężenie jonu Cl^- jest w nich często znacznie wyższe niż $19,6 \text{ g/dm}^3$.

Inne, istotne zmiany składu izotopowego sedymentacyjnych wód morskich to zmiany w kierunku najbardziej typowego składu izotopowego wód diagenetycznych o wartościach $\delta^{18}\text{O}$ od +5 do +7‰ i $\delta^2\text{H}$ od -20 do -30‰. Takie zmiany można przypisać zarówno wymianie izotopowej między wodą porową a minerałami ilastymi, jak i mieszanii się wody morskiej z wodą diagenetyczną. W pierwszym przypadku stężenie jonu Cl^- powinno być zachowane, a wówczas woda będzie wodą morską przetworzoną izotopowo wskutek wymiany izotopowej z minerałami ilastymi. W drugim przypadku będzie to woda morska zmieszana z wodą dehydratacyjną, a stężenie jonu Cl^- powinno początkowo maleć wskutek rozcieńczenia przez wodę dehydratacyjną, a w dalszych etapach może wzrosnąć w przypadku dominacji wzbogacania wody porowej przez proces ultrafiltracji wywołanej kompaktacją.

2.1.4. Przykłady typów genetycznych wód podziemnych

Wody słodkie (miejscami o podwyższonej mineralizacji)

Wody piasków bogucickich miocenu, stanowiących główny zbiornik wód podziemnych (GZWP nr 451), zostały dokładnie zbadane izotopowo (J. Kania i in., 2005; A. Zuber i in., 2005b). Na obszarze zasilania i w jego pobliżu znajdują się wody współczesne, dla których numeryczne modele przepływu i migracji zostały wykalibrowane przy pomocy SF_6 i częściowo uwiarygodnione danymi trytowymi. Głębiej i dalej od wychodni, w strefie zakrytej, znajdują się różne, wcześniejsze wody holoceny, których wiek określony metodą ^{14}C jest jednak mało wiarygodny z powodu wymiany izotopowej węgla z minerałami węglanowymi, których zawartość w materiale wodonośca wynosi od 3 do 30%. Wartości $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ i ^{14}C oraz stężenia gazów szlachetnych potwierdziły obecność wód wieku glacialnego w najdalszej części strefy zbiornika, która drenowana jest przez przesiąkanie wód do poziomu czwartorzędowego, w dolinie Wisły.

Piaski sarmatu subniecki kędzierzyńskiej (GZWP nr 332) zasilane są głównie przesiąkaniem wód w dół – z utworów czwartorzędowych i w górę – z piasków badenu. Wody współczesne występują w rejonie podczwartorzędowych wychodni na wschodzie oraz na granicy północno-zachodniej niecki i w rejonie okna erozyjnego. W centrum niecki znajdują się wody wczesnoholoceny o średnim wieku określonym metodą ^{14}C i potwierdzonym modelem hydrodynamicznym. Zmineralizowane głębsze wody w utworach triasu są wieku glacialnego.

Piaski oligocenu centralnej części niecki mazowieckiej (GZWP nr 215A) są zasilane i drenowane głównie pośrednio wskutek przesiąkania wód przez ility pliocenu. Mimo licznych badań, wiek wód tego zbiornika wzbudza kontrowersje. A. Zuber i in. (2000c) uważają, że dostępne dane izotopowe ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, gazy szlachetne, ^{14}C) oraz stężenie jonów Cl^- sugerują glacialny wiek wód (koniec ostatniego glacialu), a J. Dowgiałło i Z. Nowicki (1997) wyrazili pogląd o dominacji wód interglacialnych. Wyniki modelowania numerycznego sugerują wiek tych

wód na około tysiąc lat (T. Macioszczyk i B. Kazimierski, 1988). Niezgodność wieku określonego metodą znaczników środowiskowych z ocenami modelowania numerycznego wynika prawdopodobnie z długiego czasu przesiąkania, wynoszącego w warunkach eksploatacji nawet kilkaset lat. W takim przypadku, mimo współczesnego czasu wymiany wody, rzędu 1 tys. lat, określanego modelem hydrodynamicznym, w warstwie wodonośnej ciągle znajduje się woda dużo starsza, określana metodami znaczników środowiskowych (A. Zuber i in., 2007).

Piaski kredowe rejonu Gdańska (GZWP nr 111) stanowią bardzo rozległy system wodonośny, który jest drenowany pośrednio wskutek przesiąkania wód do góry w dolinach rzecznych i bezpośrednio do Bałtyku. Dotychczasowe badania izotopowe (tryt, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C i gazy szlachetne), mimo pewnych sprzeczności, pozwoliły na rozpoznanie struktury wieku wód w poszczególnych częściach systemu, charakteru przepływu oraz pochodzenia ich zasolenia (A. Sadurski, 1989; A. Zuber i in., 1990, 2000c). Cały system można podzielić na prawie niezależne podsystemy. Zasilanie odbywa się na wysoczyznach poprzez sedymenty czwartorzędowe oraz margle i gezy kredowe, które przypuszczalnie znacznie redukują stężenie ^{14}C , powodując zawyżenie wartości wieku określonego metodą ^{14}C . W niektórych rejonach delty Wisły i na Półwyspie Helskim obserwuje się w wodach wieku glacialnego podwyższone stężenia chlorków, które według danych izotopowych należy wiązać z małymi domieszkami ascenzyjnych wód starszych, o znacznie wyższej mineralizacji.

W rejonie delty Wisły, zasolenie wód wieku glacialnego w piaskach kredy przenosi się nawet do utworów czwartorzędowych, wskutek przesiąkania do góry. Zasolenie morskich osadów holocenu tego rejonu może także pochodzić od niewielkich pozostałości wód morza litynowego (B. Kozerski, A. Kwaternik, 1988). Mimo dominującego udziału wód wieku glacialnego, wody w utworach holocenu mają bardzo wysokie stężenia ^{14}C , które jest wynikiem intensywnego rozkładu młodej materii organicznej z wytwarzaniem NH_4 i CO_2 , potwierdzonym przez wysokie wartości $\delta^{13}\text{C}$ (Zuber i in., 2000b). Badania izotopowe potwierdziły istnienie ingresji zasolonej wody morskiej w rejonie Martwej Wisły, gdzie woda

z Zatoki Gdańskiej niewątpliwie miesza się z wodą rzeczna przed infiltracją brzegową.

Zasolenie wód dolnopolejstocęńskich piasków rejonu Łeby (GZWP nr 107) było uważane wcześniej za wynik intruzji wód Bałtyku. Jednak badania izotopowe nie wykazały obecności domieszki wody Bałtyku (A. Kwaternik i in., 2000). Skład izotopowy tych wód to: około -11% $\delta^{18}\text{O}$ i około -82% $\delta^2\text{H}$ przy zasoleniu około $3,5 \text{ g/dm}^3$, podczas gdy współczesne wody infiltracyjne tego rejonu mają skład: $\delta^{18}\text{O}$ około $-9,5\%$ i $\delta^2\text{H}$ około -65% a wodę Bałtyku w tym rejonie charakteryzują wartości izotopów: $\delta^{18}\text{O}$ około $-6,3\%$, $\delta^2\text{H}$ około -48% , a zasolenie wynosi około $4,3 \text{ g/dm}^3$ (rozdz. 2.1.3). Z przedstawionych danych izotopowych i wieku określonego metodą ^{14}C wynika, że wzrastające i postępujące z kierunku Bałtyku zasolenie, spowodowane nadmierną eksploatacją, nie było wynikiem wzmożonego napływu wody z Bałtyku, lecz powstało w wyniku ascenzyjnego dopływu wód infiltracyjnych wieku glacialnego, o zasoleniu wywołanym ługowaniem jakiejś struktury solnej, lub domieszką innej paleoinfiltracyjnej wody o wyższym zasoleniu.

Karbońskie skały węglanowe w Czatkowicach k. Krzeszowic stanowią krasowo-szczelinowo-porowy system wodonośny, eksploatowany głównie trzema źródłami położonymi w strefie przecięcia się dwóch uskózków. Okazało się, że znaczny wiek wody w źródłach (ok. 200 lat według danych trytowych) i ich dość duże wydatki wskazują na obszar zasilania znajdujący się poza wyniesieniem eksploatowanym przez kamieniołom. Przez długi czas rezultaty otrzymane z badań znacznikowych nie były zrozumiałe, gdyż objętość systemu ($V_{skaly} = Q \cdot t_w / n_f$) oszacowana z wydatku źródeł (Q), średniego wieku wody (t_w) i współczynnika szczelinowatości (n_f) przekraczała wielokrotnie objętość oszacowaną z rozpoznania geologicznego i obszaru zlewni. Dopiero prace P. Małoszewskiego i A. Zubera (1985) oraz A. Zubera i J. Motyki (1994) wyjaśniły istotny wpływ wody stagnacyjnej zawartej w mikroporach na czas przepływu znacznika, pozwalając określić parametry hydrauliczne systemu, przy czym współczynnik opóźnienia dyfuzyjnego (R_p) oszacowano na 15 (A. Zuber i J. Motyka, 1994).

Wapienie malmu okolic Krakowa (A. Zuber i in., 2004) według oszacowań konwencjonalnych są ośrod-

kiem krasowo-szczelinowym, w którym czas przebywania wód wynosi od 10 do kilkudziesięciu lat. Natomiast badania znacznikowe wykazały, że w obszarze zakrytym dominują wody glacialne, czyli o wieku przekraczającym 10 tys. lat. Te pozorne niezgodności wyjaśnia opóźnienie dyfuzyjne, gdyż współczynnik opóźnienia dyfuzyjnego R_p wynosi tu od 26 do 90 dla mikroporowatości $n_p \cong 0,063$ i porowatości aktywnej $n_f \cong 0,0007-0,0014$. Na obszarze odkrytym, mimo obecności trytu, niektóre ujęcia mają także dopływy wód o wieku dochodzącym do kilku tysięcy lat. Niektóre ujęcia na terenie Krakowa mają ascensyjny dopływ starszych wód przedplejstocénskich o większej mineralizacji.

Trias węglanowy rejonu Lubliniec–Myszków (GZWP nr 327) zawiera wody pochodzące z ostatniego glacjału, co stwierdzono na podstawie bardziej ujemnych wartości izotopów $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ w porównaniu z ich wartościami dla wód współczesnych, oraz niskiej zawartości ^{14}C (A. Rózkowski, 1993). Niektóre wody wykazywały całkowity brak radiowęglu ($0,0 \pm 1,0$ pmc). Znaczny wiek wód określony metodą ^{14}C był przez długi czas niezrozumiały, podobnie jak wiek trytowy w źródłach Czatkowic. Jednak okazało się, że dodatkowe opóźnienie migracji ^{14}C musi wynikać z wymiany izotopowej między węglanami fazy wodnej i stałej, zachodzącej efektywnie w mikroporach wodonośna (P. Małoszewski i A. Zuber, 1991). Lepsze rozpoznanie wieku wód i ich klimatycznej przeszłości uzyskano metodami gazów szlachetnych (A. Zuber i in., 2005a).

Margle kredowe zlewni Bystrzycy Lubelskiej (GZWP nr 406) zawierają bardzo niskie stężenia trytu, wskazujące na średni wiek wody – od kilkudziesięciu do około 400 lat (A. Zuber i in., 2001). Tak duże wartości średniego wieku w systemie o swobodnym zwierciadle wody są wynikiem wymiany dyfuzyjnej między małą objętością wody mobilnej ($n_f \cong 0,006$) i dużą objętością wody stagnacyjnej w mikroporach margli ($n_p \cong 0,40$), tłumacząc jednocześnie dobrą jakość wody, również na terenie Lublina, wskutek opóźnienia migracji zanieczyszczeń w stosunku do przepływu wody mobilnej w szczelinach, współczynnik opóźnienia dyfuzyjnego (R_p) oszacowano na 67.

Wody termalne i mineralne

Wody termalne Tatr i Podhala zawarte w eocenie węglanowym i seriach tatrzańskich są według danych izotopowych wodami holocénскими, zasilanymi na wysokościach ≥ 1000 m n.p.m. (D. Małecka i Z. Nowicki, 2002). Czas dopływu maksymalnego stężenia trytu do otworu Zakopane IG1 na głębokość ponad 1500 m, w warunkach jego eksploatacji, oszacowano na około 20 lat. Stężenie trytu obserwowane w późniejszym okresie wskazuje jednak na obecność składowej o znacznie dłuższym czasie dopływu. W wodach z otworów usytuowanych dalej od wychodni serii wodonośnej praktycznie nie obserwuje się trytu, a metoda ^{14}C jest ilościowo zawodna, podobnie jak w innych skałach węglanowych. Dla datowania wód w tym systemie najbardziej obiecującą jest metoda helowa.

Wody termalne Łącka-Zdroju występujące w gnejsach są wodami pochodzenia meteorycznego, co wynika przede wszystkim z ich bardzo niskiej mineralizacji. Ocenę ich wieku, położenia obszaru zasilania i wielkości zasobów dokonano metodami izotopowymi. Ze znanej dla Sudetów zależności składu izotopowego opadów od wysokości (W. Ciężkowski, 1990) określono średnią wysokość położenia obszaru zasilania tych wód na 825 m n.p.m., co zostało potwierdzone stężeniami gazów: Ne, Ar, Kr i Xe (A. Zuber i in., 1995). Wiek wód określony metodą ^{14}C znajduje się w przedziale 4,5–9 tys. lat i jest potwierdzony umiarkowanymi stężeniami ^4He oraz stosunkiem $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ bliskim wartości atmosferycznej (295,5). Hydrodynamiczny wiek tych wód jest znacznie mniejszy, gdyż oszacowana wartość współczynnika opóźnienia R_p wynosi 40–150.

Wody termalne Cieplic Śląskich-Zdroju budzą wśród ich badaczy wiele sporów, dotyczą one: wieku wód, położenia obszaru zasilania, zasobów i temperatury. Główne ujęcia zawierają wodę bez trytu, o zawartości ^{14}C od 1 do 9 pmc i wartościach $\delta^{13}\text{C}$ od -8 do -10‰ (J. Dowgiałło i in., 1974; Ciężkowski i in., 1992). Zależności składu izotopów trwałych od wysokości położenia obszaru zasilania okazały się niezgodne z wartościami stężeń gazów: Ne, Ar, Kr i Xe, co uznane zostało jako argument za glacialnym wiekiem wody zasilanej na stosunkowo nisko położonym obszarze, przypuszczalnie u podnóża Rudaw

Janowickich (W. Ciężkowski i in., 1992; A. Zuber i in., 1995). Przy stosunkowo dużej mikroporowatości ($n_p \cong 0,02$ przy $n_f \cong 0,0001-0,001$), wiek wody oceniony na 18–30 tys. lat oznacza silną zależność od ilości wody stagnacyjnej zawartej w mikroporach (A. Zuber i W. Ciężkowski, 1997).

Woda termalna Dusznik-Zdroju (otw. GT-1 z samowypływem o temp. 35,8°C) jest według składu izotopowego zasilana w szczytowych partiach Gór Orlickich (J. Dowgiałło i J. Fistek, 2003).

Szczawy Sudetów, jak wynika z kilkuletnich oznaczeń trytu, są najczęściej wieku holoceniowego, zarówno „ery termojądrowej” jak i „przedtermojądrowej”. Analizy stężeń $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ pozwoliły określić wysokość położenia obszarów zasilania większości ujęć (W. Ciężkowski, 1990). Natomiast wartości stężenia $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ oraz nieliczne oznaczenia stosunku $^3\text{H}/^4\text{He}$ wskazały na magmatyczne pochodzenie tych gazów (W. Ciężkowski i in., 2002).

Szczawy zwykle Karpat fliszowych mają bardzo zróżnicowane wartości średniego wieku. W źródłach najczęściej występują wody współczesne o średnim wieku od 15 lat do ponad 100 lat (A. Zuber i in., 1999). W głębszych otworach występują wody holoceniowe „ery przedtermojądrowej” i wody wieku glacialnego (W. Ciężkowski i A. Zuber, 1997), obserwowane także w otworach w dolinie Popradu. Wartości $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ szczaw polskich Karpat fliszowych dowodzą, że CO_2 pochodzą głównie z metamorfizmu skał węglanowych (P.M. Leśniak, 1985).

Szczawy chlorkowe Karpat fliszowych są mieszaninami wód diagenetycznych z lokalnymi wodami infiltracyjnymi, zazwyczaj współczesnymi. Wcześniejsze hipotezy odnośnie ich genezy zakładały udział reliktowych wód morskich. P.M. Leśniak (1980) wykazał istnienie wód dehydratacyjnych i wysunął hipotezę ich regionalnego zmieszania się z wodami sedymentacyjnymi oceanu fliszowego lub nawet mioceńskiego z późniejszym mieszaniami się z lokalnymi wodami infiltracyjnymi, przy czym, podobnie jak w szczawach zwykłych, CO_2 jest odmiennego pochodzenia, tzn. metamorficznego.

Według N. Oszczytki i A. Zubera (2002) oraz A. Zubera i in. (2007), wody dehydratacyjne, o wartościach $\delta^{18}\text{O} \cong -6\%$ i $\delta^2\text{H} \cong -30\%$, powstają w procesie regionalnej diagenetyzacji kompakcyjnej minerałów ilastych, związa-

nej z ciśnieniem nadległych osadów i podwyższoną temperaturą. Ich bardzo zróżnicowane zasolenie w znacznym stopniu może być pozostałością z sedymentacyjnej wody morskiej, zmodyfikowaną oddziaływaniem woda-skała w czasie diagenetyzacji i ultrafiltracją w czasie kompaktacji, gdyż woda dehydratacyjna wypiera wodę sedymentacyjną, przy czym membrany ilowe zatrzymują znaczną część składników chemicznych. W źródłach i odwiertach wody dehydratacyjne zazwyczaj mieszają się z wodami meteorycznymi, układając się na diagramach $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ wzdłuż typowej linii mieszania, od punktów o wartościach $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ zbliżonych do lokalnych wód współczesnej infiltracji (na większości obszaru Polski jest to odpowiednio ok. -10% , i -70%) do wartości składowych czystych wód dehydratacyjnych. Tam gdzie wody dehydratacyjne dopływają do powierzchni lub blisko powierzchni, występują one wówczas w czystej postaci, tzn. bez domieszki wody meteorycznej (np. w niektórych ujęciach Szczawnicy, Szczawy i Wysowej). W przypadkach braku dopływu CO_2 , wody diagenetyczne tworzą solanki, które także mogą się mieszać z wodami infiltracyjnymi, np. solanki: Rabki, Sidziny i Soli (L. Rajchel i in., 2004).

Dane izotopowe wód zmineralizowanych antykliny iwonickiej zawarte są w trójkącie między wartościami $\delta^2\text{H}$ i $\delta^{18}\text{O}$ typowymi dla sedymentacyjnych wód oceanicznych, dehydratacyjnych i infiltracji współczesnej, wskazując w wielu przypadkach na mieszanie trójskładnikowe, przy czym składowa meteoryczna, biorąca udział we wtórnym mieszanin, może pochodzić z różnych okresów ostatniego cyklu hydrogeologicznego (A. Porowski, 2004).

Wody mineralne Swoszowic, Krzeszowic i Matecznego zostały zbadane metodami izotopowymi. Według danych trytowych, wody Swoszowic mają średni wiek wynoszący około 50 lat, wyznaczony modelem eksponencyjnym, co oznacza dominację wody o czasie przepływu trytu wynoszącym kilka lat. W Zdroju Głównym w Krzeszowicach, mimo płytkiego występowania, woda ma wiek według metody ^{14}C około 8 tys. lat, czyli jest to infiltracja wczesnoholoceniowa (J. Motyka i in., 2003). Wody Matecznego były dawniej uważane za rezultat mieszania się młodych wód opadowych z reliktową wodą morską. Dane znacznikowe (tryt, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, gazy

szlachetne i ^{14}C) wskazują jednak, że są to wody zasilane z końcem ostatniego glacjału (A. Zuber i in., 2004). Tylko w jednym ujęciu występuje domieszka około 10% wody współczesnej o średnim wieku około 40 lat. Chlorki i niektóre inne składniki są przypuszczalnie wynikiem ługowania sąsiadujących utworów miocenu. Ta hipoteza zgodna jest z wartościami niektórych wskaźników hydrochemicznych (np. $r\text{Na}/r\text{Cl}$).

Badania izotopowe (tryt, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, gazy szlachetne i ^{14}C) oraz stężenia jonu Cl^- wykazały, że płytkie wody siarczkowe Buska-Zdroju mają skład izotopowy lokalnych wód współczesnych, ale nie zawierają ani trytu ani ^{14}C , czyli są przypuszczalnie wodami infiltracji interglacialnej o dalekim obszarze zasilania, co zostało potwierdzone wysokimi stężeniami ^4He i ^{40}Ar (A. Zuber i in., 1997). Zasolenie tych wód może pochodzić z rozpuszczania inkluzji solnych w gipsach i łałach miocen-skich, a siarczki pochodzą z rozpuszczania gipsów i redukcji rozpuszczonych siarczanów. Składy izotopowe oraz wartości NGT głębszych solanek Buska-Zdroju oraz Solca-Zdroju sugerują, że ich geneza związana jest z cieplejszym klimatem, a ich przedplejstocenijski wiek związany z ostatnim cyklem hydrogeologicznym został potwierdzony wysokimi stężeniami ^4He i ^{40}Ar . Zasolenie tych wód przypuszczalnie także jest związane z ługowaniem utworów miocenu.

Wody mineralne mezozoiku centralnej i północno-zachodniej Polski mają składy izotopów trwałych zawarte pomiędzy wartościami typowymi dla sedimentacyjnych wód oceanicznych a współczesnymi wodami infiltracyjnymi, czyli mogą uchodzić za rezultat mieszania się wód morskich z wodami infiltracyjnymi. Jednak przy takiej hipotezie trudno jest wytłumaczyć ich zasolenie, często przekraczające znacznie zasolenie wód morskich, i wysokie wartości niektórych wskaźników hydrochemicznych – niezgodne z wartościami typowymi dla wód morskich (np. $r\text{Na}/r\text{Cl} > 1$ i $\text{Cl}/\text{Br} > 300$) oraz stężenia jonu Cl^- w niektórych rejonach (np. Ciechocinek) praktycznie niezależne od składu izotopowego (A. Zuber i J. Grabczak, 1991; A. Krawiec, 1999). Dlatego, wody te można uznać w dominującym stopniu za wody meteoryczne z okresów różnych ciepłych klimatów przedplejstocenijskich, z zasoleniem związanym głównie z ługowaniem wysadów sol-

nych. W geologicznej przeszłości zachodziły zmiany kierunków przepływu wód (np. w plejstocenie w wyniku postępu i cofania się zlodowaceń), wskutek czego największe zasolenia wód występują w najgłębszych partiach centralnej części zalegania utworów mezozoiku i niektórych starszych formacji. Obecnie wody te drenowane są pośrednio głównie w strefie brzegowej zachodniego i centralnego wybrzeża Bałtyku.

Synsedymencyjne solanki morskie zachowane są w niektórych rejonach występowania osadów morskich badenu w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, jak np. w Dębowcu i Zabłociu (J. Dowgiałło, 1973) i na wschód od Krakowa (I. Pluta i A. Zuber, 1995). Mają one znacznie zmieniony skład chemiczny, głównie wskutek redukcji siarczanów, i zwiększone zasolenie wskutek wtórnego rozpuszczania soli lub ultrafiltracji spowodowanej kompaktacją. Na większości obszaru wody te zostały wystłodzone przez wody opadowe ostatniego cyklu hydrogeologicznego lub przez słabiej zasolone wody poprzednich cykli ascendujące z górnych partii karbonu (I. Pluta, 2005).

Wody złożowe w obszarach górniczych

Według hipotezy J. Pałysa (1966), potwierdzonej danymi izotopowymi (fig. 2.1), najgłębiej zalegające solanki karbonu i starszych utworów GZW (dewon i kambr), są wodami meteorycznymi z okresu bardzo gorącego klimatu (A. Rózkowski i K. Przewłocki, 1974; I. Pluta i A. Zuber, 1995). Ich zasolenie nie pochodzi z domieszki wód morskich lecz z ługowania skał, co wynika z praktycznie niezmiennego składu izotopowego ($\delta^{18}\text{O} \cong -1,5\%$, $\delta^2\text{H} \cong -15\%$) przy znacznych zmianach stężenia jonu Cl^- od 25 do 140 g/dm^3 (I. Pluta i A. Zuber, 1995). Te same dane wskazują, że wzbogacenie w składniki chemiczne nie nastąpiło wskutek parowania, lecz przypuszczalnie poprzez proces ultrafiltracji. W płytszych partiach karbonu, pod nieprzepuszczalną pokrywą sedimentów miocenu, znajdują się solanki późniejszych cykli hydrogeologicznych o bardziej ujemnym składzie izotopowym, w tym także infiltrujące po ostatniej transgresji morskiej, z zasoleniem pochodzącym z ługowania ewaporatów miocenu. Te ostatnie występują obecnie w kopalniach położonych w obszarze zakrytym, ale blisko je-

go granic i okien hydrogeologicznych, co oznacza, że wody te w obszarze odkrytym zostały już usunięte przez wody infiltracji czwartorzędowej. Do identyfikacji poszczególnych typów wód, oprócz wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ oraz stężeń chlorków, przydatne były też inne wskaźniki, jak np. stężenia siarczanów i skład izotopowy siarki, stężenia boru, jodu, radu i uranu oraz wartości wskaźników hydrochemicznych $r\text{Na}/r\text{Cl}$ i Cl/Br .

A. Rózkowski i K. Przewłocki (1974) opisali wody węglębne Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW), znajdujące się pod nieprzepuszczalnymi marglami kredowymi, w piaskach albu, w klastycznych i węglanowych osadach jury oraz w utworach karbonu. Według danych tych autorów, blisko wychodni albu i jury, przy wschodniej granicy państwa, znajdują się wody wieku glacialnego, przechodzące w centralnej części LZW w wody infiltrujące przypuszczalnie w ostatnim interglacjale (J. Grabczak i A. Zuber, 1985). Stropowe warstwy karbonu i jego przepuszczalne kompleksy zawierają podobne wody, ale wody głębsze oraz wody porowe zawarte w kompleksach nieprzepuszczalnych są według wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ wodami przedplejstoczeńskimi. Również wyższa mineralizacja tych wód wskazuje na ich przedplejstoczeńskie pochodzenie. Podobne, przedplejstoczeńskie wody występują w utworach jury południowej części LZW. Natomiast w jurze północnej części LZW dominujący udział wydają się mieć wody wieku glacialnego. Według stratyfikacji

danych izotopowych i chemicznych zawartych w pracy A. Rózkowskiego i Z. Wilka (1980), w utworach jury dominuje przepływ wody z NE na SW, który jest zgodny z upadem warstw.

Badania trytu, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^{14}C i $\delta^{13}\text{C}$ pozwoliły odróżnić wody technologiczne wędrujące po kopalni soli w Wieliczce od dopływów pochodzących głównie z warstw chodenickich na północnym przedpolu kopalni, zawierających głównie wody wieku glacialnego, w niektórych przypadkach z domieszką wód współczesnych (A. Zuber i in., 2007).

Solanki i ługi pokryształizacyjne odparowanych wód oceanicznych zachowały się w utworach cechsztynu na obszarze zachodniej Polski oraz w wysadach solnych. Według analiz izotopowych licznych zjawisk wodnych w kopalniach soli w Wapnie, Inowrocławiu i Kłodawie, wartości $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ tych syngenetycznych wód zmieniały się w procesach parowania od zera do +10‰ w przypadku $\delta^{18}\text{O}$ i +12‰ w przypadku $\delta^2\text{H}$, a następnie wskutek zateżnienia roztworu i oddziaływania jonów rozpuszczonych w wodzie na proces parowania, nastąpiło zakrzywienie linii parowania w postaci otwartej „agrafki”, z końcowymi wartościami dochodzącymi do +3,5‰ w przypadku $\delta^{18}\text{O}$ i -12‰ w przypadku $\delta^2\text{H}$ (A. Zuber i in., 2007). W kopalniach tych obserwowano również obecność wycieków wód infiltracyjnych, które w przypadku kopalni w Wapnie doprowadziły do jej katastrofalnego zalania.

2.1.5. Typy hydrochemiczne wód podziemnych

Formowanie się składu chemicznego wód podziemnych w zależności od litologii opisane jest w wielu znakomitych podręcznikach (np. A. Macioszczyk, 1987; C.A.J. Appelo i D. Postma, 1999; A. Macioszczyk i D. Dobrzyński, 2002). Istnieją różne rodzaje klasyfikacji typów hydrochemicznych i jakości wód podziemnych. Najczęściej stosowana jest klasyfikacja wyróżniająca obecność jonów o stężeniach $\geq 20\%$ m.wali (zaczynając od jonu o najwyższym stężeniu) i składniki specyficzne w przypadkach wód mineralnych i leczniczych. Zgenerali-

zowane opracowanie pionowej i poziomej zmienności typów chemicznych wód podziemnych na obszarze Polski czeka jeszcze na pełne opracowanie. W niniejszym rozdziale odniesiono się głównie do związku typu chemicznego wody z jej wiekiem.

Wyniki badań izotopowych dostarczają informacji o genezie wody, natomiast wyniki badań chemicznych raczej o historii oddziaływania woda-skała. Często konwencjonalne badania hydrogeologiczne i hydrochemiczne pozwalają określić genezę wody w prostej formie, np.:

woda słodka jest pochodzenia meteorycznego. Jednak dwoma spektakularnymi przykładami błędnych ocen genetycznych, opartych jedynie na badaniach chemicznych, było określenie genezy wysokiej zawartości chlorków w wodach poziomu plejstoceniowego w Łebie (rozdz. 2.1.4) oraz zidentyfikowanie współczesnych wód w dopływach do kopalni soli w Wapnie (A. Zuber i in., 2000a), wbrew większości ówczesnych specjalistów uważających je za reliktowe.

Współczesne wody często zawierają różne zanieczyszczenia antropogeniczne, a wody starsze, ze strefy redukcyjnej, mają zazwyczaj podwyższone stężenia Fe, Mn i NH_4 . Niezanieczyszczone wody współczesne są zazwyczaj typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, ale dalej od wychodni, przy narastającym wieku (od kilkudziesięciu do kilku tysięcy lat) stają się często wodami typu $\text{HCO}_3\text{-Na}$ wskutek wymiany kationowej z minerałami ilastymi (C.A.J. Appelo i D. Postma, 1999). Takie zmiany obserwuje się w wodach, o wieku od współczesnego do glacialnego, zawartych w wapieniach malmu rejonu Krakowa, z dalszymi zmianami do szeregu innych – od trój- do pięciojonowych typów, z malejącym udziałem HCO_3^- , np.: $\text{Na-HCO}_3\text{-SO}_4$, $\text{HCO}_3\text{-Mg-Ca-Na}$, $\text{Na-Mg-Ca-SO}_4\text{-HCO}_3$ itp., przy mineralizacji od 0,3 do 1,3 g/dm^3 . Zmiany wynikają głównie z wymiany kationowej, jak i dyfuzyjnej z wodami porowymi sąsiednich warstw. W wodach z domieszkami ascenzyjnymi lub ługujących ewaporaty miocenu dominuje typ Na-Cl-SO_4 i inne podobne (A. Zuber i in., 2004).

Wody typu $\text{HCO}_3\text{-Na}$ występujące w północno-wschodniej Polsce, jeżeli są wieku przedholoceniowego, powstały prawdopodobnie z wymrozenia w okresie glacjału z późniejszym rozmrożeniem (T. Michalski, 1985; E. Liszkowska, 1988). Ich mineralizacja powinna być niższa niż wyjściowych wód typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ wskutek wytrącania się kalcytu przy zamrażaniu i jego utrudnionego rozpuszczania po rozmrożeniu. Według wymienionych autorów, w rejonie tym występują pozostałości wód, które przeszły zarówno zamrażanie, jak i rozmrażanie.

Przykład związku typu chemicznego wody z wiekiem i oddziaływaniem geogenicznym stanowią wody zawarte w piaskach oligocenu niecki mazowieckiej, będące w większości przypadków wodami plejstoceniowymi (rozdz. 2.3.1). Nisko zmineralizowane wody są już typu

$\text{HCO}_3\text{-Na}$, który ulega dalszej zmianie na typy $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ i $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ przez domieszki ascenzyjne dopływających wód przedplejstoceniowych (A. Macioszczyk, Z. Płochniewski, 1997).

Wody w utworach kredy gdańskiej, w rejonach pośredniego zasilania, są typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, przechodząc w miarę narastania wieku holoceniowego i glacialnego w typ $\text{HCO}_3\text{-Na}$ (A. Sadurski, 1989). W niektórych rejonach zachodzi ascenzyjny dopływ wód głębszych, powodujący powstawanie typów $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ i $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ oraz wzrost mineralizacji nawet do 5 g/dm^3 . Równoległe do lewego brzegu Wisły rozciąga się strefa wysokich zawartości fluoru. Wody wyższych pięter mają podobny obraz w wyniku przesiąkania do góry wód z utworów kredy.

Wody kąpielisk piasków bogucickich (GZWP nr 451) w obszarze zasilania są wodami współczesnymi typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ lub $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$, gdzie siarczany pochodzą od kwaśnych deszczów. Dalej od wychodni, w strefie redukcyjnej, dominują wody „wieku przedtermojądrowego” typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ z podwyższonymi zawartościami Fe i Mn, przechodzące stopniowo w typ $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$. Najdalej od wychodni, poza obszarem głównego zbiornika wód podziemnych, występuje wyraźna strefa wód wieku glacialnego, typów $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ i $\text{HCO}_3\text{-Na}$ z mineralizacją nieco powyżej 1 g/dm^3 (A. Zuber i in., 2005b).

Wody w piaskach sarmatu rejonu Kędzierzyna (GZWP nr 332), o wieku od współczesnego do wczesnoholoceniowego, ulegają zmianie z typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ na $\text{SO}_4\text{-Ca}$ wskutek rozpuszczania gipsów w trakcie przesiąkania wód w dół z utworów czwartorzędowych przez utwory sarmatu oraz w górę z piasków badenu, co utrudnia powstawanie typu $\text{HCO}_3\text{-Na}$. Jednak typ $\text{HCO}_3\text{-Na}$ występuje w równie starych wodach holoceniowych zawartych w piaskach pogrzebanej doliny plejstoceniowej, co sugeruje ich lepszą separację od ascenzyjnych dopływów (M. Duliński i in., 2002).

W południowej części węglanowego triasu północnego rejonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZWP nr 327) dominują wody wieku holoceniowego typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ ($M = 180\text{--}280 \text{ mg/dm}^3$), a w północnej części triasu węglanowego znajdują się wody wieku glacialnego typu $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ ($M = 290\text{--}400 \text{ mg/dm}^3$). Inne typy jak: $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Ca-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Mg}$

i $\text{SO}_4\text{-Ca-Mg}$ występują lokalnie w bardzo młodych wodach, w obszarze odkrytym, jako rezultat oddziaływań zanieczyszczeń antropogenicznych.

Wody termalne Tatr i niecki podhalańskiej są wieku holoceniowego. Z zimnych, młodych wód współczesnych typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ stają się one najpierw wodami typów: $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg-Na}$, następnie $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca}$ lub $\text{SO}_4\text{-Ca-Na}$, a najdalej od wychodni dominuje typ $\text{SO}_4\text{-Cl-Na-Ca}$, przy czym mineralizacja rośnie od 0,2–0,35 do ponad 3 g/dm^3 (rozdz. 7, tom II).

Współczesne wody radonowe Czerniawy-Zdroju są typu $\text{HCO}_3\text{-Ca+Rn}$, ale wody termalne Łącka-Zdroju o wieku wczesnholoceniowym są typu $\text{Na-HCO}_3\text{-CO}_3\text{-F}$ (lub +F). Wody termalne Cieplic Śląskich-Zdroju wieku glacialnego są typu $\text{Na-SO}_4\text{-HCO}_3$, ale woda w źródle Sobieski, będąca wodą współczesną, jest typu $\text{Na-Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$ i wykazuje najwyższą mineralizację (inwersja mineralizacji względem wieku). Podobnie stosunkowo młode, ale przedwspółczesne, wody lecznicze Nałęczowa i Horyńca są odpowiednio typu $\text{Ca-(Mg)-HCO}_3\text{+Fe}$ i $\text{Ca-Na-HCO}_3 + \text{H}_2\text{S}$.

Generalnie, wody mineralne wykazują wielką różnorodność typów hydrochemicznych i bardzo szerokie zakresy mineralizacji (rozdz. 7, tom II), przy czym solanki są zazwyczaj typu Na-Cl , wykazując jednak wzrost zawartości jonu Ca^{2+} kosztem Na^+ , z wyjątkiem szczaw chlorkowych i solanek z udziałem wód dehydratacyj-

nych, charakteryzujących się wysokim lub bardzo wysokim stosunkiem molowym – $r\text{Na}/r\text{Cl} > 1,0$ (N. Oszczypek i A. Zuber, 2002).

Warto zauważyć, że istotne nieporozumienia mogą dotyczyć relacji typów chemicznych i wieku wód ze strefami stagnacyjnymi i aktywnej wymiany. Na przykład, woda wieku glacialnego w małym systemie i o niskiej mineralizacji powinna być zaliczona do strefy *quasi*-stagnacyjnej, ale woda takiego samego wieku w dużym i głębokim systemie, mimo stosunkowo wysokiej mineralizacji, może być uważana za wodę strefy aktywnej wymiany. Przykładem takiej strefy stosunkowo aktywnej wymiany może być artezyjska woda (dolina Odry) wieku glacialnego w utworach triasu koło Kędzierzyna-Koźła, będąca typu $\text{Na-Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ ($M \cong 2,7 \text{ g/dm}^3$). Także wypływ wody z utworów kredy zalegających na na głębokości 1750 m (otw. Przybyłów 1 – dolina Warty), mającej wiek około 10 tys. lat i stężenie jonu Cl^- około 5,1 g/dm^3 świadczy o istnieniu strefy aktywnej wymiany (A. Zuber i J. Grabczak, 1991). Przykładem strefy utrudnionej wymiany może być słona woda glacialna typu $\text{Na-Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ stwierdzona w utworach permu północno-wschodniego obrzeżenia GZW (J. Grabczak i in., 1991), gdzie w nadległych utworach triasu występowały wody współczesne. Utrudnienie wymiany nie było jednak na tyle duże, aby można było mówić o obecności zachowanych wód sedymentacyjnych.

Literatura

- APPELO C.A.J., POSTMA D., 1999 – Geochemistry, groundwater and pollution. Balkema. Rotterdam.
- CIEŹKOWSKI W., 1990 – Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc.*, **60**. Wyd. PWroc. Wrocław.
- CIEŹKOWSKI W., GRÖNING M., LEŚNIAK P.M., WEISE S.M., ZUBER A., 1992 – Origin and age of thermal waters in Cieplice Spa, Sudeten, Poland, inferred from isotope, chemical and noble gas data. *J. Hydrol.*, **140**: 89–117.
- CIEŹKOWSKI W., DULIŃSKI W., JÓZEFKO I., KIELCZAWA B., LIBER-MADZIARZ E., WITCZAK S., ZUBER A., ŻAK S., 2002 – Występowanie, dokumentowanie i eksploatacja endogenicznego dwutlenku węgla w Polsce. Wroc. Tow. Nauk. Wrocław.
- CIEŹKOWSKI W., ZUBER A., 1997 – Wstępne dane o wodach glacialnych w niektórych ujęciach wód leczniczych Beskidu Sądeckiego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **8**: 327–329. Wyd. WIND. Wrocław.

- DOWGIAŁŁO J., 1973 – Wyniki badań składu izotopowego tlenu i wodoru w wodach podziemnych Polski południowej. *Biul. Inst. Geol.*, **277**: 319–338.
- DOWGIAŁŁO J., FISTEK J., 2003 – New findings in the Walbrzych-Kłodzko geothermal subregion (Sudetes, Poland). *Geothermics*, **32**: 689–699.
- DOWGIAŁŁO J., FLORKOWSKI T., GRABCZAK J., 1974 – Tritium and ^{14}C dating of Sudetic thermal waters. *Biul. PAN, Ser. Nauk o Ziemi*, **12**, 2: 101–109.
- DOWGIAŁŁO J., NOWICKI Z., 1997 – Badania izotopowe wód podziemnych występujących w utworach trzeciorzędowych regionu mazowieckiego – dotychczasowe wyniki i dalsze potrzeby. *W: Oligoceński zbiornik wód podziemnych regionu mazowieckiego* (red. J. Dowgiałło, A. Macioszczyk): 104–117. PAN. Warszawa.
- DULIŃSKI M., KMIECIK E., OPOKA M., RÓŻAŃSKI K., SZCZEPAŃSKA J., SZKLARCZYK T., ŚLIWKA I., WITCZAK S., ZUBER A., 2002 – Hydrochemistry of Kędzierzyn-Subthrough aquifer as related to water ages. *W: Jakość i podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie. Pr. W/N-NoZ, UŚI.*, **22**: 35–43.
- GRABCZAK J., MOTYKA J., ZUBER A., 1991 – Skład izotopowy i pochodzenie słonych wód w permie północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **5**: 305–307. SGGW-AR, Warszawa.
- GRABCZAK J., ZUBER A., 1985 – Stabilnyje izotopy kak instrument dlia wozrastnoj stratyfikacji głubinych wod w Lublinskim Ugolnym Miastorozhdeniji. *Wodnyje Resursy*, **5**: 173–78.
- KANIA J., WITCZAK S., DULIŃSKI M., KAPUSTA M., RÓŻAŃSKI K., JACKOWICZ-KORCZYŃSKIM., ŚLIWKA I., ZUBER A., 2005 – Kalibracja i walidacja modelu przepływu i migracji oraz korekty modelu koncepcyjnego GZWP-451 z wykorzystaniem znaczników. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **12**: 317–322. UMK. Toruń.
- KOZERSKI B., KWATERKIEWICZ A., 1988 – Przyczyny i stan zasolenia wód podziemnych czwartorzędu w rejonie Gdańska. *W: Aktualne problemy hydrogeologii*. **4**,1: 93–104. Inst. Morski. Gdańsk.
- KRAWIEC A., 1999 – Nowe wyniki badań izotopowych i chemicznych wód leczniczych Ciechocinka. *Prz. Geol.*, **47**, 3: 255–260.
- KWATERKIEWICZ A., SADURSKI A., ZUBER A., 2000 – Origin of salinity in coastal aquifers of Łeba region as indicated by environmental isotopes. *W: Hydrogeology of the Coastal Aquifers* (red. A. Sadurski). **16**: 169–174. UMK. Toruń.
- LEŚNIAK P.M., 1980 – The origin of the chloride waters at Wysowa, West Carpathians – chemical and isotopic approach. *Acta Geol. Pol.*, **30**: 519–550.
- LEŚNIAK P.M., 1985 – Open CO_2 -underground water system in the West Carpathians (south Poland) – chemical and isotopic evidence. *Chem. Geol.*, **49**: 275–286.
- LISZKOWSKA E., 1988 – O wodach kriogenicznie zmetamorfizowanych. *W: Aktualne problemy hydrogeologii*. **4**, 2: 81–91. Inst. Morski. Gdańsk.
- MACIOSZCZYK A., 1987 – Hydrogeochemia. Wyd. Geol. Warszawa.
- MACIOSZCZYK A., DOBRZYŃSKI D., 2002 – Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych. PWN. Warszawa.
- MACIOSZCZYK A., PŁOCHNIEWSKI Z., 1997 – Zagrożenia wód podziemnych występujących w utworach oligocenu zanieczyszczeniami, ze szczególnym uwzględnieniem zasolenia geogenicznego. *W: Oligoceński zbiornik wód podziemnych regionu mazowieckiego* (red. J. Dowgiałło, A. Macioszczyk): 86–103. PAN. Warszawa.
- MACIOSZCZYK T., KAZIMIERSKI B., 1988 – Czasy przebywania wody w poziomach trzeciorzędowych centralnego regionu niecki mazowieckiej, jako analityczne wskaźniki wieku wody. *W: Aktualne problemy hydrogeologii*. **4**, 3: 31–45. Inst. Morski. Gdańsk.
- MAŁECKA D., NOWICKI Z., 2002 – Skład izotopowy wód podziemnych Tatr i Podhala. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **404**: 67–83.
- MAŁOSZEWSKI P., ZUBER A., 1985 – On the theory of tracer experiments in fissured rocks with a porous matrix. *J. Hydrodrol.*, **79**: 333–358.
- MAŁOSZEWSKI P., ZUBER A., 1991 – Influence of matrix diffusion and exchange reactions on radiocarbon ages in fissured carbonate rocks. *Water Resour. Res.*, **27**, 8: 1937–1945.
- MICHAŁSKI T., 1985 – O genezie anomalii chemicznych w wodach podziemnych NE Polski. *W: Aktualne problemy hydrogeologii*. **3**: 501–511. AGH. Kraków.
- MOTYKA J., PORWISZ B., RAJCHEL L., ZUBER A., 2003 – Wody mineralne Krzeszowic. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **11**: 129–135. PGdań. WBWiS. Gdansk.
- OSZCZYPKO N., ZUBER A., 2002 – Geological and isotopic evidence of diagenetic waters in the Polish Flysch Carpathians. *Geol. Carpath.*, **53**, 4: 257–268.
- PAŁYS J., 1966 – O genezie solanek w górnym karbonie na Górnym Śląsku. *Rocz. PTG*, **36**: 121–154.
- PLUTA I., 2005 – Geneza wód w KWK Morcinek. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **12**: 57–69. UMK. Toruń.
- PLUTA I., ZUBER A., 1995 – Origin of brines in the Upper Silesian Coal Basin (Poland) inferred from stable isotope and chemical data. *Appl. Geochem.*, **10**: 447–460.

- POROWSKI A., 2004 – Isotopic evidence of the origin of mineralized waters from the Central Carpathian Synclinorium, SE Poland. *Environ. Geol.*, **46** (5): 661–669.
- RAJCHEL L., ZUBER A., DULIŃSKI M., RAJCHEL J., 2004 – Występowanie i geneza wód chlorkowych Soli. *Prz. Geol.*, **52**, 12: 1179–1186.
- RÓŻKOWSKI A., 1993 – Periglacial waters within the Muschelkalk aquifer in southern Poland. *Kras i Speleol. UŚł.*, **7** (16): 23–30.
- RÓŻKOWSKI A., PRZEWŁOCKI K., 1974 – Application of stable environmental isotopes in mine hydrogeology taking Polish coal basins as an example. *W: Isotope techniques in groundwater hydrology*: 481–502. IAEA. Vienna.
- RÓŻKOWSKI A., WILK Z. (red.), 1980 – Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **125**.
- SADURSKI A., 1989 – Górnokredowy system wód podziemnych Pomorza Wschodniego. *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, **46**.
- ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W., 1997 – Regional parameters of some fissured aquifers in the Bohemian Massif obtained from environmental tracer data. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Hydrogeol.*, 2052: 181–197.
- ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W., DULIŃSKI M., GRABCZAK J., 1999 – Wiek i położenie obszarów zasilania wód mineralnych Krynicy oszacowane ze zmian czasowych stężeń trytu oraz wartości $\delta^{18}\text{O}$ i δD . *Prz. Geol.*, **47** (6): 574–583.
- ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W., RÓŻAŃSKI K. (red.), 2007 – Metody znacznikowe w badaniach wód podziemnych – poradnik metodyczny. PWroc. Wrocław.
- ZUBER A., GRABCZAK J., 1991 – O pochodzeniu solanek mezozoiku Polski centralnej i północnej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **5**: 202–207. SGGW-AR. Warszawa.
- ZUBER A., GRABCZAK J., GARLICKI A., 2000a – Catastrophic inflows to Polish salt mines as related to the origin of water determined isotopically. *Environ. Geol.*, **39** (3–4): 299–311.
- ZUBER A., SADURSKI A., WEISE S.M., RÜBEL A., OSENBRÜCK K., GRABCZAK J., 2000b – Isotope and noble gas data of the Gdańsk Cretaceous Aquifer, Northern Poland. *W: Hydrogeology of the Coastal Aquifers* (red. A. Sadurski): 181–186. UMK. Toruń.
- ZUBER A., WEISE S.M., OSENBRÜCK K., PAJNOWSKA H., GRABCZAK J., 2000c – Age and recharge pattern of the Mazovian basin (Poland) as indicated by environmental tracers. *J. Hydrol.*, **233** (1–4): 174–188.
- ZUBER A., KOZERSKI B., SADURSKI A., KWATERKIEWICZ A., GRABCZAK J., 1990 – Origin of brackish waters in the Quaternary aquifer of the Vistula delta. *W: Proceedings, 11th Salt Water Intrusion Meeting (SWIM 11)* (red. B. Kozerski, A. Sadurski): 240–262. PGdań. Gdańsk.
- ZUBER A., MICHALCZYK Z., MAŁOSZEWSKI P., 2001 – Great tritium ages explain the occurrence of good-quality groundwater in a phreatic aquifer of an urban area, Lublin, Poland. *Hydrogeol. J.*, **9** (5): 451–460.
- ZUBER A., MOTYKA J., 1994 – Matrix porosity as the most important parameter of fissured rocks for solute transport at large scales. *J. Hydrol.*, **158**, 1–2: 19–46.
- ZUBER A., WEISE S.M., MOTYKA J., OSENBRÜCK K., RÓŻAŃSKI K., 2004 – Age and flow pattern of groundwater in a Jurassic limestone aquifer and related Tertiary sands derived from combined isotope, noble gas and chemical data. *J. Hydrol.*, **286**, 1: 87–112.
- ZUBER A., WEISE S.M., OSENBRÜCK K., GRABCZAK J., CIĘŻKOWSKI W., 1995 – Age and recharge area of thermal waters in Łądek Spa (Sudeten, Poland) deduced from environmental isotope and noble gas data. *J. Hydrol.*, **167** (1–4): 327–349.
- ZUBER A., WEISE S.M., OSENBRÜCK K., KOWALCZYK A., RUBIN K., 2005a – Rezultaty badań gazów szlachetnych w GZWP-327, Lubliniec-Myszków. *Pr. Wyzd. Nauk o Ziemi UŚł.*, **37**: 189–196.
- ZUBER A., WITCZAK S., RÓŻAŃSKI K., ŚLIWKA I., OPOKA M., MOCHALSKI P., KUC T., KARLIKOWSKA J., KANIA J., JACKOWICZ-KORCZYŃSKI M., DULIŃSKI M., 2005b – Groundwater dating with ^3H and SF_6 in relation to mixing pattern, transport modeling and hydrochemistry. *Hydrolo. Processes.*, **19**: 2247–2275.
- ZUBER A., WEISE S.M., OSENBRÜCK K., MATEŃKO T., 1997 – Origin and age of saline waters in Busko Spa (southern Poland) determined by isotope, noble gas and hydrochemical methods: evidence of interglacial and pre-Quaternary warm climate recharge. *Appl. Geochem.*, **12**, 5: 643–660.

2.2. Poglądy ośrodka warszawskiego

2.2.1. Wprowadzenie

Problematyka genezy wód podziemnych ma, obok teoretycznego, duże znaczenie praktyczne. Informacje o pochodzeniu pozwalają na rozstrzygnięcie podstawowej kwestii dotyczącej odnawialności wody, co ma zasadnicze znaczenie w ocenie jej zasobów, w prognozowaniu zmian jakości, a także w wyborze środków podejmowanych w celu zapewnienia wodzie podziemnej skutecznej ochrony ilościowej i jakościowej. Dotyczy to nie tylko wód zwykłych, eksploatowanych dla potrzeb gospodarki, ludności, przemysłu, czy rolnictwa. Racjonalna gospodarka wodami termalnymi wykorzystywanymi w coraz szerszym stopniu dla energetyki cieplnej, czy wodami zmineralizowanymi, przydatnymi w lecznictwie lub stanowiącymi źródło surowców chemicznych również nie może być prowadzona bez znajomości ich genezy.

Rozważania genetyczne nie mogą dotyczyć wyłącznie wody podziemnej jako rozpuszczalnika. Do pełnego rozpoznania genezy wody niezbędna jest znajomość pochodzenia rozpuszczonych w niej składników stałych i gazowych. Powoduje to, że badania w tym zakresie wymagają zastosowania nowoczesnych metod z zakresu geochemii izotopowej, czy termodynamiki chemicznej. Wyniki tych badań nie zawsze mogą być jednoznacznie zinterpretowane, co czyni z tematyki genezy wód podziemnych jedną z najtrudniejszych dziedzin hydrogeologii, a wiele kwestii spornych czeka jeszcze na rozstrzygnięcie.

Podstawowym rozróżnieniem genetycznym między wodami podziemnymi Polski jest ich pochodzenie z infiltracji opadów atmosferycznych, a więc z deszczu, śniegu, lodu i innych form wilgoci atmosferycznej (wody meteoryczne często mniej ściśle określane są jako wody infiltracyjne) oraz pochodzenie inne niż atmosferyczne. Pierwsze stanowią główny, najczęściej jedyny, składnik wód strefy intensywnej wymiany i charakteryzują się zwykle niską mineralizacją. Drugi, podstawowy typ ge-

netyczny wód podziemnych to wody niemeteoryczne, występujące często na znacznych głębokościach w strefie utrudnionej wymiany lub stagnacji, a także lokalnie pływającej w związku ze strefami dyslokacyjnymi, umożliwiającymi migrację tych wód ku powierzchni. Są to zazwyczaj wody o mineralizacji wysokiej lub bardzo wysokiej, często o podwyższonej temperaturze i składzie izotopowym tlenu i wodoru odbiegającym od składu typowego dla wód meteorycznych danego regionu. Bardziej szczegółowe omówienie tej grupy wód znajduje się w dalszej części niniejszego rozdziału.

Jest oczywiste, że oba wymienione wyżej typy genetyczne wód występują często w postaci mieszanin o różnych proporcjach poszczególnych składników. Takie przypadki wymagają szczególnie wnikliwych i wszechstronnych studiów, pozwalających niekiedy wyjaśnić jak dochodzi do powstania mieszaniny, a także, jakie środki należy przedsięwziąć dla zmniejszenia udziału w niej składnika niepożądanego.

Wspomniana wyżej odnawialność wód podziemnych jest związana przede wszystkim z czasem dopływu wód opadowych, infiltrujących do warstwy wodonośnej lub zbiornika wód podziemnych. W związku z powyższym przyjęto jako główne kryteria podziału wód pochodzących z infiltracji wód opadowych ich „wiek” lub czas wymiany wód w zbiorniku. Warto w tym miejscu przypomnieć kilka podstawowych definicji związanych z „wiekiem” wód podziemnych (J. Dowgiałło, Z. Nowicki, 1999)

„*Wiek*” wód podziemnych (czas dopływu) – jest to termin umowny, którym określa się czas, jaki upłynął od momentu infiltracji wody atmosferycznej lub od momentu uformowania składu izotopowego jej składników w wyniku procesów fizyczno-chemicznych zachodzących w strefie przypowierzchniowej do czasu poboru próbki wody podziemnej. Umowność ta wynika z faktu,

iz określany jest wiek najbardziej prawdopodobny, czyli tzw. czas przebywania izotopu w systemie wodonośnym (ang. *residence time*), co nie zawsze pokrywa się z czasem przebywania wody w tym systemie. Z większą ścisłością termin ten może być stosowany w odniesieniu do wód uwięzionych w osadach dennych zbiorników wodnych, a więc tam gdzie nie zachodzi ani migracja wody, ani naturalnego znacznika izotopowego.

„*Datowanie*” wód podziemnych – terminem tym określane jest wyznaczanie „wieku” wód pochodzących z jednego obszaru zasilania lub mieszaniny, której poszczególne składowe mają różny „wiek”. W przypadku mieszanin

powinno się dążyć do określenia „wieku” i udziału ilościowego każdej składowej.

Czas przepływu wód podziemnych – jest to czas, w którym woda podziemna przepływa między poszczególnymi punktami obserwacyjnymi. Jeśli jeden z otworów obserwacyjnych położony jest w strefie zasilania, czas przepływu wody równa się jej „wiekowi”.

Czas wymiany wód w zbiorniku wód podziemnych – pojęcie to oznacza czas całkowitej wymiany wód w zbiorniku (lub w jego fragmencie) i jest czasami mylnie utożsamiane z „wiekiem” wód podziemnych.

2.2.2. Wody meteoryczne

Wody pochodzenia atmosferycznego można podzielić ze względu na czas, w którym infiltrowały na: czwartorzędowe (holoceńskie i plejstocieńskie) oraz przedczwartorzędowe (paleoinfiltracyjne).

Wody czwartorzędowe

W holocenie, obejmującym około 10 tys. ostatnich lat, wyróżnia się dwa typy wód: wody współczesne i wody starsze od współczesnych.

Holocieńskie wody współczesne. Różnicujemy je na wody podziemne zawierające tryt i wody o składzie zmienionym antropogenicznie, lecz niezawierające trytu.

Tryt (^3H) będący krótko trującym izotopem promieniotwórczym wodoru ($t_{1/2} = 12,43$ lat) wykorzystywany jest w hydrogeologii w badaniach zbiorników wód podziemnych mających bezpośredni kontakt z opadami atmosferycznymi. Zastosowanie tego izotopu pozwala na ocenę „wieku” najmłodszych wód podziemnych, które infiltrowały po 1952 roku, tj. po rozpoczęciu prób z bronią jądrową w atmosferze. Jest to szczególnie przydatne przy ocenie stopnia zagrożenia wód podziemnych zanieczyszczeniami antropogenicznymi (A. Felter, Z. Nowicki, 1997).

Pojedyncze oznaczenie stężenia trytu w wodach podziemnych pozwala na ocenę przybliżonego czasu, jaki upłynął od infiltracji wód opadowych. Według I. Clarka i P. Fritza (1997) dla regionów o charakterze kontynentalnym przydatny jest schemat interpretacyjny przedstawiony poniżej:

- $< 0,8$ TU (*Tritium Unit*) – infiltracja wód przed rokiem 1952;
- od 0,8 do około 4 TU – mieszanina wód infiltrowujących przed rokiem 1952 i wód infiltrowujących w ostatnich 12 latach;
- od 5 do 15 TU – wody infiltrowujące w ostatnich 15 latach;
- od 15 do 30 TU – występowanie ^3H „bombowego” – wody infiltrowujące po okresie prowadzenia prób z bronią jądrową;
- > 30 TU – znaczący udział wód z zasilania w latach 60. i 70. XX w.;
- > 50 TU – dominujący udział wód infiltrowujących w latach 60. XX w.

Powyższy schemat nie dotyczy punktów obserwacyjnych ujmujących wody podziemne, w których występuje efekt sezonowy zmian stężenia trytu. Efekt taki wskazuje

na przewagę składnika wody pochodzącego z infiltracji w ostatnich latach lub nawet miesiącach i odnosi się niemal zawsze do bardzo płytkich systemów przepływu wód podziemnych.

W przypadku gdy dysponuje się kilkoma oznaczeniami ^3H w próbkach wód podziemnych, stanowiącymi fragment krzywej, możliwe jest bardziej precyzyjne wyznaczenie „wieku” wód. Polega ono na matematycznym „dopasowaniu” krzywej obserwacyjnej zmian stężenia trytu do krzywej opadowej trytu. Dla takich przypadków A. Zuber (1999) zaleca stosowanie modelu obliczeniowego FLOWPC. Jeśli stężenie trytu w punkcie obserwacyjnym nie wykazuje zmian w czasie, a w stosunku do badanego systemu może być zastosowany model tłokowy, w obliczeniach „wieku” powinien być wykorzystany efekt rozpadowy.

Bardzo trudnym zadaniem jest ocena „wieku” wody w przypadku, kiedy mamy do czynienia z mieszaniną wody starszej (niezawierającej trytu) z jedną lub większą liczbą wód o różnym „wieku”, ale zawierających tryt. Powinien być wówczas wyznaczony „wiek” każdego składnika mieszaniny, o ile pozwolą na to metody służące do określania proporcji mieszania się wód.

Zasięg głębokościowy występowania wód zawierających tryt na obszarze Polski, identyfikowany jako dopływ wód współczesnych, jest bardzo zróżnicowany. Z dotychczas wykonanych badań wynika, że na obszarze Niżu Polskiego są obszary, na których stwierdzono obecność trytu na głębokościach przekraczających 200 m (Z. Nowicki, 2003).

Szczególnym przykładem bardzo głębokiego występowania wód współczesnych zawierających tryt są wody eksploatowane w otworze Zakopane IG 1. W otworze tym z utworów serii reglowej, występującej tu pod utworami fliszu podhalańskiego o miąższości ponad 1000 m, wydobywane są nisko zmineralizowane wody termalne z głębokości 1550–1560 m. Wykonane jeszcze w latach 70. ubiegłego wieku badania trytowe wykazały, iż czas dopływu wód ze stref zasilania, obliczony na podstawie zmian zawartości trytu, przy ówczesnej wielkości eksploatacji, wynosił zaledwie kilkanaście lat (Z. Nowicki, W. Sołtyk, 1974).

Wody współczesne o składzie chemicznym zmienionym antropogenicznie zostały wydzielone ze względu na powstanie i wzrastający wpływ antropopresji. Grupa ta obejmuje przede wszystkim wody, które infiltrowały w okresie rewolucji przemysłowej oraz urbanistycznej i później. Przyjmuje się, że „wiek” tych wód (ang. *residence time*) nie przekracza 200 lat.

Holocenijskie wody starsze od współczesnych.

W grupie tej występują wszystkie holocenijskie wody podziemne, które nie wykazują zmian antropogenicznych i nie zawierają trytu. Są to wody zawierające promieniotwórczy izotop węgla ^{14}C , a skład trwałych izotopów tlenu i wodoru mają taki sam lub zbliżony do wód infiltrujących współcześnie. Z danych K. d’Obyrn’a i in. (1997) wynika, że średnie wartości $\delta^{18}\text{O}$ i δD w wodach podziemnych infiltracji holocenijskiej na obszarze Polski (bez Sudetów i Karpat) mieszczą się w przedziałach:

$\delta^{18}\text{O}$	od $-10,6$ do $-9,0$ ‰,
δD	od $-64,0$ do $-72,0$ ‰.

Typowymi przykładami wód tej grupy są m.in. wody podziemne występujące w Polsce w dużych strukturach o charakterze regionalnym. Dotyczy to przede wszystkim wód w utworach oligocenu we wschodniej i południowej części niecki mazowieckiej (Z. Nowicki, 1991, 2003), wód podziemnych występujących w utworach kredowych niecki łódzkiej (M. Ziulkiewicz, 2003) i w utworach górnokredowych Pomorza Wschodniego (A. Sadurski, 1989). W dobrze rozpoznanych systemach hydrogeologicznych można wyznaczyć dokładniejszy „wiek” tych wód na podstawie oznaczeń węgla ^{14}C po wprowadzeniu odpowiednich poprawek.

Wody plejstocenijskie. Dominującym typem klimatu w ciągu ostatnich 400 000 lat był klimat zimny związany z okresami zlodowaceń (A. Muller, E. McDonald, 2000). Czas trwania okresów ciepłych był kilkakrotnie krótszy w stosunku do czasu trwania okresów zimnych. Okresy ciepłe, czyli interglacjalne, były stosunkowo krótkimi epizodami w historii klimatycznej czwartorzędu na obszarze półkuli północnej. Jednym z takich okresów znacznego ocieplenia jest holocen, w którym na obszarze Polski średnia temperatura roczna wynosiła dotychczas około 8°C , natomiast podczas ostatniego zlodowacenia

średnia temperatura w poszczególnych tysiącleciach wynosiła od -8 do -4°C (K. Rotnicki, 1996).

W plejstocenie, całkowicie odmienne okresy termiczne (glacjały i interglacjały) spowodowały, że średnie wartości $\delta^{18}\text{O}$ i δD , charakteryzujące skład izotopowy opadów atmosferycznych, były w tych okresach bardzo wyraźnie zróżnicowane. Dzięki tym wyraźnym różnicom istnieje dzisiaj możliwość nie tylko identyfikacji poszczególnych typów wód, ale również oceny prawdopodobieństwa i skali ich infiltracji.

Na podstawie powyższych ustaleń przyjmuje się, że pod koniec plejstocenu na obszarze Polski występowały wymienione niżej typy meteorycznych wód infiltracyjnych (Z. Nowicki, 1999).

- Wody glacialne (rozumiane jako wody pochodzące z topniejącego lodowca) – obecnie mogą występować tylko na obszarach, które w plejstocenie zajęte były przez lodowiec (północny skraj Polski). Z danych S. Epsteina i C. Yappa (1976) wynika, że wartość $\delta^{18}\text{O}$ w pokrywie lodowej Skandynawii podczas ostatniego zlodowacenia wynosiła -30% , jak również i według G. Wagnera (1998) wartość $\delta^{18}\text{O}$ w lodowcu powinna wynosić poniżej -29% . Dotychczas wód o tak niskich wartościach $\delta^{18}\text{O}$ nie stwierdzono na obszarze Polski, natomiast mogą one występować jako domieszki. Przykładem mieszaniny wód atmosferycznych i glacialnych jest woda występująca w kredowo-plejstoceńskiej serii wodonośnej Mierzei Helskiej (głęb. 90–175 m), gdzie wartości $\delta^{18}\text{O}$ i δD wynoszą odpowiednio: $-13,9\%$ i -100% , niewiele wyższe wartości stwierdzono w Juracie (J. Dowgiałło, E. Frączek, 1990).

- Wody infiltrujące w okresach glacialnych na obszarach nie zajętych przez lodowiec, pochodzące z opadów atmosferycznych w okresie od 14 000 do 70 000 lat temu. Z. Nowicki (1999) na podstawie analizy paleotemperatur ostatniego zlodowacenia na obszarze Polski centralnej oraz wpływu temperatury na wartości $\delta^{18}\text{O}$ wód opadowych przyjął, że wartości te powinny w nich wynosić od $-12,5$ do $-15,3\%$. Obszar występowania tych wód obecnie obejmuje głównie Polskę południową, o czym świadczą m. in. wyniki oznaczeń składu izotopów trwałych tlenu i wodoru przedstawione przez K. Różańskie-

go i A. Zuberę (2000). Na obszarze Polski centralnej najprawdopodobniej wody tego typu nie występują ze względu na brak lub bardzo ograniczoną infiltrację spowodowaną występowaniem wiecznej zmarzliny (Z. Nowicki, J. Szewczyk, 2003). Potwierdzają to wyniki wykonanych oznaczeń $\delta^{18}\text{O}$ i δD w ponad 100 próbkach wód podziemnych pobranych z utworów oligocenu niecki mazowieckiej (Z. Nowicki, 2003). Zjawisko zaniku infiltracji podczas ostatniego zlodowacenia znane jest również z innych części Europy, o czym świadczą m.in. prace J. Vogla (1970), M. Geyha (1974), D. Smitha i in. (1976) oraz R. Downinga i in. (1977).

- Wody stanowiące mieszaninę wód glacialnych z topniejącego lodowca i wód powierzchniowych dopływających z południa Polski. Wartość $\delta^{18}\text{O}$ w tych wodach, w zależności od proporcji mieszania, powinna wynosić od $-12,5$ do $<-30\%$. Obecnie, jako wody podziemne, mogą występować na obszarze będącym w plejstocenie bezpośrednim przedpolem lodowca (Polska północna), co potwierdzają wyniki oznaczeń $\delta^{18}\text{O}$ i δD przedstawione przez K. Różańskiego i A. Zuberę (2000). Wody, w których stwierdzono znaczny udział wód glacialnych znane są w Europie z okolic Tallina (V. Ferroński, V. Poliakov, 1982). Stwierdzono w nich wartości $\delta^{18}\text{O}$ i δD wynoszące odpowiednio $-19,5\%$ oraz $-15,9\%$.

- Wody interglacialne to wody niezawierające promieniotwórczego izotopu węgla ^{14}C , o składzie izotopów trwałych tlenu i wodoru zbliżonym do opadowych wód współczesnych. W Polsce przykładem ich występowania w strukturach regionalnych mogą być m.in. wody podziemne występujące w utworach oligocenu w centralnej i zachodniej części niecki mazowieckiej, np. w okolicach Warszawy (J. Dowgiałło i in., 1997; J. Dowgiałło, Z. Nowicki, 1997; Z. Nowicki, 2003). Należy w tym miejscu zaznaczyć, że tzw. „zbiornik oligoceński regionu mazowieckiego” nie jest hydrogeologicznie jednolity i składa się z kilku systemów krążenia (zasilenie–przepływ–drenaż wód podziemnych). Jest to szczególnie istotne przy rozpatrywaniu zagadnień dotyczących genezy i „wieku” jego wód. Podawanie wartości średnich dla całego zbiornika np. czasu wymiany jest w tym przypadku nieuzasadnione i może prowadzić do błędnych wniosków.

- Wody kriogeniczne, to wody które ulegały procesowi zamarzania i rozmarzania, podczas którego dochodzi do bardzo istotnych zmian ich składu chemicznego związanego z wytrącaniem się soli mineralnych. Zjawisko to nieodłącznie towarzyszy procesom powstawania i zaniku wiecznej zmarzliny, a efektem jest powstanie strefy wód o składzie chemicznym zmienionym pod wpływem wymrażania (najczęściej typu $\text{HCO}_3\text{-Na}$) i mineralizacji ogólnej niższej niż przed zamarznięciem (T. Michalski, 1985).

Na obszarze Polski miąższość wiecznej zmarzliny (inne terminy to: wieloletnia marzłoc lub zlodowacenie podziemne) podczas ostatniego zlodowacenia, obliczona na podstawie modelowania geotermicznego (Z. Nowicki, J. Szewczyk, 2003), na Suwalszczyźnie przekraczała 500 m, a w części centralnej Niżu zmieniała się od około 50 do 300 m. Średnia głębokość izotermy -1°C dla całego obszaru Niżu Polskiego wynosiła podczas ostatniego zlodowacenia około 130 m. Mimo dużego zasięgu występowania wiecznej zmarzliny w Polsce podczas ostatniego zlodowacenia, wody kriogeniczne stwierdzono, jak dotychczas, głównie na obszarze Suwalszczyzny na głębokości około 450 m (E. Liszkowska, 1988).

Wyżej wymienione typy wód czwartorzędowych wchodzą obecnie najczęściej w skład mieszanin zawierających również wody starsze.

Przedczwartorzędowe wody meteoryczne (paleoinfiltracyjne)

Istnieje teoretyczna możliwość zachowania się w przedczwartorzędowych, lądowych seriach wodonośnych wód meteorycznych, które infiltrowały w okresie sedymentacji tych serii, lub krótko po ich powstaniu. Wydaje się, że prawdopodobieństwo zachowania się takich wód na terytorium Polski dotyczy przede wszystkim piaszczystych serii miocenu pochodzenia jeziornego tam, gdzie są one izolowane przez utwory słabo przepuszczalne. Można przypuszczać, że wody takie mogą mieć skład izotopów trwałych tlenu i wodoru cięższy (mniej ujemny) od typowego dla współczesnych wód opadowych, ze względu na panujący wówczas stosunkowo ciepły klimat.

Typy hydrochemiczne wód meteorycznych

Wody użytkowe (zwykle, słodkie) pochodzenia atmosferycznego występują w strefie akrotopu (termin zastosowany przez A. Kleczkowskiego (1966) do wód podziemnych o mineralizacji ogólnej do 1000 mg/dm^3 i/lub 2000 mg/dm^3 oraz temperaturze do 20°C). Miąższość tej strefy w niektórych obszarach Kujaw czy Pomorza Zachodniego jest równa zeru, a ponad 1000 m osiąga na Podlasiu. Zagadnieniem regionalnej zmienności miąższości strefy wód zwykłych zajmował się także Z. Płochniewski (1977), który opracował mapę dotyczącą tego zagadnienia.

Wody zwykle występujące na terenie Polski o mineralizacji nieprzekraczającej 1000 mg/dm^3 są najczęściej typu: $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ czy $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$. Charakteryzuje je też podwyższona zawartość żelaza i manganu.

Na odmienny, od typowego, skład chemiczny wód zwykłych mogą wpływać czynniki naturalne takie jak zasolenie geogeniczne, czy skład mineralny skał wodonośnych. Tam, gdzie następuje ascenzja wód zasolonych z podłoża lub ingresje wód morskich możemy mieć do czynienia ze wzrastającą rolą jonu chlorkowego i tworzeniem się typu $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$. Na obszarach płytkiego występowania gipsów (np. w niecce nidziańskiej) duże znaczenie może mieć jon siarczanowy pojawiają się więc tam wody typu np. $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$.

Szczególnościami charakteru hydrochemicznego nabierają wody meteoryczne w strefach pojawiania się lokalnie, w pobliżu powierzchni, migrującego z głębi endogenicznego CO_2 . Zjawisko to występuje w Sudetach oraz w Karpatach fliszowych.

Całkowicie odmienny genetycznie typ wody stanowią wspomniane wyżej, występujące lokalnie w Polsce północno-wschodniej, wody typu $\text{HCO}_3\text{-Na}$, zmienione w stosunku do wód pierwotnych pod wpływem wymrażania i mające mniejszą od nich mineralizację

Przemysłowe, komunalne czy też rolnicze zanieczyszczenia mogą w sposób zasadniczy zmienić pierwotny typ chemiczny wód podziemnych, co w znacznym stopniu utrudnia identyfikację ich genezy.

2.2.3. Wody nie pochodzące z opadów atmosferycznych

Wody pochodzenia morskiego

Długie odcinki czasowe fanerozoiku, w których znaczne obszary Polski pokryte były morzami, wywarły istotny wpływ na charakter wód podziemnych. O ile pozwalały na to warunki sedymentacji i brak ruchów tektonicznych powodujących uwalnianie wody uwiecznionej w piaszczystych osadach dennych, pokrytych słabo przepuszczalnym nadkładem, mogła się ona tam zachować w postaci **syngenetycznej wody reliktywnej** (ang. *connate water*, fr. *eau d'imbibition*). Skład chemiczny takiej wody często znacznie odbiega od pierwotnego składu wody morskiej, co jest wynikiem wzajemnego oddziaływania wody i skały ją zawierającej w procesie diagenetyzacji osadów (T. Degens, G. Chilingar, 1967). Zmiany składu chemicznego wody morskiej podczas procesu diagenetyzacji określane były w starszej literaturze jako jej „metamorfizm”, który to termin z pewnością nie powinien być w tym kontekście stosowany. Natomiast wskaźnikiem pochodzenia wody jest skład izotopowy tlenu i wodoru zbliżony do tego, jakim charakteryzuje się woda morska ($\delta_{(VSMOW)} = 0\%$; VSMOW – skład wód współczesnego oceanu światowego). Wodę o takim składzie izotopowym odkryto w utworach miocenu morskiego w zapadlisku przedkarpackim (J. Dowgiałło, 1973).

Szczególnością odmiany syngenetycznej wody reliktywnej stanowią **ługi pokryształizacyjne** basenów salinarnych. Na Niżu Polskim, w okresie cechsztynu, tworzyły się ogromne ilości takich ługów i wysoce prawdopodobne jest ich, częściowe przynajmniej, zachowanie pod mezozoicznym nadkładem. Na możliwy udział takich przesyconych roztworów w zasoleniu wód w utworach mezozoicznych, a częściowo kenozoicznych Niżu Polskiego zwrócili uwagę M. Szpakiewicz (1983) i J. Dowgiałło (1988). Roztwory te mogą być w różnych proporcjach mieszane z produktami rozpuszczania soli cechsztyńskich, powstającymi przede wszystkim w strefach struktur wysadowych.

Zmieniona chemicznie i izotopowo reliktywna woda morska wchodzi prawdopodobnie w skład mieszaniny,

jaką stanowią poligenetyczne **solanki** okalające i podścielające złoża ropy naftowej i gazu ziemnego. W odniesieniu do wód zmineralizowanych występujących we fliżu centralnej depresji karpackiej, ich częściowo morskie pochodzenie zasugerował ostatnio A. Porowski (2006). W przypadku silnie stężonych roztworów występujących w otoczeniu cechsztyńskich złóż węglowodorów na Niżu Polskim wyraźna jest rola ewaporacji w kształtowaniu składu chemicznego tych wód, a przede wszystkim ich wysokiej mineralizacji (D. Kaczor, 2006).

Obok wód syngenetycznych należy wymienić **wody epigenetyczne**. Są to słone lub słonawe wody podziemne występujące również współcześnie w strefach przybrzeżnych, gdzie następuje ingresja wód morskich w obszar lądowy i gdzie mieszają się one z płytkimi wodami pochodzenia infiltracyjnego. Obecność ich stwierdzono na wielu odcinkach polskiego wybrzeża Bałtyku (B. Kozerski, A. Kwaterkiewicz, 1990).

Podczas wielkich transgresji znaczne ilości wody morskiej dostawały się niewątpliwie do utworów zalewanych przez morze. Można przypuszczać, że w sprzyjających warunkach wody takie mogły stanowić domieszkę do „zastanych” wód podziemnych i razem z nimi zachować się pod przykryciem młodszych osadów. Warunkiem ich zachowania jest nieprzepuszczalność tych osadów, a także brak późniejszych ruchów tektonicznych prowadzących do powstania dróg ucieczki, czy wymiany tych mieszanin z wodami infiltracyjnymi. Można przypuszczać, że wody transgredującego morza kredy dolnej mogły w mniej lub bardziej zmienionej postaci, i w różnym stopniu zmieszane z wodami innego pochodzenia, zachować się miejscami w zalewanych osadach kredy dolnej i jury górnej.

Wody dehydratacyjne

Dehydratacja minerałów ilastych zachodzi podczas procesów diagenetyzacji i metamorfizmu osadów. Podstawowym procesem jest tu uwalnianie wody międzypakietowej ze smektytów podczas ich przechodzenia w illity, co

następuje głównie w fazie diagenety osadów. W etapie późnej diagenety i wczesnego metamorfizmu przeważa proces uwalniania grup hydroksylowych ze struktury krystalicznej kaolinitu. Pod względem składu izotopowego tlenu i wodoru zarówno woda międzypakietowa jak i grupy hydroksylowe minerałów ilastych są wzbogacone w $\delta^{18}\text{O}$ i zubożone w δD w stosunku do wody morskiej. Najwyższe wartości $\delta^{18}\text{O}$ względem wzorca VSMOW zmierzone w montmorillonicie osadów oceanicznych przekraczają +28,5‰, podczas gdy wartość δD wynosi tu –68‰ (S. Savin, S. Epstein, 1970).

W Karpatach fliszowych, w obrębie płaszczowin margurskiej i śląskiej występują w kilku punktach wykorzystywane w lecznictwie wody mineralne, zawierające w myśl istniejących poglądów domieszkę wód **diagenetycznych** (N. Oszczytko, A. Zuber, 2002) lub **metamorficznych**. Charakteryzują się one wysokimi wartościami $\delta^{18}\text{O}$, dochodzącymi do 6,5‰ (Wysowa) i δD w pobliżu –30‰ (P.M. Leśniak, 1980). Na istnienie domieszki takich wód wskazuje też stosunkowo wysoka zawartość boru (Wysowa – do 990 mg HBO_2/dm^3), którego wysoką zawartością wyróżniają się skały ilaste.

Nie można wykluczyć występowania domieszki wód diagenetycznych w solankach występujących na znacznych obszarach Niżu Polskiego w utworach paleozoicznych i mezozoicznych. Solanki te wykazują nierzadko wzbogacenie w ciężki izotop tlenu w stosunku do deuteru odbiegając w ten sposób od wód grupujących się wzdłuż globalnej linii opadów atmosferycznych (GMWL)

Do wód dehydratacyjnych niektórzy autorzy zaliczają także wody uwalniane w procesie przechodzenia gipsu w anhydryt, co może prowadzić do nieporozumień terminologicznych. Być może należałoby takie wody wydzielić jako osobną grupę genetyczną. Wód takich należałoby poszukiwać w obszarach współczesnego tworzenia się gipsów.

Wody chemogeniczne (organiczne)

Wydzielenie grupy genetycznej – wody chemogeniczne – zaproponował J. Dowgiałło (1969) w odniesieniu do wód uwalnianych w wyniku reakcji chemicznych, zachodzących w skorupie ziemskiej w skali masowej, zwykle przy udziale bakterii. Ze względu na to, że udział

w tych reakcjach bierze materia organiczna – węglowodory lub węgiel – S. Sheppard (1986) proponuje powstającą w nich wodę określać jako organiczną. Przykładem procesów, w których tworzy się ten rodzaj wody, przedstawionych w postaci uproszczonych reakcji jest:

- utlenianie węglowodorów w peryferyjnych strefach ich złóż ($\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$),
- redukcja gipsów do siarkowodoru ($\text{CaSO}_4 + \text{CH}_4 = \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{S} + \text{H}_2\text{O}$),
- utlenianie H_2S do wolnej siarki ($2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{S}$).

We wszystkich tych procesach, zachodzących również współcześnie, ilość powstającej wody może być na tyle duża, że powinna być brana pod uwagę przy jej bilansowaniu.

Obszarami, na których mogą tworzyć się współcześnie omawiane wody są w Polsce strefy występowania złóż gipsu i siarki mogące mieć kontakt z węglowodorami gazowymi lub złożami węgla. Można dla przykładu wymienić tarnobrzeskie zagłębienie siarkowe, gdzie czynnikiem redukcji miocenkich gipsów jest zapewne migrujący z podłoża metan. Innym przykładem są występujące na antyklinorium kujawsko-pomorskim górnourajskie gipsy, będące lokalnie w kontakcie z miocenскими węglami brunatnymi. Rezultatem procesu redukcji gipsów jest woda i siarkowódor występujący np. w wodzie leczniczej w Wieńcu-Zdroju.

Charakterystyczny dla wód chemogenicznych (organicznych) jest skład izotopowy wodoru. Według S. Shepparda (1986) wartości δD mogą w wodach tych wynosić od –250‰ do powyżej –90‰ (fig. 2.2). Wchodzą one prawdopodobnie w skład mieszanin z innymi wodami, a potwierdzenie ich obecności wymaga szeroko zakrojonego programu badawczego

Typy hydrochemiczne wód niepochozących z opadów atmosferycznych

Wody tej grupy stanowią w większości przypadków mieszaniny, w których poszczególne typy genetyczne występują w różnych proporcjach. Mieszaniny te z kolei zawierają często różne pod względem ilościowym domieszki wody meteorycznej różnego wieku. Typ hydro-

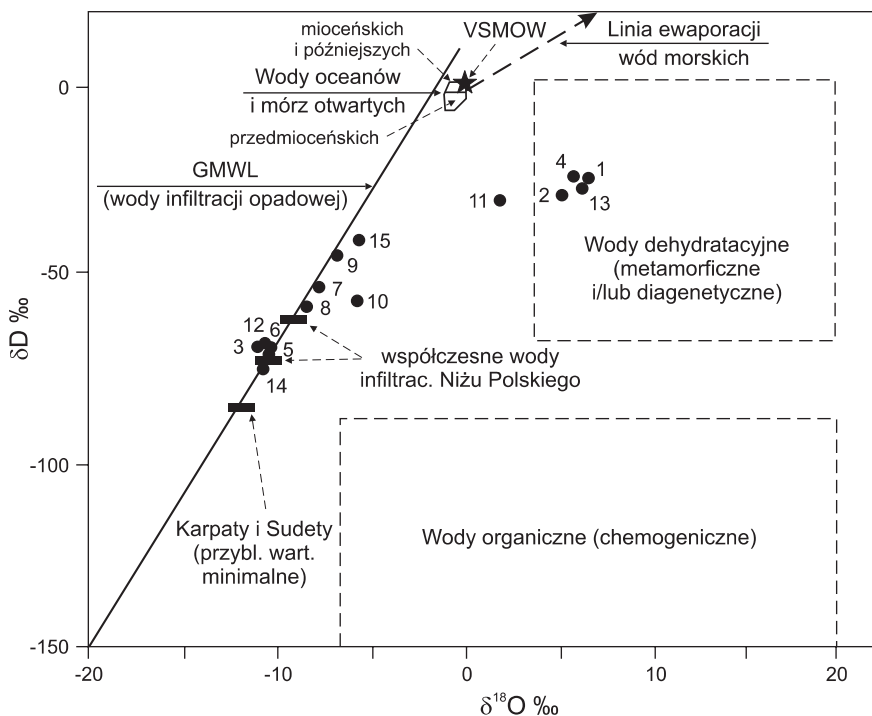


Fig. 2.2. Skład izotopowy niektórych typów genetycznych wód podziemnych (S. Sheppard, 1986; zmodyfikowany) i wybranych wód leczniczych Polski

1. Wysowa (odw. „Aleksandra”), 2. Szczawnica („Magdalena”), 3. Szczawnica-Zdrój (Mieszko”), 4. Rabka (odw. R-18), 5. Nałęczów („Miłość”), 6. Łądek-Zdrój (odw. L-2), 7. Krynica („Zuber III”), 8. Ciechocinek („Grzybek”), 9. Busko-Zdrój (odw. B-15), 10. Rymanów („Tytus”), 11. Rymanów (odw. R-11), 12. Duszniki-Zdrój („Pieniawa Chopina”), 13. Szczawa („Szczawa II”), Cieplice Śląskie-Zdrój (odw. C-1), 15. Kołobrzeg (odw. B-1); zakres współczesnych wód infiltracyjnych Niżu Polskiego (K. d’Obyrn i in., 1997)

chemiczny takiej wody nie jest więc jednoznacznym wskaźnikiem jej pochodzenia.

Najogólniej można powiedzieć, że cechą należących do tej grupy wód pochodzenia morskiego jest mineralizacja ogólna, wyraźnie przekraczająca zawartość składników stałych w wodach meteorycznych nienarażonych na kontaminację geogeniczną. Jest więc wyższa od przyjętej umownie granicy 2g/dm^3 – dochodząc do wartości ponad 300g/dm^3 . Przy niższych mineralizacjach występuje powszechnie typ wody Cl-Na, przy wyższych pojawiają się wody typu Cl-Na-Ca, Cl-Ca-Na i Cl-Ca. Za typowy wskaźnik morskiego pochodzenia wody uważana jest podwyższona zawartość jodu, a także bromu.

Wody dehydracyjne wykazują niekiedy podwyższone zawartości boru, uwalnianego z minerałów ilastych w procesach diagenetyzacji i/lub metamorfizmu. Ponieważ jednak bor gromadzi się także w organizmach morskich

(stosunkowo wysokie stężenia wykazują niektóre wody towarzyszące złożom ropy naftowej), jego podwyższona zawartość w wodzie niekoniecznie musi wskazywać na jej dehydracyjne pochodzenie.

W literaturze pojawia się często pojęcie wskaźników, czy współczynników hydrochemicznych, będących stosunkami wagowymi lub równoważnikowymi poszczególnych składników wody, czy też grup tych składników. Wskaźniki te dostarczają w niektórych przypadkach informacji o procesach prowadzących do przemian składu chemicznego wody, takich jak: wymiana jonowa z minerałami skały wodonośnej, redukcja niektórych składników, ewaporacja lub wytrącanie się niektórych soli, itp. Mają one jednak ograniczoną wartość jako źródło informacji o genezie wody jako rozpuszczalnika i z tego punktu widzenia znacznie ustępują izotopowym wskaźnikom jej pochodzenia.

Literatura

- CLARK I., FRITZ P., 1997 – Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers. New York.
- DEGENS T., CHILINGAR G., V., 1967 – Diagenesis of subsurface waters. sediments. *W: Diagenesis in sediments* (eds. G. Larsen, G. V. Chilingar). *Developm. Sedimentol.*, **8**: 477–502. Elsevier. Amsterdam.
- D'OBYRN K., GRABCZAK J., ZUBER A., 1997 – Mapy składów izotopowych infiltracji holocenijskiej na obszarze Polski. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **8**: 331–333. Wyd. WIND. Wrocław.
- DOWGIAŁŁO J., 1969 – Hydrogeologia wód leczniczych *W: Geologia surowców balneologicznych* (red. J. Dowgiałło, A. Karski, I. Potocki): 9–141. Wyd. Geol. Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., 1973 – Wyniki badań składu izotopowego tlenu i wodoru w wodach podziemnych Polski południowej. *Biul. Inst. Geol.*, **277**: 319–338.
- DOWGIAŁŁO J., 1988 – Geneza wód chlorkowych Niżu Polskiego. Aktualne poglądy i kierunki badań. *W: Aktualne problemy hydrogeologii*. **4** (2): 1–11. Inst. Morski. Gdańsk.
- DOWGIAŁŁO J., FRĄCZEK E. 1990 – An attempt at the interpretation of new data on the Hel Spit hydrogeology. *W: Proceedings of the 11th SWIM* (eds. B. Kozerski, A. Sadurski): 5–14. Gdańsk, 14–17 May 1990.
- DOWGIAŁŁO J., NOWICKI Z., 1997 – Badania izotopowe w utworach trzeciorzędowych regionu mazowieckiego – dotychczasowe wyniki i dalsze potrzeby. *W: Oligocenijski zbiornik wód podziemnych niecki regionu mazowieckiego* (red. J. Dowgiałło, A. Macioszczyk): 104–115. PAN. Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., NOWICKI Z., 1999 – Ocena „wieku” wód podziemnych na podstawie wybranych metod izotopowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **388**: 61–78.
- DOWGIAŁŁO J., NOWICKI Z., BEER J., BONANI G., SUTER M., SYNAL H., WOLFLI W., 1990 – ³⁶Cl in groundwater of the Mazowsze Basin. *J. Hydrol.*, **118**: 378–385.
- DOWNING R. A., SMITH D. B., PEARSON F. J. *et al.*, 1977 – The age of groundwater in the Lincolnshire limestone, England and its relevance to the flow mechanism. *J. Hydrol.*, **33**: 201–213.
- EPSTEIN S., YAPP C. J., 1976 – Climatic implication of the D/H ratio of hydrogen in C–H groups in tree cellulose. *Earth and Planet Sci. Lett.*, **30**: 252–261.
- FELTER A., NOWICKI Z., 1997 – Tryt – bezpośredni wskaźnik wrażliwości warstwy wodonośnej na antropopresję. *Prz. Geol.*, **45**, 9: 862–865.
- FERROŃSKI V. I., POLIAKOW V., A., 1982 – Environmental isotopes in the hydrosphere. John Wiley. New York.
- GEYH M. A., 1974 – Erfahrungen mit der ¹⁴C und ³H Methode in der angewandten Hydrologie. *Oesterr. Wasserwirt.* 3–4: 49–54.
- KACZOR D., 2006 – The salinity of groundwater in Mesozoic and Cenozoic aquifers of NW Poland – origin and evolution. *Stud. Geol. Pol.*, **126**.
- KLECZKOWSKI A., 1966 – The Acrotapege Zone in Poland. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Geol. Geog.*, **14** (2): 99–105.
- KOZERSKI B., KWATERKIEWICZ A., 1990 – The origin and state of Quaternary groundwater salinization in Gdańsk region. *W: Proc. 11th Salt Water Intrusion Meeting* (red. B. Kozerski, A. Sadurski): 15–24. Gdańsk, 14–17 May.
- LISZKOWSKA E., 1988 – O wodach kriogenicznie zmetamorfizowanych Polski północno-wschodniej. *W: Aktualne problemy hydrogeologii*. **4** (2): 81–91. Inst. Morski, Gdańsk.
- LEŚNIAK P. M., 1980 – The origin of the chloride waters at Wysowa, West Carpathians – chemical and isotopic approach. *Acta Geol. Pol.*, **30**: 519–550.
- MICHALSKI T., 1985 – O genezie anomalii chemicznych w wodach podziemnych NE Polski. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **3**: 505–511. AGH. Kraków.
- MULLER A., McDONALD E., 2000 – Ice Ages and Astronomical Causes. Springer.
- NOWICKI Z., 1991 – „Wiek” wód podziemnych występujących w utworach oligocenu niecki mazowieckiej na podstawie oznaczeń izotopowych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **5**: 178–183. SGGW-AR. Warszawa.
- NOWICKI Z., 1999 – Skład izotopów trwałych wód infiltrujących w późnym plejstocenie i holocenie na obszarze Polski Centralnej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **9**: 259–266. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- NOWICKI Z., 2003 – „Wiek” wód podziemnych występujących w utworach oligocenu we wschodniej i południowej części niecki mazowieckiej na podstawie oznaczeń izotopów węgla i chloru. Raport z projektu badawczego KBN nr rejestracyjny 9 T12B 041 18. Arch. KBN, Warszawa.
- NOWICKI Z., SOŁTYK W., 1974 – Badania trytowe wód termalnych w otworze Zakopane IG 1. Arch. PPG. Warszawa.
- NOWICKI Z., SZEWCZYK J., 2003 – Ocena miąższości wiecznej zmarzliny na podstawie danych geotermicznych jako element analizy paleohydrogeologicznej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **11**: 403–411. PGdań. WBWiŚ. Gdańsk.
- OSZCZYPKO N., ZUBER A., 2002 – Geological and isotopic evidence of diagenetic waters in the Polish Flysch Carpathians. *Geol. Carpath.*, **53** (4): 257–268.

- PŁOCHNIEWSKI Z., 1977 – Mapa miąższości strefy wód zwykłych (słodkich) w skali 1:2000 000. *W: Atlas hydrogeochemiczny Polski* (red. S. Turek). Inst. Geol. Warszawa.
- POROWSKI A., 2006 – Origin of mineralized waters in the Central Carpathian Synclinorium. *Stud. Geol. Pol.*, **125**.
- ROTNICKI K., 1996 – Możliwość retrodykcji składowych dawnego bilansu wodnego i jego zmian w ostatnim cyklu interglacjalno-glacjalnym na podstawie danych paleobotanicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **383**: 153–159.
- RÓŻAŃSKI K., ZUBER A., 2000 – Wody infiltracji glacialnej w Europie – mit czy rzeczywistość. *Prz. Geol.*, **49**, 9: 796–804.
- SADURSKI A., 1989 – Górnokredowy system wód podziemnych Pomorza Wschodniego. *Zesz. Nauk. AGH Geol.*, **46**.
- SAVIN S. M., EPSTEIN S., 1970 – The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**: 3–63.
- SMITH D. B., DOWNING R. A., MONHOUSE R. A. 1976 – The age of groundwater in the Chalk of the London Basin. *Wat. Resour. Res.*, **12**: 392–404.
- SHEPPARD S.M.F., 1986 – Characterization and isotopic variations in natural waters. *W: Stable isotopes in high temperature processes* (eds. J. W. Valley, H. P. Taylor, Jr. J. R. O'Neil). *Rev. Mineral.*, **16**: 165–183.
- SZPAKIEWICZ M., 1983 – Formowanie się składu chemicznego solanek w basenach sedymentacyjnych Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **27**, 4 : 657–668
- VOGEL J. C., 1970 – Carbon dating in groundwater. *W: Isotope Hydrology*: 225–239. Proc. Symp. IAEA. Vienna.
- WAGNER G. A., 1998 – Age determination of young rocks and artifacts. Physical and chemical clocks in Quaternary geology and archeology. Springer-Verlag. Berlin.
- ZIUŁKIEWICZ M., 2003 – Zmienność chemizmu wód podziemnych na obszarze Łodzi. *Prz. Geol.*, **51**, 4: 327–336.
- ZUBER A., 1999 – Interpretacja wieków trytowych wód podziemnych prostymi modelami matematycznymi. *Prz., Geol.*, **47**, 5: 371–373.

2.3. Klasyfikacje formalne wód podziemnych – definicje

Podstawowym kryterium podziału wód podziemnych dla potrzeb niniejszej monografii jest ich mineralizacja oraz niektóre właściwości.

Zróżnicowanie mineralizacji wód podziemnych oraz zawartość w nich składników charakterystycznych powoduje, między innymi, zmianę właściwości wód. Nietypowe właściwości wód podziemnych, pojawiających się na powierzchni w postaci źródeł, już od czasów starożytnych zwracały uwagę człowieka. Ponieważ podwyższona temperatura była najbardziej charakterystyczną, zauważalną właściwością takich wód, to aż do okresu Oświecenia nazywano je w Europie *termami* (*aquae thermae*), a u nas *cieplicami*; wykorzystywano je przede wszystkim w kąpielach (*balneis*). Od początku XV w. rozpoczął się

rozwój metod analitycznych, a wynikający stąd rozwój jatrochemii (chemii leków) zwrócił uwagę na lecznicze właściwości niektórych wód. Wody takie zaczęto zwać także *wodami kruszczowymi*, gdyż pierwsze analizy chemiczne dotyczyły głównie oznaczenia zawartości metali. Dalszy rozwój analityki chemicznej wód w XVIII, a zwłaszcza od początku XIX w., połączony z badaniami medycznymi, spowodował rozwój nowej dziedziny medycyny – balneologii, a także uzasadnił pojawienie się nazw: *wody medyczne*, *wody lekarskie*, a także *wody lecznicze*. Zaczęto też powszechnie używać niesprecyzowanego ściśle określenia – *wody mineralne*. Obecnie, w hydrogeologii krajowej, pojęcia wody mineralne, wody lecznicze i wody termalne mają odrębne określenia.

2.3.1. Wody słodkie i mineralne

Przez mineralizację wody (M) rozumie się sumę stężeń wszystkich mineralnych składników w niej zawartych i wyraża się ją w mg/dm^3 lub g/dm^3 (Słownik..., 2002); odpowiednikiem mineralizacji jest ang. *total dissolved solids* (TDS).

Wody słodkie

Najczęściej stosowanym w kraju jest podział wód podziemnych zaproponowany przez Z. Pazdrę (1964) i powtórzony przez Z. Pazdrę i B. Kozerskiego (1990), którzy dzielą je na:

wody ultrasłodkie	$M < 0,1 \text{ g}/\text{dm}^3$,
wody słodkie	$0,1 \leq M < 0,5 \text{ g}/\text{dm}^3$,
akratopegi	$0,5 \leq M < 1,0 \text{ g}/\text{dm}^3$,
wody mineralne	$M \geq 1,0 \text{ g}/\text{dm}^3$.

Ze względu na coraz dokładniejsze rozpoznanie chemizmu wód podziemnych oraz ich postępujące zanieczyszczenie niektórzy autorzy przesuwają dolną granicę wód mineralnych na 2, a nawet $3 \text{ g}/\text{dm}^3$ (A. Macioszczyk i D. Dobrzyński, 2002). Generalnie, wody o mineralizacji niższej od $1 \text{ g}/\text{dm}^3$ określane są mianem wód zwykłych, niskozmineralizowanych, a najczęściej słodkich (np. B. Paczyński i in., 1993; Słownik..., 2002). Informacje odnośnie szczegółowych podziałów wód podziemnych pod względem mineralizacji znajdzie czytelnik w pracach A.S. Kleczkowskiego (1979), A. Macioszczyk i D. Dobrzyńskiego (2002) oraz S. Witczaka i A. Adamczyka (1994).

Wody mineralne

Pojęcie wody mineralnej można rozpatrywać tu w kontekście trzech klasyfikacji.

Klasyfikacja hydrogeochemiczna. Według tej klasyfikacji wody mineralne podzielić można za A. A. Brodzkim (w: S. Witczak i A. Adamczyk, 1994) na:

wody słonawe	$1,0 \leq M < 5,0 \text{ g}/\text{dm}^3$,
wody słone	$5,0 \leq M < 35,0 \text{ g}/\text{dm}^3$,
solanki	$M \geq 35,0 \text{ g}/\text{dm}^3$.

Klasyfikacja balneochemiczna. W przypadku wód wykorzystywanych w leczeniu uzdrowiskowym, w Niemczech oraz w krajach Europy Wschodniej, przyjęło się za wody mineralne uznawać wody o mineralizacji równej lub przekraczającej $1 \text{ g}/\text{dm}^3$. Wartość ta została przyjęta w 1911 r. na Zjeździe Balneologów i Chemików w Nauheim (M. Dominikiewicz, 1951), a w Polsce wprowadzona została w 1954 r. na I Ogólnopolskim Zjeździe Balneologicznym w Inowrocławiu (M. Szymtówna, 1954).

Klasyfikacja stosowana w rozlewnictwie wód. Zupełnie odmienną jest definicja obowiązująca w przemyśle rozlewniczym, według której „naturalna woda mineralna” jest *...wodą pochodzącą z udokumentowanych zasobów wody podziemnej, wydobywaną jednym lub kilkoma otworami naturalnymi lub wierconymi, pierwotnie czystą pod względem chemicznym i mikrobiologicznym, charakteryzującą się stabilnym składem mineralnym oraz właściwościami mającymi znaczenie fizjologiczne, powodującymi korzystne oddziaływanie na zdrowie ludzi...* Definicja wprowadzona Rozporządzeniem Ministra Zdrowia (2004) w sprawie naturalnych wód mineralnych, naturalnych wód źródłanych i wód stołowych zgodna jest z unijną Dyrektywą Rady (1980) oraz Dyrektywą Komisji (2003). Rozporządzenie to pod względem mineralizacji wyróżnia:

wody bardzo niskozmineralizowane	$M \leq 50 \text{ mg}/\text{dm}^3$,
wody niskozmineralizowane	$50 \leq M < 500 \text{ mg}/\text{dm}^3$,
wody średnizmineralizowane	$500 \leq M < 500 \text{ mg}/\text{dm}^3$,
wody wysokozmineralizowane	$M \geq 1500 \text{ mg}/\text{dm}^3$.

2.3.2. Wody lecznicze i termalne

Wody lecznicze

Formalne pojęcie wody leczniczej pojawiło się w Polsce w 1922 r. w pierwszej ustawie o uzdrowiskach. W 2006 r. pojęcie to zostało zdefiniowane przez dwa rozporządzenia – Rozporządzenie Rady Ministrów (2006) w sprawie złóż wód podziemnych zaliczonych do solanek, wód leczniczych i termalnych oraz Rozporządzenie Ministra Zdrowia (2006) w sprawie zakresu badań niezbędnych do ustalenia właściwości leczniczych naturalnych surowców leczniczych i właściwości leczniczych klimatu. Ogólnie można stwierdzić, że leczniczą jest woda podziemna, niezanieczyszczona pod względem chemicznym i mikrobiologicznym, o naturalnej zmienności cech fizycznych i chemicznych, zawierająca w 1 dm³:

- co najmniej 1000 mg rozpuszczonych składników (woda mineralna) i/lub
- zawierająca co najmniej jeden z leczniczych składników swoistych i/lub
- wykazująca na wypływie temperaturę co najmniej 20°C (woda termalna) i/lub
- wykazująca aktywność promieniotwórczą co najmniej 74 Bq/dm³,

i której złożo zostało zaliczone do złóż wód leczniczych Rozporządzeniem Rady Ministrów (2006a)

Lecznicze składniki swoiste nadają również odpowiednie własne nazwy wodom; jeśli 1 dm³ wody zawiera co najmniej:

1 mg jonu jodkowego	woda jodowa,
2 mg jonu fluorkowego	woda fluorkowa,
1 mg siarki dwuwartościowej	woda siarczkowa,
10 mg jonu żelazawego	woda żelazista,
70 mg kwasu H ₂ SiO ₃	woda krzemowa,
1000 mg wolnego CO ₂	szczawa,
250–999 mg wolnego CO ₂	woda kwasowęglowa,
20°C	woda termalna.

Ostatecznie można wyróżnić następujące trzy ogólne rodzaje wód leczniczych:

- lecznicze wody mineralne,
- lecznicze wody swoiste (słabo zmineralizowane),
- lecznicze wody mineralne swoiste.

Uznanie wód za lecznicze powoduje w polskim prawodawstwie zaliczenie ich do kopalin, stąd poszukiwanie, rozpoznawanie, eksploatacja i ochrona takich wód podlegają przepisom Prawa geologicznego i górniczego (1994, z późniejszymi zmianami). Należy zaznaczyć, że wody lecznicze zaliczone są również ustawą Prawo farmaceutyczne (2001) do tzw. kopalin leczniczych.

Inne szczegółowe podziały wód leczniczych przedstawiła np. M. Szmytówna (1970) i T. Latour (1995)

Wody termalne

Oprócz wspomnianego wyżej wykorzystywania wód o temperaturze powyżej 20°C do celów leczniczych, wody o podwyższonej temperaturze mogą mieć także zastosowanie jako nośnik energii odnawialnej – energii geotermalnej. Występujące w porach i szczelinach skał wody podzielić można według temperatury (J. Sokołowski, 1997) na:

wody zimne	> 20°C,
wody ciepłe (niskotemperaturowe)	od 20 do 35°C,
wody gorące (średnotemperaturowe)	od 35 do 80°C,
wody bardzo gorące (wysokotemperatu.)	od 80 do 100°C,
wody przegrzane (bardzo wysokotemperatu.)	> 100°C.

Do celów energetycznych wykorzystywane są w Polsce wody gorące i bardzo gorące (W. Bujakowski, 2003). Rodzaje zasobów energii geotermalnej przedstawił W. Górecki red. (1995), zaś zasady i metodykę dokumentowania zasobów wód termalnych i energii geotermalnej znaleźć można w pracy J. Kapuścińskiego i in. (1997).

Literatura

- BUJAKOWSKI W., 2003 – Energia geotermalna – przegląd polskich doświadczeń. *W*: Systemy energetyczne wykorzystujące czyste odnawialne źródła energii na przykładzie energii geotermalnej (red. W. Bujakowski): 97–108. IGS-MiE PAN. Kraków.
- DOMINIKIEWICZ M., 1951 – Wody mineralne Polski. PZWL. Warszawa.
- DYREKTYWA Rady 80/777/EWG z dnia 15.07.1980 r. w sprawie zbliżenia ustawodawstw Państw Członkowskich w zakresie wydobywania i wprowadzania do handlu naturalnych wód mineralnych (z późniejszymi uzupełnieniami).
- DYREKTYWA Komisji 2003/40/WE z dnia 16.05.2003 ustanawiająca wykaz, stężenia graniczne i wymogi w zakresie etykietowania dla składników naturalnych wód mineralnych oraz warunki zastosowania powietrza wzbogaconego w ozon do oczyszczania naturalnych wód mineralnych i wód źródłanych.
- GÓRECKI W. (red.), 1995 — Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Tow. Geosynoptyków GEOS. Kraków.
- KAPUŚCIŃSKI J., NAGY S., DŁUGOSZ P., BIERNAT H., BENTKOWSKI A., ZAWISZA L., MACUDA J., BUJAKOWSKA K., 1997 – Zasady i metodyka dokumentowania zasobów wód termalnych i energii geotermalnej oraz sposoby odprowadzania wód zużytych. Poradnik metodyczny. MOŚiZN. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S., 1979 – Hydrogeologia ziem wokół Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- LATOUR T., 1995 – Naturalne surowce lecznicze – właściwości chemiczne, fizyczne i biochemiczne. *W*: Medycyna uzdrowiskowa w zarysie (red. I. Ponikowska): 43–66. WAT-TEXT'S., Warszawa.
- MACIOSZCZYK A., DOBRZYŃSKI D., 2002 – Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych. PWN. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., JEZERSKI H.J., MITRĘGA J., PŁOCHNIEWSKI Z., SKRZYPCZYK L., WODZIŃSKA I., 1993 – Systemy zwykłych wód podziemnych. *W*: Atlas hydrogeologiczny Polski. Cz. I (red. B. Paczyński). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B., 1990 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- PRAWO geologiczne i górnicze – Ustawa z dnia 4 lutego 1994 r. Dz.U. Nr 27, poz. 96 (z późniejszymi zmianami).
- PRAWO farmaceutyczne, 2001 – Ustawa z dnia 6 września 2001 r. Dz.U. Nr 126, poz. 1381.
- ROZPORZĄDZENIE Ministra Zdrowia z dnia 29 kwietnia 2004 r. w sprawie naturalnych wód mineralnych, naturalnych wód źródłanych i wód stołowych. (Dz.U. Nr 120, poz. 1256.)
- ROZPORZĄDZENIE Rady Ministrów z dnia 14 lutego 2006 r. w sprawie złóż wód podziemnych zaliczonych do solanek, wód leczniczych i termalnych oraz złóż innych kopalin leczniczych, a także zaliczenia kopalin pospolitych z określonych złóż lub jednostek geologicznych do kopalin podstawowych (Dz.U. Nr 32, poz. 220).
- ROZPORZĄDZENIE Ministra Zdrowia z dnia 13 kwietnia 2006r. w sprawie zakresu badań niezbędnych do ustalenie właściwości leczniczych naturalnych surowców leczniczych i właściwości leczniczych klimatu, kryteriów ich oceny oraz wzoru świadectwa potwierdzającego te właściwości (Dz.U. Nr 80, poz. 565).
- SŁOWNIK hydrogeologiczny, 2002. Red. nauk.: J. Dowgiałło, Antoni S. Kleczkowski, T. Macioszczyk, A. Rózkowski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J., 1997 – Definicje pojęć określających warunki występowania zasobów energii geotermicznej i geotermalnej. *W*: Mat. Polskiej Szkoły Geotermalnej. III Kurs. Wyd. IGSMiE PAN., Kraków.
- SZMYTÓWNA M., 1954 – Nowoczesna klasyfikacja leczniczych wód mineralnych. *W*: Pamiętnik Ogólnopol. Zjazdu Balneoklimatycznego: 23–26. PZWL, Warszawa.
- SZMYTÓWNA M., 1970 – Wody mineralne. *W*: Balneochemia – chemia wód mineralnych i peloidów w Polsce (red. M. Szmytówna): 23–51. PZWL. Warszawa.
- WITCZAK S., ADAMCZYK A., 1994 – Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania. T. 2. Biblioteka Monitoringu Środowiska. PIOŚ., Warszawa.

3. Podstawy regionalizacji hydrogeologicznej

3.1. Przegląd klasyfikacji regionalnych

Systematyka regionalna porządkując złożony obraz hydrosfery podziemnej stanowi najbardziej syntetyczną ilustrację naszej wiedzy o wodach podziemnych. Dlatego też ukształtowała się ona jako odrębna dyscyplina hydrogeologiczna już w latach trzydziestych ubiegłego wieku (C.F. Tolman, 1937; H.E. Thomas, 1952; G.N. Kamieński, 1955; A.M. Owczynnikow 1956; Lange, 1959; Atlas des eaux..., 1966). Rozwój polskiej systematyki regionalnej wód podziemnych jest szerzej omówiony w pracach B. Paczyńskiego (1977, 1978 i 1980).

W Polsce, pierwsze hydrogeologiczne podziały regionalne związane były z mapami przeglądowymi (J. Gołąb i in., 1960; C. Kolago, 1970), z propozycjami dotyczącymi jednostek hydrogeologicznych Wielkopolski (B. Krygowski, 1959; T. Błaszyk, 1968), Górnego Śląska (A. Rózkowski, 1997), wód mineralnych (C. Kolago, 1957; J. Dowgiałło i in., 1974), a także przy ustalaniu głębokości występowania wód słodkich (A.S. Kleczkowski, 1966). Najbardziej uniwersalna była niewątpliwie regionalizacja wód zwykłych C. Kolagi (1970), przedstawiona na *Mapie hydrogeologicznej Polski w skali 1:1 000 000* (fig. 3.1), stanowiącej syntezę *Przeglądowej mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:300 000*. Wyróżniono na niej 61 jednostek podstawowych (regionów) zgrupowanych w 8 obszarach: niżowym, lubelskim, świętokrzyskim, śląsko-miechowskim, przedkarpackim, karpackim, pod-sudeckim i sudeckim. Podział ten dotyczył utworów wodonośnych starszych od czwartorzędu. Charakterystykę utworów wodonośnych czwartorzędu ograniczono do barwnego i szrafurowego zróżnicowania wydajności, braku występowania wód oraz ogólnego porównania z wodonośnością utworów podłoża.

Wymienione wyżej, a także późniejsze klasyfikacje regionalne, obejmowały słodkie (zwykłe) wody podziemne wybranych pięter, regionów, całego kraju lub podziały ukierunkowane – wody mineralne, lecznicze i termalne (J. Sokołowski i in., 1995), złożowe (Z. Wilk, 1990). Próby systematyki całej hydrosfery podziemnej (wód słodkich i mineralnych) ograniczały się do oddzielnych regionów. Wyjątek stanowił tak zwany podział ogólny (B. Paczyński, 1977) oparty na kryterium geostrukturalnym, ówczesnym rozpoznaniu tektonicznym Polski (J. Znosko red., 1968, 1972; W. Pożaryski, 1969) i doświadczeniach zagranicznych (*Atlas des eaux...*, 1966, *Gidrogeologija SSSR*, 1967, 1969, 1970, 1971).

Jego głównym założeniem było wyróżnienie dwu podstawowych typów struktur hydrogeologicznych: depresyjny – baseny (szczelne, częściowo otwarte i przepływowe) oraz elewacyjny – cokoły zróżnicowane na: fałdowe, fałdowo-blokowe i blokowe (blok, masyw). Przykładem cokołów fałdowych jest obszar karpacki, fałdowo-blokowych – trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich oraz Sudety z blokiem przedsudeckim, a blokowych – obszar łukowsko-lubelski (blok) i wyniesienie mazursko-suwałskie (masyw). W klasyfikacji tej przyjęto poniższy schemat podziału wód podziemnych w ujęciu stratyfikacji poziomej i pionowej:

Stratyfikacja pozioma	Stratyfikacja pionowa	
	utwory wodonośne	utwory rozdzielające
provincia (obszar) region: basen artezyjski cokół hydrogeologiczny podregion	piętro zespół (kompleks) poziom warstwa	piętro zespół (kompleks) poziom warstwa

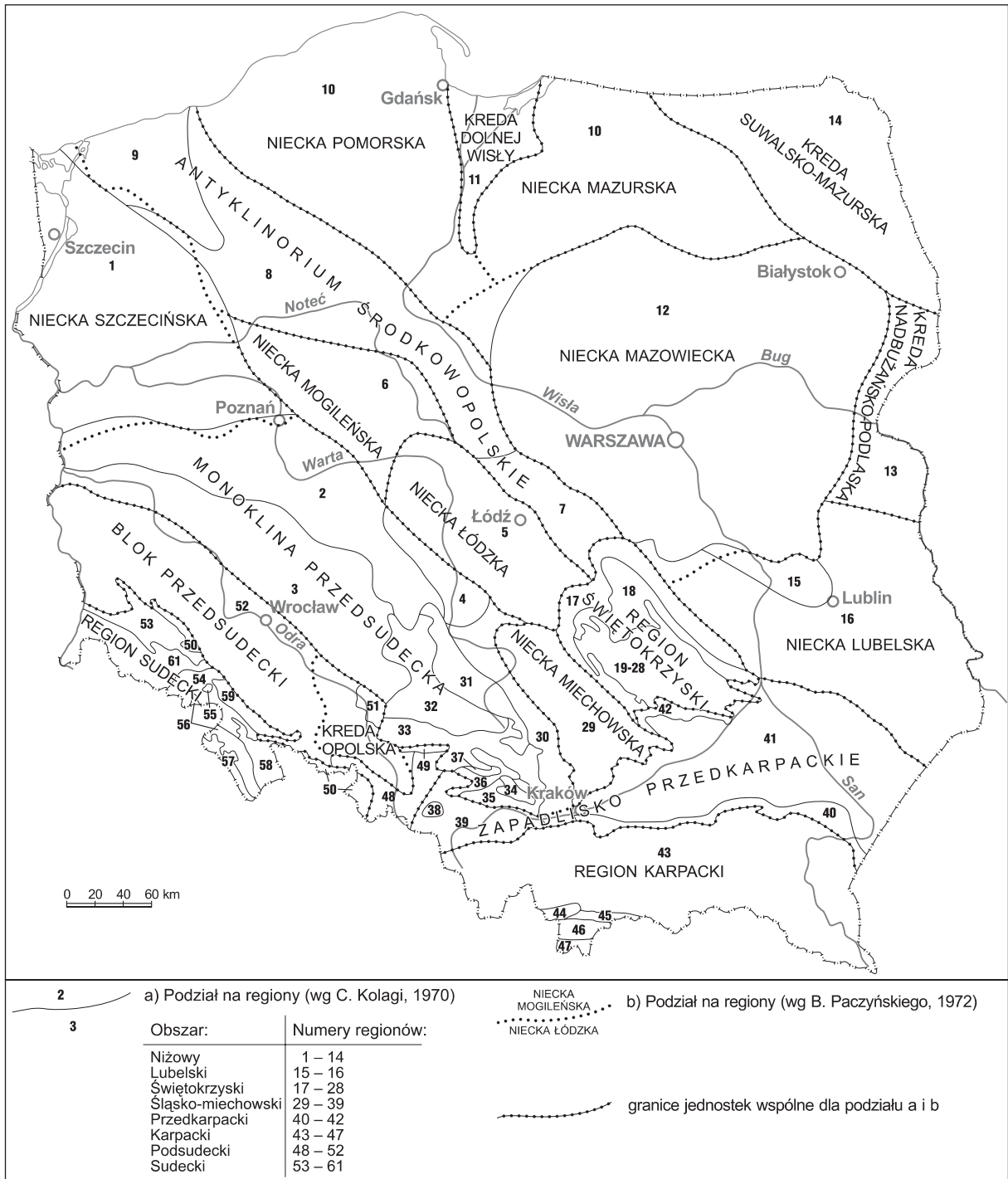


Fig. 3.1. Regiony hydrogeologiczne Polski (podział tektoniczny wg W. Pożaryskiego, 1969)

Podział utworów na wodonośne i rozdzielające miał charakter umowny, oparty głównie na litologii. Przykładowo – uznane jako wodonośne utwory kambryjskie i karbońskie mogą być mniej zasobne niż przyjęte jako izolujące (rozdzielające) utwory pięter mezozoicznych i kenozoicznych. Przyjętą systematykę hydrosfery podziemnej obszaru Polski ilustruje figura 3.2. Przytoczona systematyka strukturalna została wykorzystana przy charakterystyce wód mineralnych, termalnych i leczniczych

(B. Paczyński, Z. Płochniewski, 1996; B. Paczyński red., 2002a) oraz częściowo wód zwykłych (A.S. Kleczkowski red., 1990).

Klasyfikacja regionalna słodkich wód podziemnych Polski została najpełniej rozwinięta w pracach:

– *Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce w skali 1:500 000* (J. Malinowski red., 1976). Część 1. Zasoby zwykłych wód podziemnych (B. Paczyński, i in., 1976).

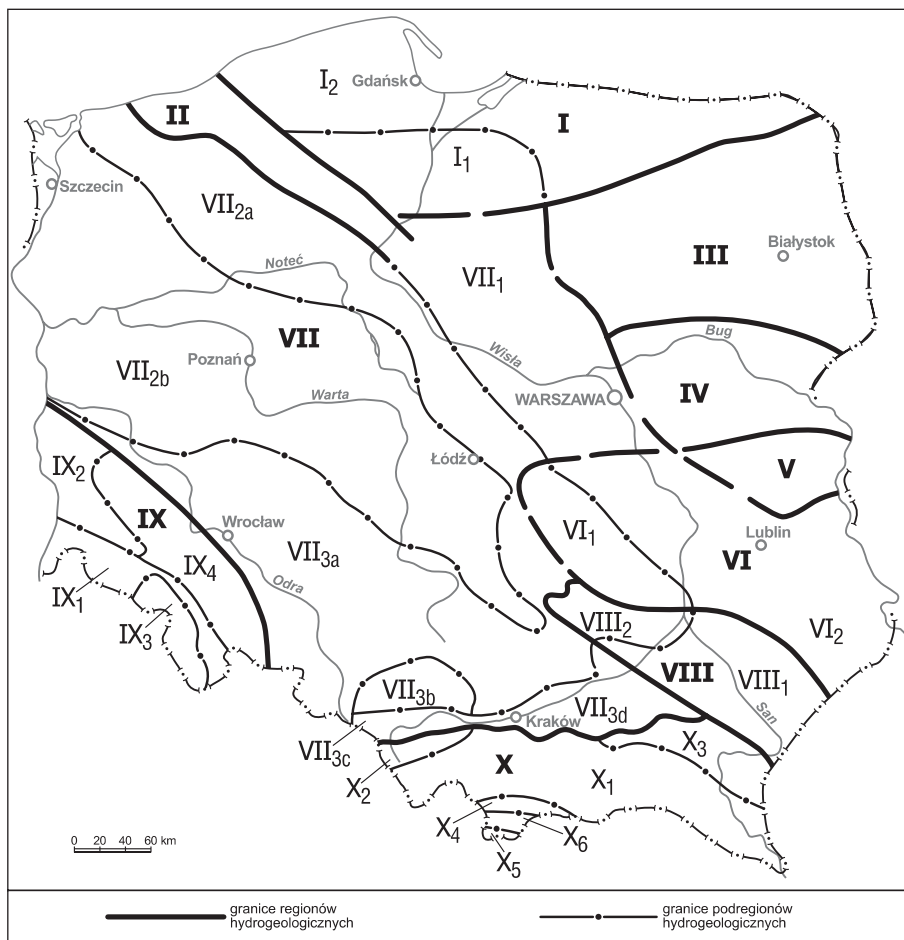


Fig. 3.2. Schemat klasyfikacji regionalnej wód podziemnych (B. Paczyński, 1977)

provincia (obszar) platformy wschodnioeuropejskiej (prekambryjskiej): I – basen nadbałtycki, II – cokół pomorski, III – cokół mazursko-białoruski, IV – basen podlaski, V – cokół łukowski, VI – basen lubelsko-wołyński; provincia platformy środkowoeuropejskiej (paleozoicznej): VII – basen niemiecko-polski, VIII – cokół świętokrzysko-małopolski, IX – cokół sudecki; provincia alpejska (karpacka): X – cokół karpacki

– *Mapa głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wymagających szczególnej ochrony w skali 1:500 000* (A. S. Kleczkowski i in., 1978; A. S. Kleczkowski red., 1990).

– *Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1:500 000* (B. Paczyński red., 1995).

Klasyfikacja przyjęta w *Atlasie zasobów zwykłych wód...* (fig. 3.3) wynikała z dominacji najbardziej zasobnych pięter wodonośnych – kenozoicznych (regiony I–XVI) w prowincji północnej (A) i mezozoicznych, lokalnie paleozoicznych (regiony XVII–XXIX) w prowincji południowej (B). Regiony zgrupowane zostały w makroregiony (A₁₋₄ oraz B₁₋₆) i zróżnicowane na jednostki niższego rzędu – podregiony, np. XXc – podregion aglomeracji łódzkiej. Przywołana klasyfikacja mimo umowności wynikających, m. in. z nadinterpretacji roli pięter mezozoicznych w prowincji północnej (regiony IV, VI, VII) oraz lokalnej dominacji piętra czwartorzędowego w prowincji południowej (region XXV zapadliska przedkarpacciego), ma wciąż ważne znaczenie, gdyż stanowi integralną część oceny zasobów dyspozycyjnych, akceptowaną przez Komisję Dokumentacji Hydrogeologicznych i dotąd niezwyfikowaną.

Pewną modyfikację powyższego podziału stanowi regionalizacja zawarta w pierwszej monografii hydrogeologicznej Polski (J. Malinowski red., 1991).

Podział regionalny A.S. Kleczkowskiego (1990) dołączony do *Mapy głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wymagających szczególnej ochrony* stanowi próbę genetycznego porządkowania jednostek do dwóch prowincji: górsko-wyżynnej i nizinnej (fig. 3.4). W pierwszej występują trzy rodzaje struktur hydrogeologicznych: elewacyjne – masywy (karpacki, sudecki, świętokrzyski i kujawski), depresyjne – niecki mezozoiczne (bełchatowsko-konińska, lubelska, łódzka, miechowska, opolska, radomska i sudeckie: zewnętrzna i wewnętrzna) oraz pośrednia – monoklina krakowsko-śląska (część triasowa i jurajska). W prowincji nizinnej starano się utrzymać podział na struktury elewacyjne i depresyjne podłoża czwartorzędu, wprowadzając dla tych pierwszych pojęcie subzbiornika a dla drugich subniecki, z dodatkowym zróżnicowaniem stratygraficznym. Dla dominujących struktur czwartorzędowych przyjęto termin

zbiornika, różnicowanego na pasma równoleżnikowe: nadmorskie, pojezierne, równinne i podgórskie: przedkarpaccie i przedsudeckie.

Najbardziej cenną w wyżej przytoczonym podziale jest propozycja pasmowej regionalizacji hydrogeologicznej struktur czwartorzędowych.

Regionalizacja zwykłych wód podziemnych przedstawiona w *Atlasie hydrogeologicznym Polski* (B. Paczyński, 1995) nawiązuje do podziału z wcześniejszego atlasu (B. Paczyński i in., 1976), przy uwzględnieniu korekty zasięgu pięter wodonośnych, rezygnacji z prowincji na rzecz najniższej rangą jednostki – rejonu oraz zmniejszeniu liczby regionów do 16 (fig. 3.5). Głównymi kryteriami pozostały czynniki hydrogeostrukturalne oraz udział głównych pięter wodonośnych. Przy dominacji systemów kenozoicznych regiony i subregiony zostały wyznaczone na podstawie zasięgu poziomów czwartorzędowych, rzadziej neogeńsko-paleogenskich, a rejonów wyznaczył zasięg pięter mezozoicznych. Na obszarze makroregionów – centralnego i południowego, podział na regiony i subregiony wynikał z dominacji i udziału pięter mezozoicznych i starszych, a rejonów z przewagi czwartorzędowego systemu wodonośnego. Cechą charakterystyczną tej klasyfikacji jest znaczne zróżnicowanie stopnia podziału regionów, od bardzo szczegółowego, np. wielkopolskiego na 7 subregionów i 3 rejonów oraz przedkarpacciego na 2 subregiony i 9 rejonów – według udziału czwartorzędowych struktur hydrogeologicznych, do bardziej szkieletowego dla struktur mezozoicznych, np. regiony: karpacki, kutnowski, łódzki i nidziański.

W przeglądzie klasyfikacji regionalnych należy uwzględnić również propozycje wydzielenia głębokich struktur hydrogeologicznych z systemem zwykłych wód podziemnych nieprzeobrażonych antropogenicznie (SNPA), stanowiących swoiste pomniki przyrody, które wymagają szczególnej ochrony (B. Paczyński, 2002 b). Zasięg tych struktur ilustruje figura 3.6, a ich wykaz tabela 3.1.

Racjonalne zagospodarowanie SNPA wymaga odrębnego programu działań badawczych i ochronnych, a zapewne również legislacyjnych dla uznania szczególnej pozycji tych zbiorników jako kopalni, a więc podniesienia ich do rangi wód leczniczych, termalnych i solanek.

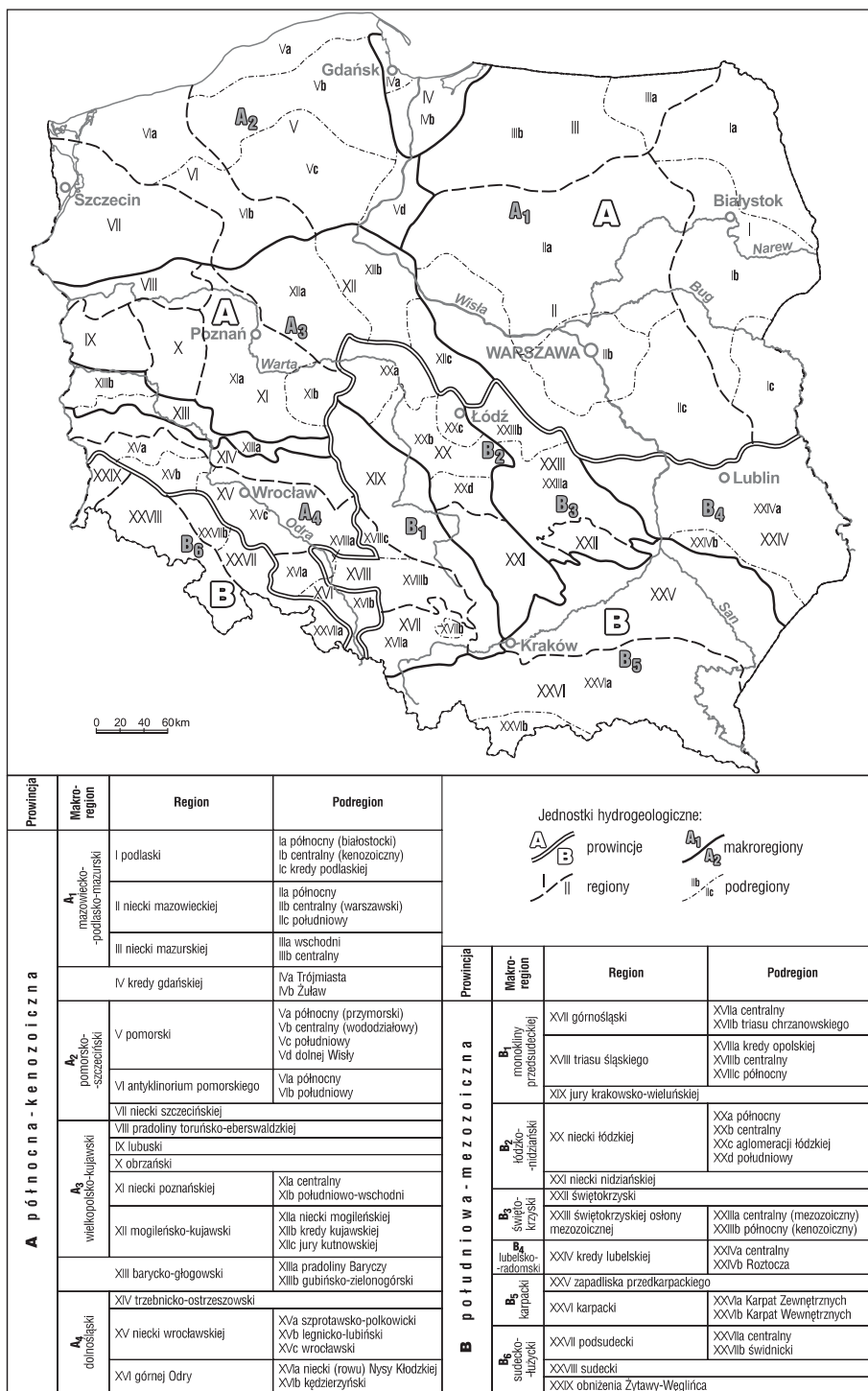


Fig. 3.3. Regionalizacja hydrogeologiczna słodkich wód podziemnych (B. Paczyński, 1976)



Fig. 3.4. Regionalizacja słodkich wód podziemnych (A.S. Kleczkowski, 1990; zmodyfikowana)

W toku realizacji ostatniej transzy *Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000* (MhP) podjęto próbę wykorzystania przyjętego w MhP szczegółowego podziału regionalnego do syntezy ogólnokrajowej (B. Paczyński, 2003). Dla subregionu bełchatowskiego regionu łódzkiego (VII – fig. 3.5) dokonano przykładowego uszcze-

gólowienia regionalizacji tej jednostki, wykorzystując dane MhP dotyczące zasięgu i wykazu użytkowych pięter wodonośnych ze wskazaniem głównego poziomu (fig. 3.7). Podział regionalny nawiązał do szczególnej pozycji tektonicznej subregionu bełchatowskiego, gdzie obok struktur depresyjnych – neogęńskiego rowu Kleszczowej



III regiony		VII2 subregiony		IXA rejony	
MAKRO-REGION	REGION (F w km ²)	SUBREGION (F w km ²)		REJON (F w km ²)	
1	2	3		4	
a – północno-wschodni	I mazowiecki (58 345)	I ₁ centralny (15 250)		I ₁ kotliny warszawskiej (1 900)	
				I _A mazowiecko-podlaski (2 100)	
				I _B mazowiecko-kujawski (2 375)	
				I _C chełmińsko-dobrzyński (8 550)	
	II mazursko-podlaski (11 150)			II _A białostocki (2600)	
III mazurski (15 125)			III _A iławsko-warمیński (4 375)		
IV gdański (6 000)	IV ₁ żuławski (1 730)				
b – północno-zachodni	V pomorski (45 575)	V ₁ przymorski (15 000)		IV _A pradoliny Redy-Leby (cz. wsch., 2 175)	
				V _{1A} pradoliny Redy-Leby (cz. zach., 400)	
				V _{1B} gryficko-drawski (4725)	
				V _{1C} wyspy Wolin (250)	
				V _{1D} wyspy Uznam (50)	
				V _A piłski (3 600)	

1	2	3	4
b – północno-zachodni	VI wielkopolski (42 935)	VI ₁ pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej (5 625)	
		VI _{2A} lubusko-poznański (8925)	VI _{2A} lubusko-poznańska cz. wielkopol. doliny kopalnej (2 525)
		VI ₃ gnieźnieńsko-kujawski (mogileński, 12 150)	VI _{3A} gnieźnieńsko-kujawska cz. wielkopol. doliny kopalnej (9 1625)
		VI ₄ pradoliny warszawsko-berlińskiej (2 625)	
		VI ₅ zielonogórsko-leszczyński (8 425)	VI _{5A} Jarocińsko-pleszewski (2 150)
		VI ₆ pradoliny barycko-głogowskiej (2 600)	
		VI ₇ trzebnicki (2588)	
c – centralny	VII łódzki (11 325)	VII ₁ łódzko-piotrkowski (małej niecki, 1 650)	
		VII ₂ bełchatowski (1700)	
	VIII kutnowski (5 888)		
	IX lubelsko-podlaski (17 450)	IX ₁ podlaski (8 975)	IX _{1A} białski (5 725)
		IX ₂ poleski (2 695)	
			IX _A roztockie (2 025)
			IX _B kozienicki (625)
	X środkowomałopolski (9 875)	X ₁ świętokrzyski (2 000)	
			X _A tomaszowski (1 550)
	XI niżański (5 275)		
	XII śląsko-krakowski (14 925)	XII ₁ triasu śląskiego (4 455)	XII _{1A} opolski (300)
			XII _{1B} gliwicki (450)
			XII _{1C} bytomski (188)
			XII _{1D} chrzanowski (300)
XII ₂ górnośląski (1 270)			
XII ₃ jurajski (9 200)		XII _{3A} kaliski (3 400)	
d – południowy	XIII przedkarpacki (21350)	XIII ₁ kędzierzyński (1 680)	
		XIII ₂ rybnicko-oświęcimski (2 800)	
			XIII _A bogucki (480)
			XIII _B chmielnicko-staszowski (831)
			XIII _C frampolski (175)
			XIII _D proszowicko-połaniecki (1 825)
			XIII _E godowsko-wojnicki (730)
			XIII _F tarnowski (780)
			XIII _G kolbuszowski (856)
			XIII _H kańczucki (705)
		XIII _I tarnogrodzki (550)	
	XIV karpacki (19 800)	XIV ₁ śródkarpacki (1 150)	XIV _{1A} podhalański (970)
			XIV _{1B} tatrzański (200)
	XV wrocławski (17 975)	XV ₁ przedsudecki (2 650)	
		XV ₂ kluczborski (5 425)	
	XVI sudecki (8 000)	XV ₁ żytańsko-węgliniecki (1 135)	
		XV ₂ bolesławski (1 010)	
		XV ₃ śródsudecki (1 060)	
		XV ₄ wschodniosudecki (625)	

Fig. 3.5. Regionalizacja hydrogeologiczna słodkich wód podziemnych według *las hydrogeologicznego Polski* (B. Paczyński red., 1995)

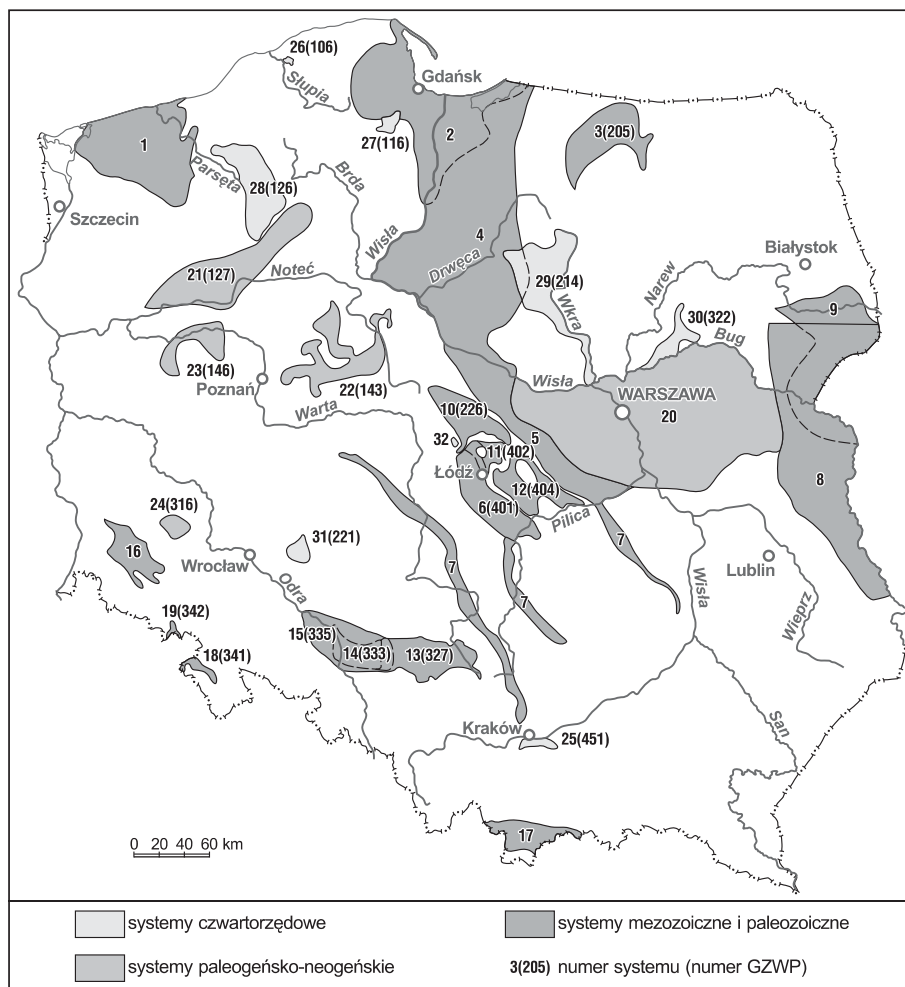


Fig. 3.6. Systemy nieprzeobrażonych antropogenicznie (SNPA) słodkich wód podziemnych (B. Paczyński, 2002b)

(rejon A) z nałożonym rowem czwartorzędowym Woli Grzymaliny (subrejon A₁), występują struktury elewacyjne antykliny łękińskiej (rejony B i E), z dominantą (B₁ – Q/J₃) lub udziałem (B₂ oraz E₁ – Q/J₃) wód szczelinowych jury górnej. Przykład subregionu bełchatowskiego unaoczniał potrzebę uszczegółowienia regionalizacji przez wprowadzenie dodatkowego podziału na subrejony do istniejącego już układu: region, subregion, rejon. Z drugiej strony wykazał wyraźnie, że również granice jednostek podstawowych (regiony i subregiony) po

uwzględnieniu regionalizacji MhP ulegną istotnym korektom (fig. 3.7).

W 2003 r. B. Paczyński przedstawił propozycję dotyczącą kierunku modyfikacji podziału regionalnego zwykłych wód podziemnych Polski. Przy uznaniu jako głównego czynnika regionalizacji cech strukturalnych pięter wodonośnych sygnowanych: wiekiem i typem wodonośności, stopniem izolacji, modułem zasobów dyspozycyjnych i jakością wody – rangę selektora uzupełniającego powinien zachować aspekt hydrodynamiczny, zwłaszcza

Tabela 3.1

Systemy słodkich wód podziemnych SNPA Polski (wg B. Paczyńskiego, 2002b ze zmianami)

Nr systemu (nr GZWP)	Nazwa jednostki (podział regionalny wg Paczyńskiego red., 1995)	Powierzchnia [km ²]	Głębokość [m]	Piętro/poziom wodonośny	Szacunkowe zasoby [tys. m ³ /d]	Jakość wody	Stan rozpoznania
1	rejon gryficko-drawski	4725	100–250	K ₂ , J, T	100	dobra	ograniczony
2 (111)	region gdański	6000	100–300	K	~120	b. dobra	dobry
3 (205)	region mazurski	2095	150–200	K ₂ -Pg	60	średnia	b. ograniczony
4	rejon chełmiński-dobrzyński oraz rejon iławsko-warmiński	~9000	150–300	K ₂ -Pg	~80	dobra	b. ograniczony
5	rejon mazowiecko-kujawski	2375	100–800	K ₁ , K ₂ , J	~100	dobra	ograniczony
6 (401)	subregion łódzko-piotrkowski	1875	100–1000	K ₁	~90	b. dobra	dobry
7	odcinki brzegowe regionów: łódzkiego, nidziańskiego oraz lubelsko-podlaskiego	~4000	100–400	K ₁	~100	b. dobra	ograniczony
8	subregiony podlaski i poleski	~4000	150–500	K ₁ -J ₂₋₃	~15	dobra	b. ograniczony
9	rejon bialski	5725	400–1700	C _m	~5	b. dobra	b. ograniczony
10 (226)	region kutnowski	1200	200	J ₃	350	dobra	dobry
11 (402)	region kutnowski	260	200	J ₃	90	dobra	dobry
12 (404)	region kutnowski	1110	200	J ₃	350	dobra	dobry
13 (327)	subregion triasu śląskiego	1730	100–150	T	312	dobra	dobry
14 (333)	subregion triasu śląskiego	750	120–250	T ₂	200	dobra	dobry
15 (335)	subregion triasu śląskiego	2050	100–600	T ₁	50	dobra	ograniczony
16	subregion bolesławski	1010	100–200	K ₂ , P	60	b. dobra	ograniczony
17 (441)	rejon podhalański	~100	100–800	Pg-Ng-T ₂	~10	b. dobra	dobry
18 (341)	subregion śródsudecki	168	100–150	K ₂	50	dobra	ograniczony
19 (342)	subregion śródsudecki	55	100–200	K ₂ -T, P	17,3	dobra	dobry
20 (215A)	region warszawski subregion centralny	14 928	180–260	Pg	372, 2	dobra	dobry
21 (127)	regiony pomorski i wielkopolski	3876	100	Ng	186	dobra średnia	ograniczony
22 (143)	region wielkopolski	2000	120	Ng	96	dobra średnia	ograniczony
23 (146)	region wielkopolski	750	130	Ng	20	dobra średnia	ograniczony
24 (316)	region wrocławski	258	130	Ng	50	dobra średnia	dobry
25 (451)	region przedkarpacki	176	60–200	Pg-Ng	40	dobra	dobry
26 (106)	region pomorski	20	100	Q	10	dobra	dobry
27 (116)	region pomorski	107	100	Q	30	dobra	dobry
28 (126)	region pomorski	1755	90	Q, Pg-Ng	100	dobra	ograniczony
29 (214)	region warszawski	2330	100	Q	300	dobra	ograniczony
30 (221)	region warszawski	590	100	Q, Q-Pg	80	b. dobra	ograniczony
31 (322)	region wrocławski	246	30–160	Q	60	b. dobra	dobry
32	region łódzki	~20	200–220	Q	~5	dobra	dobry

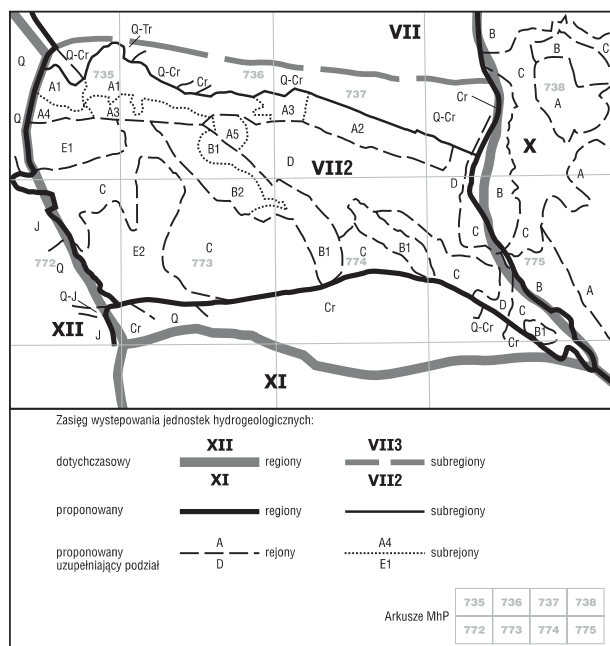


Fig. 3.7. Korekta regionalizacji hydrogeologicznej wg Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, subregion VII₂ (B. Paczyński, 2003)

cza łączność hydrauliczna z wodami powierzchniowymi i zbieżność zlewni podziemnej i powierzchniowej, drenaże górnicze i eksploatacyjne ujęć o zasięgu regionalnym oraz bezpośredni (poza systemem rzeczny) odpływ podziemny do akwenu Morza Bałtyckiego.

W zespole kryteriów regionalizacyjnych nie może zabraknąć również głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) zakwalifikowanych jako podstawowe lub nawet jedyne źródło zaopatrzenia w wodę oraz systemów zwykłych wód podziemnych nieprzeobrażonych antropogenicznie (SNPA) – oba wydzielenia w randze subregionów i rejonów.

Z propozycją wyodrębnienia GZWP, zakwalifikowanych jako główne lub jedyne źródło zaopatrzenia regionalnego w wodę, wiąże się zagadnienie definicji obszaru deficytowego. Jako deficytową można jednostkę hydrogeologiczną gdy średni moduł zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych nie przekracza 50 m³/d·km² na powierzchni przekraczającej 50% jej obszaru lub gdy rezerwy zasobów dyspozycyjnych nie przekraczają 25%. Z dotychczasowego rozpoznania hydrogeologicznego wynika, że jednostki deficytowe obejmują prawie 1/3 obszaru kraju (tab. 3.2).

Tabela 3.2

Wykaz obszarów deficytowych z rezerwami zasobów dyspozycyjnych poniżej 25%

Nr i nazwa jednostki (wg B. Paczyńskiego red., 1995)	Powierzchnia [km ²]	Uwagi
Subregion IV1 żuławski	1 730	dominacja wód złej jakości
Rejon VID wyspy Uznam	50	ograniczony dostęp, zła jakość wody
Region VI wielkopolski	43 938	dominacja słabo zasobnych poziomów mioceńskich
Subregion XII2 górnolądzki	1 270	drenaż górniczy, duży udział wód złej jakości
Region XIII przedkarpacki	21 350	40% obszaru bez poziomu użytkowego, znaczne zanieczyszczenie wód
Region XIV karpacki	19 800	dominacja słabo zasobnych poziomów fliszowych
Subregion XV1 przedsudecki	2 650	dominacja słabo zasobnych poziomów w utworach metamorficznych i magmowych
Region XVI sudecki	8 200	dominacja słabo zasobnych poziomów w utworach metamorficznych i magmowych
Łącznie	97 988	

3.2. Podział regionalny słodkich wód podziemnych

Z przeglądu klasyfikacji regionalnych słodkich wód podziemnych, uwzględniając jednostki Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000 wynika, że przygotowanie szczegółowej i zweryfikowanej systematyki stanowi pracochłonne i kosztowne zadanie badawcze. W prezentowanej monografii przegląd regionalny jednostek hydrogeologicznych (rozdz. 7) będzie ograniczony do uproszczonego podziału, nawiązującego do zawartego w *Atlasie hydrogeologicznym Polski* (AHP – B. Paczyński red., 1995), uzupełnionego o elementy klasyfikacji GZWP (A.S. Kleczkowski red., 1990). Za takim rozwiązaniem przemawiają następujące argumenty:

- podział zastosowany w AHP obowiązuje w ostatnim 10-leciu przy programowaniu i realizacji badań regionalnych, jak również był stosowany na Mapie hydrogeologicznej Polski 1:50 000, stanowiącej obecnie najbardziej wiarygodną bazę danych hydrogeologicznych dla rozpoznania wód podziemnych;
- układ części drugiej tomu I monografii dostosowany jest do 161 jednolitych części wód podziemnych (JCWPd), które z kolei nawiązują do podziału w AHP;
- włączenie do podziału regionalnego elementów systematyki GZWP jest celowe w obszarach deficytowych oraz dominacji czwartorzędowych pięter wodonośnych (pasma równoleżnikowe).

Przyjmując powyższe argumenty, przy jednoczesnej rezygnacji z uszczegółowień, dokonano podziału regionalnego Polski, w którym:

- granice jednostek hydrogeologicznych nawiązują do podziału AHP, przy zmianie nazw oraz zmniejszeniu

ilości regionów do 15 (I–XV) i zgrupowaniu ich w trzech prowincjach: niżowej (6 regionów), wyżynnej (7 regionów) i górskiej (2 regiony); prowincja niżowa charakteryzuje się dominacją kenozoicznych struktur depresyjnych, uzupełnionych udziałem w podłożu elewacyjnych i depresyjnych struktur mezozoicznych; prowincję wyżynną cechuje równoważny udział mezozoicznych i paleozoicznych struktur elewacyjnych (cokołów, np. region świętokrzyski) i depresyjnych (basenów, np. region mogileńsko-łódzko-nidziański); w prowincji górskiej przeważają struktury elewacyjne, np. region sudecki.

- niektóre jednostki w randze rejonów, subregionów (VI₁ przedkarpacki i VI₂ przedsudecki) nawiązują w swojej genezie do podziału pasmowego GZWP, uwzględniającego dominację czwartorzędowego piętra wodonośnego – subregiony: nadmorskie, pojezierne i przedgórskie.

Uproszczona regionalizacja zwykłych wód podziemnych dla potrzeb monografii (fig. 3.8) oznacza przyjęcie trójczłonowego podziału jednostek (region, subregion, rejon). Dotyczy to w szczególności jednostek niżowych (regiony mazowiecko-mazursko-podlaski i pomorski) ale też wyżynnych (region mogileńsko-łódzko-nidziański).

Szersze omówienie i uzasadnienie przyjętego w monografii podziału regionalnego słodkich wód podziemnych zawiera rozdział 4, tomu I. Przegląd regionów hydrogeologicznych Polski powiązany z przyjętą systematyką jednostek – jednolite części wód podziemnych (JCWPd) – zawiera część druga tomu I.

Podział regionalny wód mineralnych, w tym leczniczych i termalnych, przedstawiono w części pierwszej tomu II.

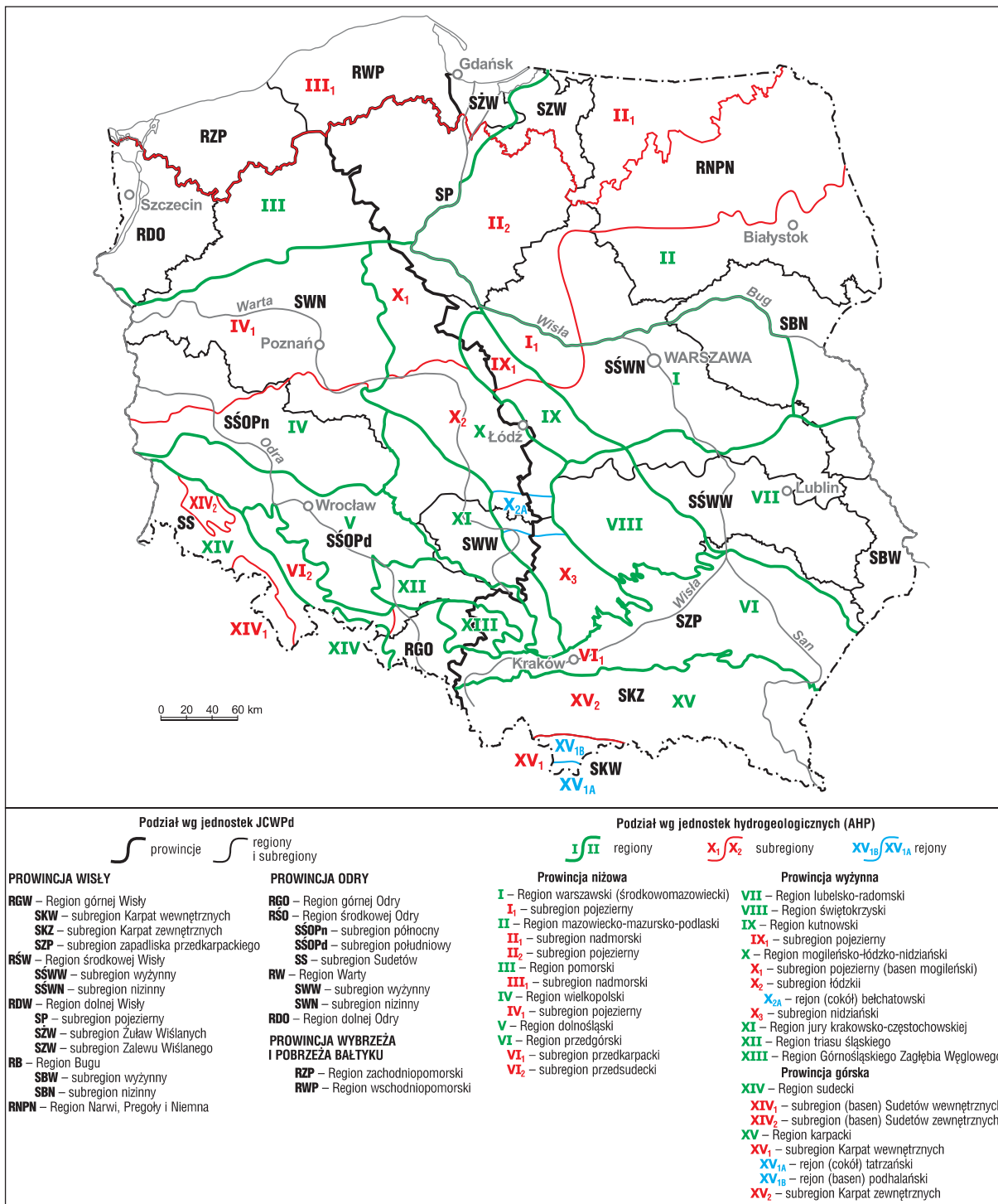


Fig. 3.8. Podział regionalny zwykłych wód podziemnych

Literatura

- ATLAS des eaux souterraines de la France, 1966 – BRGM – DATAR. Orleans.
- BILANS ZASOBÓW kopalin i wód podziemnych w Polsce, 2004 – Min. Środow. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- BŁASZYK T., 1968 – Wody podziemne czwartorzędu a rzeźba powierzchni dzisiejszej na Nizinie Wielkopolskiej. *Inst. Gosp. Komun. Stud. i Mat.*, z. 25.
- DOWGIAŁŁO J., PACZYŃSKI B., 2002 – Podział regionalny wód potencjalnie leczniczych Polski. *W: Poradnik metodyczny* (red. B. Paczyński): 16–24. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., PŁOCHNIEWSKI Z., SZPAKIEWICZ M., 1974 – Mapa wód mineralnych Polski, 1:1 500 000. Inst. Geol., Zak. Nauk Geol. PAN. Warszawa.
- GIDROGEOLOGIJA SSSR, 1967, 1969, 1970, 1971 – t. XXXI, XXXII, XLV, V. Izd. Niedra, Moskwa.
- GOŁĄB J., ŁYCZEWSKA J., RUHLE E., 1960 – Mapa hydrogeologiczna Polski 1:1 000 000. *W: Atlas geologiczny Polski*. Tabl. 14. Inst. Geol. Warszawa.
- KAMIENSKI G. N., 1955 – Principy gidrogeologiczeskogo racionirovaniia SSSR. Woprosy izuczenija podziemnych vod i inż.-geol. processov. AN SSSR. Moskwa.
- KLECZKOWSKI A. S., 1966 – The acratopege zone in Poland. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. geol. geogr.*, **14**, 2: 99–105.
- KLECZKOWSKI A. S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.
- KLECZKOWSKI A. S., KRAJEWSKI S., PACZYŃSKI B., SZCZEPAŃSKI A., 1978 – Regionalizacja hydrogeologiczna Polski. *Prz. Geol.*, **26**, 11: 635–637.
- KOLAGO C., 1957 – Geologiczne regiony wód mineralnych Polski. *Prz. Geol.*, **5**, 3: 118–123.
- KOLAGO C., 1970 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:1 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- KRYGOWSKI B., 1959 – Próba wydzielenia zbiorników wód gruntowych na Nizinie Wielkopolskiej. *Spaw. PTPN*, 1/55.
- LANGE O., 1959 – Podziemnyje vody SSSR. MGU. Moskwa.
- MALINOWSKI J. (red.), 1976 – Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce, 1: 500 000. Inst. Geol. Warszawa.
- MALINOWSKI J. (red.), 1991 – Budowa geologiczna Polski. T. VII Hydrogeologia. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- OWCZYNNIKOW A. M., 1956 – Krupnyje oczagi razgruzki podziemnych vod na ruskkoj platformie. *Biull. mosk. obščestwa ispyt. prirody*, **61** (31).
- PACZYŃSKI B., 1972 – Zasady oceny zasobow użytkowych wód podziemnych obszaru Polski. *IG Pr. hydrogeo., ser. spec. z. 2*: 11–36.
- PACZYŃSKI B., 1977 – Regionalizacja ogólna wód podziemnych Polski. *Kwar. Geol.*, **21**, 4: 831–853.
- PACZYŃSKI B., 1978 – Podział regionalny i głębokość występowania zwykłych wód podziemnych Polski. *W: Rozpoznanie wód podziemnych dla potrzeb gospodarki narodowej*: 15–59. Komb. Geol. Północ. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., 1980 – Podstawy systematyki regionalnej wód podziemnych Polski. *IG Pr. hydrogeo. ser. spec.*, z. 12.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000 cz. II. Wyd. PAE SA. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 2002a – Ocena zasobów dyspozycyjnych wód leczniczych i potencjalnie leczniczych. *Poradnik metodyczny*. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. 2002b – Systemy nieprzeobrażonych antropogenicznie zwykłych wód podziemnych Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **400**: 37–58.
- PACZYŃSKI B. 2003 – Kryteria i kierunki regionalizacji zwykłych wód podziemnych Polski. *Współczesne problemy hydrogeologii*, **11**, 1: 37–44. PGdań. WBWiS. Gdańsk.
- PACZYŃSKI B., JARZĄBEK H., ŁODZIŃSKI S., MITRĘGA J., 1976 – Zasoby zwykłych wód podziemnych. *W: Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce*, 1: 500 000 (red. J. Malinowski). Część 1. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., PŁOCHNIEWSKI Z., 1996 – Wody mineralne i lecznicze Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1969 – Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Prz. Geol.*, **17** 2: 57:65.
- RÓŻKOWSKI A. (red.), 1997 – Użytkowe wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **159**.
- RÓŻKOWSKI A. (red.), 2004 – Środowisko hydrogeochemiczne karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. UŚI. Katowice.
- SOKOŁOWSKI J. i in., 1995 – Prowincje i baseny geotermalne Polski. PGA, CPPGSMiE PAN, Kraków.
- THOMAS H. E., 1952 – Ground-water Regions of the United States-their Storage Facilities. *W: Physical and Economic Foundation of Natural Resources*, **3**.
- TOLMAN C. F., 1937 – Ground Water. Mc Graw.–Hill, Book Comp.. New York.
- WILK Z., 1990 – Mapa przeobrażeń hydrogeologicznych pod wpływem działalności górnictwa w Polsce na tle warunków środowiskowych, 1:500 000. CPBP 04.10. AGH, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- ZNOSKO J. (red.), 1968 – Atlas geologiczny Polski, 1:2 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- ZNOSKO J., 1972 – Jednostki tektoniczne Polski na tle tektoniki Europy. *Biul. Inst. Geol.*, **252**: 69–82.

4. Ogólna charakterystyka jednostek słodkich wód podziemnych

4.1. Zbieżność podziałów regionalnych – hydrogeologicznego i jednolitych części wód podziemnych (JCWPd)

Podział na jednolite części wód podziemnych – JCWPd, nazywane w oryginale Ramowej Dyrektywy Wodnej – GWB (*groundwater body*) lub hydrogeosomami w opracowaniach Państwowego Instytutu Geologicznego, podporządkowany jest regionalizacji hydrograficznej, z dominantą wód powierzchniowych. Zlewnie dużych rzek były podstawą do wyznaczenia zagregowanych JCWPd, choć i tu zachodzi pewna umowność ponieważ przykładowo – rzeki zlewni Zalewu Wiślanego, Pregoty oraz Niemna nie mieszczą się w dorzeczu Wisły a zostały zaliczone do Prowincji Wisły.

W proponowanym podziale regionalnym słodkich wód podziemnych (fig. 3.8) do subregionów czwartorzędowego pasma nadmorskiego (Pn – fig. 3.4) oprócz naturalnej przynależności Wybrzeża i Pobrzeża Bałtyku oraz Żuław Wiślanych włączono obszary Zalewu Wiślanego i zlewnię Pregoty, znacznie rozszerzając powierzchnię pasma nadmorskiego (A. S. Kleczkowski red., 1990). Kierowano się przy tym dostosowaniem zasięgu pasma nadmorskiego do granic JCWPd (nr 19–22). Konsekwentna i mniej umowna jest regionalizacja (JCWPd) pozostałej części kraju, z czytelnym podziałem na obszary nizinne, wyżynne i górskie oraz zlewnię Wisły i Odry.

Przy ustalaniu granic jednostek JCWPd dostosowywano je do regionalizacji hydrogeologicznej przyjętej w *Atlasie Hydrogeologicznym Polski* (B. Paczyński red., 1995). Prawie pełna zbieżność dotyczy obszaru Karpat, Zapadliska Przedkarpackiego, Sudetów i Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (JCWPd nr 131–134, 141), mniejsza, lecz też wyraźna, cechuje prowincję wyżynną. Prowincja niżowa wykazuje znacznie mniejszą zgodność granic obu klasyfikacji, choć i tu zaskakuje zbieżność granic regionów hydrogeologicznych I/II, II/III, III/IV, IV/X, VI/VIII i VI/XI z granicami JCWPd. Oczywiście wynikało to również z drobnych korekt jednostek hydrogeologicznych, dla „dopasowania” ich do JCWPd, a także z przyjętego założenia uproszczonej systematyki regionalnej słodkich wód podziemnych. Istotną zmianą w stosunku do poprzednich klasyfikacji regionalnych, w tym AHP, było wprowadzenie w prowincji niżowej podziału pasmowego (Pn, Pp, Ppk i Pps – patrz fig. 3.4) czwartorzędowego systemu wodonośnego (A.S. Kleczkowski red, 1990), a także uwzględnienie drenażowej roli większych rzek (Wisły, Bugu, Warty i Noteci).

4.2. Przegląd jednostek hydrogeologicznych

4.2.1. Jednostki prowincji niżowej

Obszar prowincji niżowej, obejmujący około 200 tys. km², a więc 65% powierzchni kraju, charakteryzuje się dominantą czwartorzędowych systemów wodonośnych (90% zasobów dyspozycyjnych), wyraźnym udziałem systemów paleogeńsko-neogeńskich (8% zasobów) i niewielkim udziałem (poniżej 2%) systemów kredowych i jurajskich (B. Paczyński i in., 1976). Mimo tak istotnej przewagi systemów czwartorzędowych, tworzących podstawowe zbiorniki zwykłych wód podziemnych, przyjęta w monografii systematyka tej prowincji wynika z pozycji regionalnej paleogeńsko-neogeńskich poziomów wodonośnych (fig. 3.8). Udział ich w zasobach dyspozycyjnych, głównie z uwagi na słabszą wodonośność systemów czwartorzędowych w południowo-zachodniej części prowincji, wzrasta do 12% (region wielkopolski), a nawet 16% (region dolnośląski), gdzie na znacznym obszarze stanowią jedyne źródło zaopatrzenia. Te cechy przesądziły o wyodrębnieniu basenów tego piętra: wielkopolskiego (region IV) i dolnośląskiego (region V), sygnując równocześnie występowanie bardzo zróżnicowanej wodonośności utworów czwartorzędowych, do braku poziomów użytkowych włącznie oraz ogólnej klasyfikacji tych jednostek jako deficytowych. Dotyczy to zwłaszcza regionu IV z zasobniejszymi, równoleżnikowymi zbiornikami pradolin: toruńsko-eberswaldzkiej (odcinek Noteć–Warta), warszawsko-berlińskiej i barycko-głogowskiej oraz wielkopolskiej doliny kopalnej, rozdzielonych obszarami gdzie dominują poziomy mioceńskie, mało zasobne, o średniej jakości wody. Przebieg wodonośnych struktur czwartorzędowych ilustruje figura 3.5. Istotną funkcję w regionie pełni bardzo słabo wodonośny wał trzebnicko-ostrzeszowski-żarski z glacialnie spiętrzonymi utworami kenozoicznymi, rozdzielającymi regiony IV i V (fig. 3.8).

Region warszawski (środkowomazowiecki, I)

Wydzielenie warszawskiego basenu paleogeńsko-neogeńskiego nie wynika ze szczególnej pozycji zasobowej poziomów wodonośnych tej formacji. Basen środkowomazowiecki, podobnie jak pozostała część prowincji niżowej, poza wcześniej omawianą, charakteryzuje się lepszą wodonośnością czwartorzędu, który tylko lokalnie traci funkcję głównego poziomu użytkowego. Dlatego też mimo podobnych a nawet lepszych parametrów – wydajności, zasobów i jakości wody, dominującego w tym basenie poziomu oligoceńskiego, w porównaniu z poziomami mioceńskimi regionów wielkopolskiego i dolnośląskiego, praktycznie nie uzyskuje ich rangi, jako regionalnego głównego źródła zaopatrzenia w wodę. Równocześnie jego znaczenie jako najzasobniejszego w Polsce udokumentowanego zbiornika paleogeńsko-neogeńskiego – 372 tys. m³/d (patrz tab. 3.1; Bilans, 2004), spełniającego kryteria systemów nieprzeobrażonych antropogenicznie (SNPA – B. Paczyński, 2002b), z dobrze rozpoznaną klasyczną postacią basenu artezyjskiego, nie budzi żadnych wątpliwości. Pozycję SNPA szczególnie uzasadniają wprowadzone już od ponad 30 lat legislacyjnie zabezpieczone zasady ochrony poziomu oligoceńskiego w aglomeracji warszawskiej (B. Paczyński i M. Ulman-Bortnowska, 1997), gdzie skupia się eksploatacja tego zbiornika. Cechą charakterystyczną regionu jest istotny udział kredowego piętra wodonośnego (do 5% zasobów dyspozycyjnych), występującego na południowo-zachodnim skłonie basenu. Zasięgi użytkowego piętra kredowego, a także najbardziej zasobnych systemów wodonośnych czwartorzędu – Kotlina Warszawska i dolina Wisły, ilustruje figura 3.5.

Region mazowiecko-podlasko-mazurski (II)

Region stanowi połączenie jednostek: mazursko-podlaskiej (wyłącznie czwartorzędowe piętro użytkowe), północnomazowieckiej i mazurskiej (wodonośna formacja kenozoiczna z udziałem poziomu górnokredowego), rozdzielonych elewacyjnym wypiętrzeniem (glacitektonika?) wodonośnego paleogenu i neogenu (J. Malinowski red., 1991). Słabe rozpoznanie litologii i warunków hydrogeologicznych utworów podłoża czwartorzędu, a także ograniczona wodonośność utworów paleogeńsko-neogeńskich nie upoważniają do ich regionalizacji. Nadal nieznanym jest przebieg głębszych struktur czwartorzędowych, o dominującym kierunku SE–NW, rozcinających częściowo lub całkowicie starszy kenozoik (B. Paczyński, 1980a). W lepiej rozpoznanej południowo-zachodniej (Płock, Toruń, Włocławek) i zachodniej części jednostki użytkowy charakter mają poziomy miocenu i danopaleocenu. Te ostatnie zostały zakwalifikowane do SNPA (tab. 3.1; B. Paczyński, 2002b).

Region pomorski (III)

Podobnie jak region II, ze względu na udział mezozoicznych pięter wodonośnych, stanowi aglomerację kilku wcześniej wydzielanych jednostek (fig. 3.3 i 3.5). Badania regionalne zasobów dyspozycyjnych (Bilans, 2004) nie upoważniają jednak do podniesienia rangi pięter mezozoicznych, a zwłaszcza jurajskiego w obrębie antyklinorium pomorskiego (fig. 3.3). Istotny natomiast udział dla zaopatrzenia regionalnego Trójmiasta i dawnego regionu gdańskiego zachowuje kredowe piętro wodonośne (12% zasobów dyspozycyjnych). Otwartym pozostaje nadal problem regionu gdańskiego oraz dolnej Wisły (fig. 3.3), a na pewno uwzględnienie zasięgu wodonośnej kredy w regionalizacji hydrogeologicznej tego obszaru, gdzie szczególną pozycję stanowią Żuławy Wiślane i dolina Wisły. Wodonośność i ranga struktur starszego kenozoiku jest podobna lub nieco wyższa jak w regionie mazowiecko-podlasko-mazurskim (II) i z braku wystarczającego rozpoznania nie upoważnia do bardziej szczegółowej regionalizacji. Subregion nadmorski (III₁) rozszerzono ku południowi, do granic zlewni Przymorza, podobnie jak na obszarze regionu mazowiec-

ko-podlasko-mazurskiego (II) do zlewni Zalewu Wiślanego i Pregoty (subregion nadmorski II₁).

W obrębie regionu pomorskiego mieści się kilka jednostek SNPA, w tym dwie mezozoiczne: gryficko-drawska (K₂, J, T) i gdańska (K) oraz kenozoiczne (GZWP 105, 116, 126, 127) (patrz tab. 3.1). Szczególną pozycję zajmują jednostki fizycznogeograficzne (J. Kondracki, 2002): Pradolina Redy-Łeby stanowiąca zasobny regionalny „dren” dla odpływu podziemnego z poziomów kenozoicznych Pojezierza i Wybrzeża Kaszubskiego oraz jednostka Uznam i Wolin z bardzo złożonymi warunkami hydrogeologicznymi czwartorzędowego piętra wodonośnego, objętego ingresją wód morskich i dopływem wód zmineralizowanych z poziomów kredowych. Ascenzja wód zmineralizowanych z podłoża mezozoicznego cechuje znaczną część pasa nadmorskiego – od Kamienia Pomorskiego do Kołobrzegu.

Region wielkopolski (IV)

Wyodrębniony region, o powierzchni około 35 tys. km², cechują naturalne granice hydrodynamiczne – od północy pradolina Noteci i Warty (notecko-warciańska), od zachodu dolina Odry, a od południa kulminacja wału trzebnicko-ostrzeszowskiego, rozdzielającego odpływ podziemny do regionów IV i V. Wschodnią, bardziej umowną, granicę przyjęto zgodnie z występowaniem wodonośnej kredy niecki mogileńskiej. Na znacznym obszarze region dysponuje poziomami użytkowymi wyłącznie w obrębie piętra miocenijskiego. Dlatego też cechuje go największe regionalne zróżnicowanie wodonośności, wskaźnik zasobności wynosi od 10 do 30 m³/d·km², gdzie dominują poziomy miocenijskie, z nieco lepszymi wskaźnikami w GZWP nr 127, 143 i 146 – do ponad 100 m³/d·km² w obrębie równoleżnikowych struktur czwartorzędowych: pradoliny Noteci–Warty, wielkopolskiej doliny kopalnej, pradoliny warszawsko-berlińskiej i pradoliny barycko-głogowskiej (fig. 3.5). Pierwszą, uznaną za najlepiej wykształconą klasyczną postać pradoliny w kraju (o szerokości od kilkuset metrów do ponad 10 km), w Kotlinie Gorzowskiej wypełniają utwory wodonośne o miąższości 20–40 m w części zachodniej i do 40–65 m w części wschodniej. Zasilanie zbiornika ma charakter głównie la-

teralny z wysoczyzn pojeziernych. Pradolina Noteci–Warty jako struktura graniczna była we wcześniejszych podziałach włączana niekiedy do regionu pomorskiego (J. Malinowski red., 1991).

Wielkopolska dolina kopalna należy do najlepiej rozpoznanych dużych (200 km długości i od kilku do 20 km szerokości) struktur tego typu w kraju (S. Dąbrowski, M. Szynalski, 1975). Poziom wodonośny o miąższości do 20 m, dobrze wykształcony (żwiry), przykryty 40–75 m kompleksem glin zwałowych, pozwala na uzyskanie wydajności studzien do 100–120 m³/h. Jest to więc ważne źródło zaopatrzenia Wielkopolski w wodę.

Pradolina warszawsko-berlińska podobnych rozmiarów co notecko-warciański odcinek pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej, choć węższa i płytsza, stanowi duży system regionalnego drenażu (ok. 2 tys. km²) i znaczące źródło zaopatrzenia w wodę.

Pradolina barycko-głogowska, największa w omawianym regionie (ponad 6 tys. km²), charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem hydrogeologicznym dzielącym ją na trzy odcinki:

- wschodni, najlepiej wykształcony, z Kotlinami Miłicką (Odolanowską) i Żmigrodzką gdzie występują 2 lub 3 poziomy wodonośne schodzące do głębokości 80–120 m;
- środkowy, obejmujący współczesną dolinę Odry po Nową Sól, charakteryzujący się największą miąższością i wodonośnością utworów czwartorzędowych, ale też gorszą jakością wody;
- zachodni, wąski i płytki, ze stożkami napływowymi Bobru i Nysy Łużyckiej, ogólnie mało zasobny i sporadycznie użytkowany.

Jednostki pradolinne, sygnowane jako GZWP, mimo ciągłości i na ogół wyższej wodoprzewodności (200–500 m²/d), z wyjątkiem barycko-głogowskiej, cechuje jednak średnia lub zła jakość wody. Ogólnie więc, region wielkopolski kwalifikuje się do deficytowych pod względem zaopatrzenia w wodę. Dotyczy to zwłaszcza południowego pasa – jednostki trzebnicko-ostrzeszowsko-żarskiej, gdzie z uwagi na intensywną glaciektonikę brak jest również ciągłych poziomów wodonośnych w obrębie utworów mioceńskich. Wodonośne w tej strukturze są głównie, rozcinające ją południkowo, dolina Odry oraz doliny kopalne, szczególnie najzasobniejsza w re-

jonie Trzebnicy (J. Malinowski red., 1991). Warunki polepszają się ku północnemu wschodowi wraz z rosnącym udziałem wodonośnego mezozoiku (głównie poziomów kredy górnej) i czwartorzędu.

Przejawem deficytowości regionu wielkopolskiego i niskiej zasobności mioceńskiego poziomu wodonośnego był długo utrzymujący się trend obniżania lustra wody tego poziomu na wysoczyźnie gnieźnieńskiej (S. Dąbrowski, 1978; J. Pich, M. Zawadzka, 1983).

Region dolnośląski (V)

Wydzielony region, o powierzchni około 11 tys. km², zamknięty jest hydrodynamicznie i morfologicznie od północy wałem trzebnicko-ostrzeszowsko-żarskim, a Sudekami od południowego-zachodu. Bardziej umowny przebieg mają granice – południowa z basenem kenozoicznym subregionu przedsudeckiego (VI₂) oraz z regionami mezozoicznymi – jury krakowsko-częstochowskiej (XI) od wschodu i triasu śląskiego (XII) od południowego-wschodu. We wcześniejszych podziałach region ten sygnowany był jako wrocławski (J. Malinowski red., 1991), który obejmował również obszar przedsudecki, włączony obecnie wraz z zapadliskiem przedkarpackim do regionu przedgórskiego (VI) i obszar kredy opolskiej (nysko-niemodliński) dołączony w niniejszej monografii umownie do regionu triasu śląskiego (XII). Wyłączenie subregionu przedsudeckiego z jednostki dolnośląskiej jest logiczną konsekwencją przyjęcia pasmowego podziału piętra czwartorzędowego (A. S. Kleczkowski red., 1990) i połączenia obu zapadlisk przedgórskich (karpackiego i sudeckiego). Koncepcja wydzielenia obszaru przedsudeckiego (podsudeckiego) nawet w randze regionu i oddzielenie go od zapadliska przedkarpackiego jedynie wąską tu doliną Odry sygnalizowano już we wcześniejszych podziałach (fig. 3.3). Kreda opolska z uwagi na swoją szczególną pozycję powinna być wydzielona w odrębną jednostkę, nawet w randze regionu. Ograniczony zasięg, brak wyraźnej granicy z współwystępującymi utworami wodonośnego triasu, wreszcie przyjęte założenia maksymalnego uproszczenia podziału, skłaniają do włączenia kredy opolskiej do regionu XII.

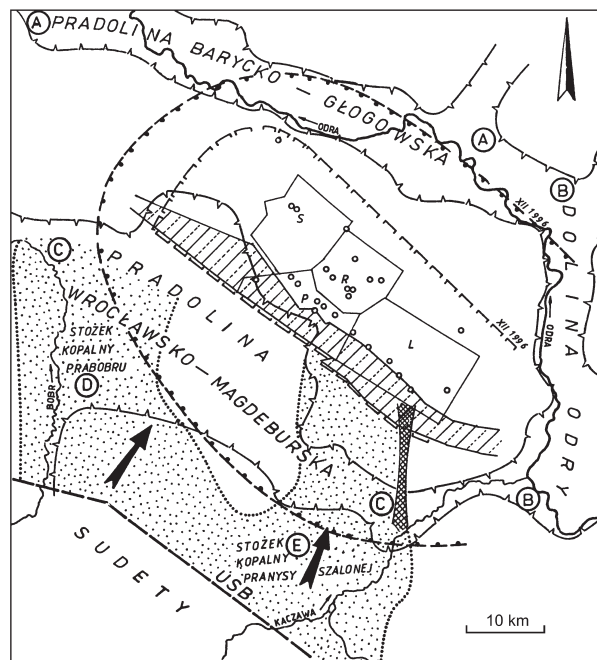
Dolina Kaczawy dzieli region dolnośląski na jednostkę zachodnią (ponad 2500 km²) zwaną też pradoliną wrocławsko-magdeburską, biegnącą od ujścia Kaczawy do Nysy Łużyckiej, ze stożkami napływowymi rzek sudeckich od południa (fig. 4.1; T. Bocheńska, 2002) oraz jednostkę centralną – wrocławską, gdzie dominuje dolina Odry i doliny kopalne: pra-Odry (najlepiej rozpoznane w rejonie Oleśnicy), pra-Bystrzycy (Kąty Wrocławskie–Wrocław), pra-Nysy Kłodzkiej (Borek Strzeliński–Wrocław) (fig. 4.2; H. Kryza, J. Kryza, 1983; M. Michniewicz, 2002; B. Paczyński, 1980b). W całym regionie dominuje piętro mioceneskie z 2 lub 3 poziomami wodonośnymi, schodzącymi do głębokości ponad 300 m.

Jakkolwiek strefa wód słodkich jest znaczna, ogólna wodonośność regionu nie jest wysoka, mimo dobrych wyników oceny zasobów dyspozycyjnych zbiorników SNPA: basen wrocławski (Ng_M) – 50 tys. m³/d, GZWP nr 322 (Q) – 60 tys. m³/d.

Region przedgórski (VI)

Region tworzą dwa wyraźnie odmienne ogniwa: subregion przedkarpacki (VI₁) – od granicy państwa na wschodzie po basen kędzierzyński na zachodzie i subregion przedsudecki (VI₂). Zapadlisko przedkarpackie o powierzchni około 28 tys. km² ma trójczłonową strukturę. Część wschodnia, po Bramę Krakowską, charakteryzuje się dominantą odsłoniętego poziomu czwartorzędowego o miąższości 15–20 m, większej w dolinach Wisły, Sanu i jego dopływach oraz w niektórych dolinach kopalnych, np. pra-Dniestru i Biłgorajskiej (B. Paczyński, 1980b) i mniejszej w obrębie wysoczyzn, np. na Płaskowyżu Kolbuszowskim. Poziom czwartorzędowy, stanowiący jedyne źródło zaopatrzenia regionalnego wód podziemnych, lokalnie jest podścielony małymi basenami paleogeńsko-neogeńskimi (np. zbiornik bogucicki).

Drugą część zapadliska, od Bramy Krakowskiej do wododziału Odry–Wisły stanowi dolina Wisły z Kotliną Oświęcimską, podścielone kilkusetmetrowym kompleksem ilastego miocenu i utworami karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Charakter użytkowy ma jedyne poziom czwartorzędowy (J. Malinowski red., 1991).



- zasięg pradolin i dolin rzecznych
- ▨ obszar rozprzestrzenienia przedgórskich stożków kopalnych
- ▩ dolina kopalna Lubin-Legnica
- ▧ podkenozoiczne wychodne cechsztynu
- USB uskok sudecki brzeżny
- ➔ kierunek naturalnego przepływu wód podziemnych
- {S,R,P,L} obszary kopalń: S – Sieroszowice, R – Rudna, P – Polkowice, L – Lubin
- zasięg leja depresji w poziomie wodonośnym podwęgłowym
- - - zasięg leja depresji w poziomie wodonośnym węglanów W-1
- ⋯ granica rozprzestrzenienia stożków kopalnych

Fig. 4.1. Wybrane elementy warunków hydrogeologicznych lubińsko-głogowskiego obszaru międzyowego (T. Bocheńska i in., 2000)

Zachodnie, ostatnie, ogniwo tworzy basen kędzierzyński (górną Odry) wciśnięty między region triasu śląskiego (od północy) i Sudety Wschodnie (od południowego zachodu). Cechą charakterystyczną tej jednostki jest występowanie dwóch pięter wodonośnych: czwartorzędo-

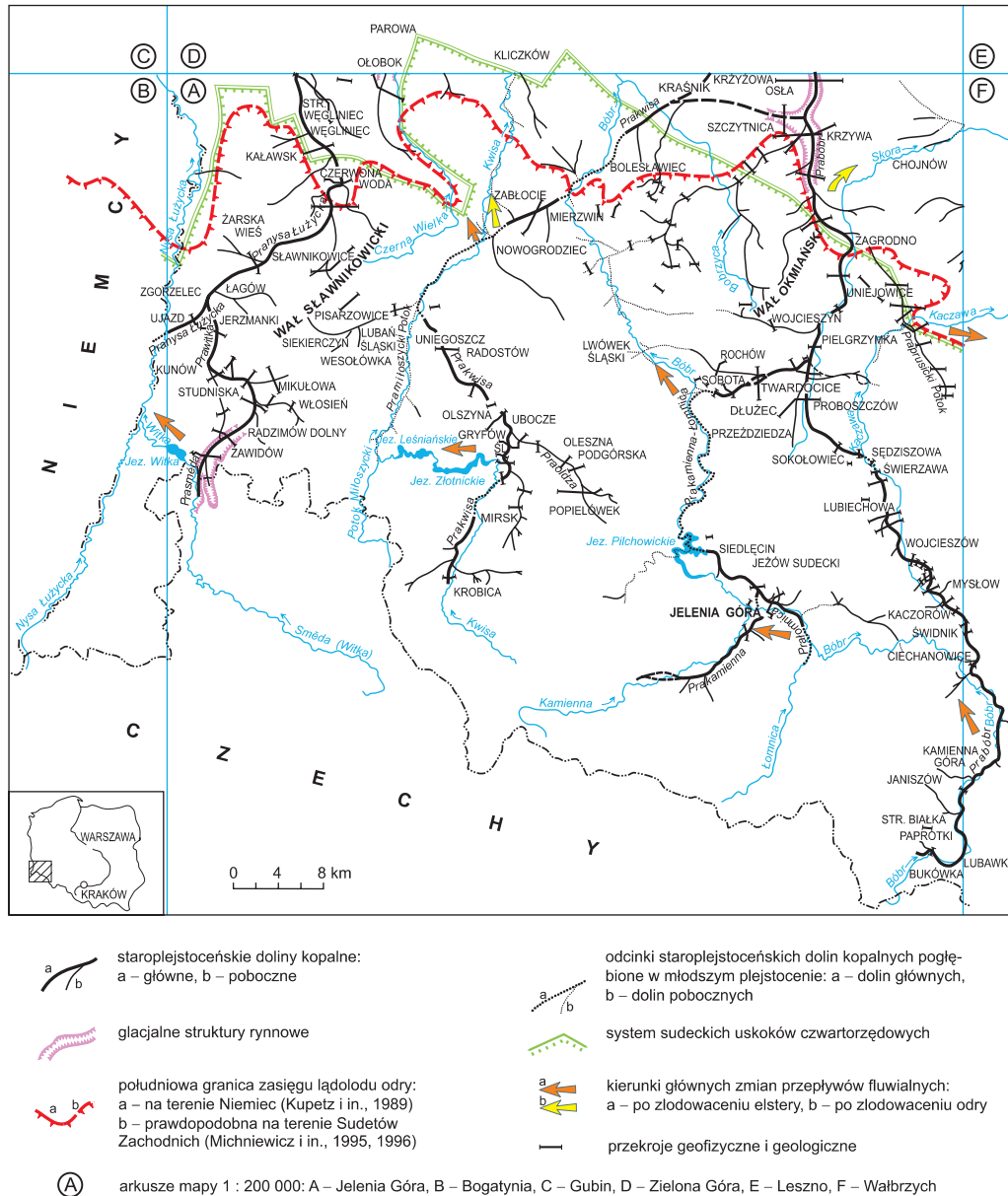


Fig. 4.2. Sieć staroplejstocenyjskich dolin kopalnych Sudetów Zachodnich i ich przedpola (M. Michniewicz, 2002)

wego – dolina Odry i struktury kopalne z największą Rybnik–Koźle oraz lądowego i morskiego neogenu (A.S. Kleczkowski, 1970; A.S. Kleczkowski i in., 1972).

Brak poziomów użytkowych na znacznej części subregionu przedkarpackiego, głównie na płaskowyżach, częste zanieczyszczenia odsłoniętego poziomu wodonośne-

go sprawiają, że przedstawiona jednostka należy do deficytowych.

Subregion przedsudecki (VI₂) wydzielono w obrębie bloku przedsudeckiego, w zasięgu niewielkich basenów kenozoicznych, z najlepiej wykształconym basenem świdnickim gdzie miąższość utworów wodonośnych pa-

leogenu i neogenu przekracza lokalnie 80 m. W basenach tych, a także w dolinach kopalnych pra-Bystrzycy i innych rzek sudeckich (M. Michniewicz, 2002), istotną rolę odgrywają również poziomy czwartorzędowe. Do rangi poziomów użytkowych w świetle ostatnich badań (S. Staśko, 2002; S. Staśko, A. Wojtkowiak, 2004) pretendują również utwory wodonośne podłoża krystalicznego, trudno rozpoznawalne w systemach dyslokacyjno-szczelinowych

i bardziej powszechne, wymagające jednak ujęć drenażowych, w poziomach zwietrzelinowo-warstwowych. Otwartym pozostaje problem ewentualnego przedłużenia jednostki ku zachodowi wzdłuż sudeckiego uskoku brzeźnego, rozciętego przez struktury kopalne i stożki napływowe rzek sudeckich (T. Bocheńska, 2002) oraz występowania bardzo zróżnicowanego paleogeńsko-neogeńskiego piętra wodonośnego.

4.2.2. Jednostki prowincji wyżynnej

Zajmują one obszar Polski środkowowschodniej o powierzchni około 85 tys. km². Cechą charakterystyczną prowincji jest dominacja mezozoicznych, szczelinowych i szczelinowo-porowych pięter wodonośnych, uzupełnionych w masywie świętokrzyskim i zapadlisku górnośląskim piętrami wodonośnymi permu, karbonu i dewonu, które jednak nie odgrywają istotnej roli jako systemy regionalne. Bardzo ograniczony zasięg mają również neogeńsko-paleogeńskie utwory wodonośne, tworzące na ogół wspólne poziomy z utworami mezozoicznymi podłoża (Roztocze) lub czwartorzędu (regiony I, IX, X, XI). Te ostatnie stanowią główne systemy wodonośne wyłącznie w dolinach rzecznych i kopalnych oraz w północnej i północno-zachodniej części prowincji. Na znacznej powierzchni dominują hydrogeologiczne struktury elewacyjne, z jednym, rzadziej dwoma użytkowymi systemami wodonośnymi. Są to regiony: lubelsko-radomski, świętokrzyski, odcinek nidziański regionu X, jury krakowsko-częstochowskiej i triasu śląskiego, wykazujące związek z siecią hydrograficzną oraz wysoka wrażliwość na wpływy atmosferyczne i antropopresję. Ogólnie prowincję wyżynną cechują dość wysokie parametry hydrogeologiczne: moduł zasobów dyspozycyjnych – od 100 do 150 m³/d·km², wodoprzewodność – od 200 do 500 m²/d oraz dobra, rzadziej średnia, jakość wody.

Region lubelsko-radomski (VII)

Granicę regionu wyznacza od zachodu, północy i południa zasięg użytkowego piętra wodonośnej kredy, a od wschodu dolina Bugu. Granica z subregionem przed-

karpackim (VI₁), najbardziej kontrastowa, gdzie system wodonośny Ng–Pg–K Roztocza opada kilkusetmetrowymi stromymi dyslokacjami ku południowi, ma najbardziej naturalny charakter. Wyraźna jest też granica z regionem świętokrzyskim, którą wyznaczają wychodnie piasków i piaskowców kredy dolnej, choć więź hydrauliczna z wapieniami malmu wymaga miejscami lokalnego przesunięcia jej ku zachodowi. Bardziej umowna jest granica z paleogeńsko-neogeńskim basenem warszawskim, gdzie pojawia się, na ogół, połączony poziom Q–Ng–Pg. Zachodnią, wyraźniejszą hydrodynamicznie, część tej granicy stanowi równoleżnikowy odcinek dolnego Wieprza, rozdzielający oba regiony. Z uwagi na aspekt hydrodynamiczny region lubelsko-radomski podzielić należy na 3 części: wschodnią – międzyrzecza Bugu–Wieprza, najslabiej wodonośną; środkową – międzyrzecza Wieprza–Wisły, najbardziej zasobną i zagospodarowaną w obrębie aglomeracji lubelskiej oraz zachodnią – radomską, z najbardziej zróżnicowaną wodonośnością.

Jak już wspomniano, czwartorzędowe systemy wodonośne odgrywają znaczącą rolę jedynie w dolinach Wisły, Wieprza, Bugu oraz w strukturach kopalnych rozcinających utwory kredy górnej do głębokości 50–150 m – dolina Wisły koło Janowca i ujścia Chodla, dolina Wieprza koło Milejowa, dolina Poru (B. Paczyński, 1980b; J. Malinowski red., 1991).

W międzyrzeczu Bugu–Wieprza rozpoznano w ostatnim dwudziestolecu użytkowy poziom wodonośny w spękanych wapieniach malmu, eksploatowany intensywnie w Brześciu (zasięg leja wchodzi przypuszczalnie

na obszar Polski). Znaczne wydajności (50–70 m³/h) uzyskane z ujęć w rejonie Terespoli–Białej Podlaskiej i dobra jakość wody skłoniły do wydzielenia w podziale regionalnym AHP (patrz fig. 3.5) odrębnych jednostek – subregionów – podlaskiego (IX₁) i poleskiego (IX₂) (B. Paczyński red., 1995). Brak rozpoznania zasięgu i wodonośności jury w całym pasie przygranicznym sprawia, że zrezygnowano z wydzielenia tych jednostki w prezentowanej monografii, ale zbiornik jurajski pozostaje ważnym źródłem zaopatrzenia regionalnego w randze SNPA. Cechą szczególną regionu lubelsko-radomskiego jest ujawniona badaniami sejsmicznymi nieciągłość stropowej części głównego poziomu użytkowego kredy górnej (B. Paczyński i in., 1965; B. Paczyński, 2005). Górne odcinki poziomu mają charakter zawieszony, przy różnicy położenia zwierciadła wody przekraczającej nawet 20 m.

Region świętokrzyski (VIII)

Region stanowi elewacyjną jednostkę prowincji wyżynnej, od wschodu i zachodu konturowaną zasięgiem malmu, od północy doliną Pilicy, a od południa zasięgiem łań krakowieckich zapadliska przedkarpackiego (fig. 3.8). We wcześniejszych podziałach regionalnych (B. Paczyński i in., 1976; B. Paczyński red., 1995) wyróżniano dwie jednostki w randze subregionów: masywu paleozoicznego i osłony mezozoicznej (trias, jura) Gór Świętokrzyskich. Pierwsza, z małymi zbiornikami dewońskimi wód szczelinowo-krasowych oraz słabo wodonośnych pozostałych ogniw paleozoiku, od kambru po perm, ogólnie ma charakter deficytowy. Drugą prezentują średnio wodonośne poziomy jurajskie oraz słabiej wodonośne poziomy triasowe. Część z wymienionych poziomów wodonośnych zakwalifikowano do GZWP (nr 410–422), z których wszystkie mieszczą się w niskich i średnich klasach (1–3) waloryzacyjnych (B. Paczyński red., 2004). Cechą charakterystyczną regionu jest intensywne zdyslokowanie i nieciągłość mezozoicznych i paleozoicznych pięter wodonośnych oraz ograniczenie udziału czwartorzędowego poziomu wodonośnego do dolin Pilicy i jej dopływów, Wisły oraz mniej licznych dolin kopalnych, np. pra-Czarnej (B. Paczyński, 2002c).

Region kutnowski (IX)

Region zwany wcześniej kujawsko-mazowieckim (J. Malinowski red., 1991), wyznaczony zasięgiem podkenozoicznych utworów jurajskich, stanowi kontynuację elewacyjnego regionu świętokrzyskiego w obrębie wału pomorskiego (antyklinorium pomorskiego), obejmując odcinek występowania wodonośnych poziomów użytkowych, aż po dolinę Wisły. Jest on zbieżny ze strefą działową dorzeczy Wisły i Odry. Obok jurajskiego piętra wodonośnego funkcję uzupełniających, a miejscami nawet głównych, poziomów użytkowych pełnią utwory czwartorzędowe i lokalnie paleogeńsko-neogeńskie, tworzące na ogół wspólne kompleksy wodonośne. Region jest intensywnie pocięty strukturami tektonicznymi i jak wykazały badania M. Baranieckiej (1975, 1980) dyslokacje objęły nie tylko podłoże jurajskie, lecz również kompleks czwartorzędowy. W licznych, choć dość wąskich, strukturach kopalnych i rowach tektonicznych miąższość utworów czwartorzędowych sięga 130 m (rejon Rychlina–Łowicza), a nawet 300 m (rów Krzepocina na pograniczu z jednostką X). W północnej części jednostki wodem intensywnej tektoniki, w tym salinarnej, są zapadliska wokółwysadowe oraz płytkie występowanie wód zmineralizowanych, obejmujące czwartorzędowe poziomy wodonośne.

Region mogileńsko-łódzko-nidziański (X)

Wydzielony region ciągnie się od Bydgoszczy po Kraków i stanowi najdłuższą, południkową jednostkę hydrogeologiczną (rozciągłość ponad 400 km). Granicę regionu wyznacza zasięg wodonośnej kredy, która tworzy główne lub istotne piętro użytkowe. Jak z nazwy wynika, zaznacza się tu trójczłonowy podział obszaru, z rosnącym ku północy udziałem pięter kenozoicznych.

W części południowej (subregion nidziański X₃) zwanej też niecką miechowską (A.S. Kleczkowski red., 1990), o powierzchni ponad 7 tys. km², dominuje kredowe piętro wodonośne z niewielkim udziałem, wyłącznie w dolinach i płytkich na ogół strukturach kopalnych, czwartorzędowego poziomu wodonośnego. Obszar ten wykazuje dużą analogię do regionu lubelsko-radomskiego i mógłby nawet

być z nim połączony jako lubelsko-radomsko-nidziański. Jednak z uwagi na brak między nimi łączności, wskazane jest pozostawienie go w układzie południkowym.

Część środkową (subregion łódzki X_2) oddziela od subregionu nidziańskiego jednostka bełchatowska (fig. 3.7) – w randze rejonu (X_{2A}), włączona do niecki łódzkiej z uwagi na znaczny udział poziomów kenozoicznych. Jednostkę bełchatowską wyodrębniono ze względu na to, że stanowi ona szczególną strukturę tektoniczną – formę swoistego „rygla” elewacyjnego z poziomami jurajskimi, która rozdziela baseny nidziański i łódzki. Oprócz silnego zdyslokowania rejonu (rów Kleszczowej oraz rów Woli Grzymaliny; M. Baraniecka, 1975) pojawia się tu jurajska antyklina łękińska. Istotnym aspektem jej wydzielenia było wskazanie na jej przykładzie celowości szczegółowej regionalizacji Polski z wykorzystaniem MhP 1:50 000 (B. Paczyński, 2003). Właściwa część odcinka łódzkiego, o powierzchni ponad 10 tys. km², charakteryzuje się dominacją kredowego piętra wodonośnego z wyraźnym podziałem na poziom górnokredowy – w spękanych marglach i wapieniach, występujący do głębokości 200–250 m oraz dolnokredowy – porowo-szczelinowy w piaskach i piaskowcach, zachowujący charakter użytkowy do głębokości 1000–1200 m. Niecka łódzka należy, co wynika z powyższego, do najbardziej depresyjnej strefy wód słodkich w kraju. W środkowej i północnej części niecki łódzkiej równorzędne, a nawet dominujące, są również czwartorzędowe poziomy wodonośne, lokalnie uzupełniane słabiej wodonośnym poziomem paleogeńsko-neogeńskim. W obrębie subregionu łódzkiego (X_2) znaczna część (prawie 6 tys. km²) obszaru występowania poziomu dolnokredowego, należąca do GZWP nr 401 (5 grupa wysokiej pozycji waloryzacyjnej; B. Paczyński red., 2004) została zakwalifikowana do SNPA. Północną granicę subregionu X_2 przyjęto zgodnie z zasięgiem pasa pojeziernego (A.S. Kleczkowski red., 1990).

Północny odcinek regionu X zamyka niecka mogileńska (subregion pojezierny X_1) konturowana na zachodzie i południowym wschodzie zasięgiem wodonośnej kredy, a na północy i północnym wschodzie umownie pradoliną Warty–Noteci i doliną Wisły. We wcześniejszych podziałach (J. Malinowski red., 1991; B. Paczyński red., 1995) udział wodonośnej kredy był niżej oceniany i dlate-

go nieckę mogileńską włączano do regionu wielkopolskiego. Za takim podziałem mógłby również przemawiać przebieg pasa pojeziernego, wprowadzający tę jednostkę równoleżnikowo do regionu wielkopolskiego. Za utrzymaniem południkowego przebiegu subregionu przemawia jednak bardzo istotna różnica wodonośności obu obszarów: wielkopolskiego – deficytowego, z dominantą mało zasobnych poziomów mioceńskich i mogileńskiego – zasobnego, ze zróżnicowanym kompleksem poziomów kenozoicznych i kredowych. Decydującym czynnikiem pozostaje dominacja lub równorzędność piętra kredowego w wodonośności obszaru niecki mogileńskiej, a także większa niż w regionie wielkopolskim rola jezior w alimentacji wód podziemnych. Subregion pojezierny zaliczony został przez B. Paczyńskiego (2004), z uwagi na obecność kilku GZWP (K, Pg-Ng, Q), do średniej (3 i 4 grupa – zbiornik nr 142, 144, 151) i wysokiej (5 grupa – zbiornik nr 143) pozycji waloryzacyjnej.

Region jury krakowsko-częstochowskiej (XI)

Region sygnowany także jako krakowsko-wieluński jest przykładem rzadkiej zgodności cech geograficznych, geologicznych i hydrogeologicznych. Utwory jurajskie tworzące region i zapadające ku ENE stanowią również kulminację wododziałową Warty, Proсны i Pilicy. Tą monoklinalną strukturę hydrogeologiczną można podzielić na odcinek środkowy i południowy, geograficznie utożsamiany z Jurą Krakowsko-Wieluńską oraz północny – kaliski (J. Malinowski red., 1991). W pierwszym dominują poziomy wód szczelinowo-krasowych jury górnej oraz znacznie mniej wydajne poziomy dolnej i środkowej jury z wodami gorszej jakości w ośrodku szczelinowo-porowym oraz lokalnym udziałem, głównie w dolinach, poziomów czwartorzędowych. W obszarze kaliskim obok głównego poziomu w wapieniach malmu, większy, niż na południu, udział mają poziomy czwartorzędowe, z rozległym systemem dolin kopalnych Proсны, Warty i Widawki – kontynuacja struktury Woli Grzymaliny (B. Paczyński, 1980b). Jeszcze bardziej ograniczony zasięg mają poziomy wodonośne dolnego kenozoiku. Monoklinalny charakter dominujących w regionie poziomów szczelinowo-krasowych malmu sprawia, że wody podziemne tego obszaru zasilają

kredowe piętro wodonośne, głównie na odcinku niecki niedziańskiej. Cały obszar występowania piętra górnojurajskiego (GZWP nr 326) zakwalifikowano do najbardziej zagrożonej grupy waloryzacyjnej, natomiast środkowojurajskiego (GZWP 325) do trzeciej – średnio zagrożonej grupy waloryzacyjnej (B. Paczyński red., 2004).

Region triasu śląskiego (XII)

Wydzielony region tworzy równoleżnikową strukturę okalającą od północy Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW), granicząc na południowo-zachodnim i południowo-wschodnim odcinku z zapadliskiem przedkarpackim (VI₁). Główne piętro wodonośne stanowią spękane i skrasowiałe wapienie i dolomity triasu środkowego, nadbudowane w rejonie Opola piaskowcami kredy górnej, a w niecce chrzanowskiej podścielone, a miejscami rozdzielone, wodonośnymi piaskowcami górnego karbonu. Z uwagi na brak ciągłości we wcześniejszych podziałach (J. Malinowski red., 1991), triasową nieckę chrzanowską włączano do regionu górnośląskiego, a pozostałą część regionu XII dzielono na 6 jednostek hydrodynamicznych: opolską, północną, gliwicką, bytomską, olkuzko-zawierciańską i lubliniecko-kluczborską (A. Rózkowski red., 1997). Tę ostatnią, gdzie utwory wapienia muszlowego występują nierozpoznane hydrogeologicznie na dużych głębokościach (ponad 500 m), pozostawiono poza regionem XII. Oprócz piętra triasowego, wodonośne (wyłącznie w dolinach rzecznych i kopalnych) są również utwory czwartorzędowe oraz występujące lokalnie w podłożu utwory permu (rejon Opola) i dewonu (rejon olkuzko-zawierciański). Poziomy wodonośne triasu środkowego,

stanowiące jeden z najzasobniejszych zbiorników wód dobrej jakości w kraju, a także słabiej wodonośne triasu dolnego zostały na znacznym obszarze (ponad 4,5 tys. km²) zakwalifikowane do SNPA (GZWP nr 327, 333, 335). Poza granicami Górnośląskiego Zagłębia Węglowego większość z nich mieści się w grupie niskiego zagrożenia (B. Paczyński red., 2004).

Region górnośląski (XIII)

Wydzielony region pod względem hydrogeologicznym stanowi zaledwie 40% właściwego zagłębia węglowego. Pozostała, zachodnia i południowa część obszaru gdzie wody podziemne poziomów karbońskich, izolowane od powierzchni grubym (do 1000 m) kompleksem słabo przepuszczalnego miocenu, są silnie zmineralizowane, włączona została do regionów przedgórskiego (subregion przedkarpacki VI₁) i karpackiego (subregion Karpat zewnętrznych XV₂), gdyż brak tu w zasadzie poziomów użytkowych. Ogólnie, Górnośląskie Zagłębie Węglowe o powierzchni około 1200 km² należy do obszarów deficytowych. Główne poziomy tworzą słabo wodonośne serie piaskowcowe: krakowska (E) i górnośląska (N) (A. Rózkowski red., 1997) oraz ograniczone do dolin i przegłębień kopalnych poziomy czwartorzędowe, z zanieczyszczonymi i częściowo zdrenowanymi przez wyrobiska górnicze wodami podziemnymi. Obszar GZW jest więc jedynym w kraju, gdzie antropopresja doprowadziła do tak znacznego przekształcenia środowiska naturalnego, w tym hydrosfery podziemnej.

4.2.3. Jednostki prowincji górskiej

Region sudecki (XIV)

Region o powierzchni około 8 tys. km² i strukturze elewacyjnej, ogólnie deficytowy, cechuje się dużym zróżnicowaniem wodonośności. Na znacznym obszarze Sude-

tów Zachodnich i w zasięgu Sudetów Wschodnich dominują słabo i bardzo słabo wodonośne utwory krystaliczne prekambriu i paleozoiku (S. Kowalski, 1992). Moduł zasobów dyspozycyjnych nie przekracza tu 40 m³/d·km² i wynika z obecności poziomów rumoszowych i czwarto-

rzędowych struktur kopalnych (fig. 4.2; M. Michniewicz, 2002). Bilans źródeł i odpływu podziemnego wskazują na wyższą wodonośność cokołu krystalicznego (S. Staśko, 2002; S. Staśko, A. Wojtkowiak, 2004), ale zlokalizowanie ciągłych poziomów wodonośnych systemu dyslokacyjno-szczelinowego na razie nie jest możliwe. Znacznie lepsze warunki hydrogeologiczne cechują zachodnią część obszaru, wydzielanego wcześniej (fig. 3.3) jako region obniżenia Żytawy–Węglińca (ok. 1,5 tys. km²), gdzie wodonośność kenozoiku kwalifikuje ten obszar do średnio zasobnych (moduł zasobności ponad 100 m³/d·km²). Szczególną pozycję w Sudetach Zachodnich zajmują baseny śródgórskie (subregiony XIV₁ – Sudetów wewnętrznych i XIV₂ – Sudetów zewnętrznych), wyróżniające się udziałem pięter wodonośnych karbonu, permu, triasu i najzasobniejszego – kredy górnej. Niektóre rejon basenu śródsudeckiego ale także basen zewnątrzsudecki (GZWP nr 317) mogą być kwalifikowane jako SNPA (GZWP nr 341, 342) z wysoką oceną waloryzacyjną (B. Paczyński red, 2004). W południowej części regionu z wodami słodkimi współwystępują wody lecznicze (szczawy) i termalne. Cechą charakterystyczną Sudetów jest dominacja wód podziemnych o niskiej mineralizacji.

Region karpacki (XV)

Region ten, o powierzchni około 20 tys. km², podobnie jak region XIV ma charakter deficytowy. Jednostka składa się z dwóch subregionów rozdzielonych cokołem pienińskim: Karpat wewnętrznych (XV₁) i Karpat zewnętrznych (XV₂). Pierwszy obejmuje rejon tatrzański (XV_{1A}), stanowiący elewacyjną strukturę alimentacyjną basenu podhalańskiego (rejon XV_{1B}), wypełnionego spękanymi

wapieniami, dolomitami i zlepieńcami eoceńsko-triasowymi i przykrytego ponad 1000 m kompleksem fliszu podhalańskiego. Jednostka podhalańska stanowi najbardziej klasyczny w kraju basen wód termalnych o temperaturze przekraczającej 80°C, stosunkowo niskiej mineralizacji wody, od poniżej jednego do kilku g/dm³ i wysokich wydajnościach (powyżej 100 m³/h) uzyskiwanych w warunkach samowypływu. Południowa, przytatrzańska część basenu podhalańskiego, z wodą o temperaturze do kilkunastu °C ma charakter wody pitnej i dlatego została zakwalifikowana jako zbiornik SNPA.

Od południa, w strefie okalającej cokół pieniński, subregion Karpat zewnętrznych otwiera Kotlina Orawsko-Nowotarska (typu zapadliska), wypełniona kilkusetmetrowym kompleksem mioceno-czwartorzędowym (P. Pomianowski, 2003) oraz sąsiadująca z nią płytką, czwartorzędowa Kotlina Nowosądecka. W obu tych strukturach, zwłaszcza Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, gdzie miąższość wodonośca sięga 100 m, piaski i żwiry czwartorzędowe stanowią główne piętro wodonośne. Na pozostałym obszarze Karpat zewnętrznych piętro to występuje tylko w dolinach rzecznych, rzadko przekraczając kilkunastometrową miąższość. W regionie dominują nieciągłe i mało wydajne (poniżej 10 m³/h) poziomy wodonośne w spękanym piaskowcach i łupkach fliszu karpackiego; słabszej wodonośności w seriach łupkowych – poniżej 5 m³/h i większej w seriach piaskowcowych – ponad 10 m³/h (J. Malinowski red., 1991).

W południowej części subregionu XV₂ z wodami słodkimi współwystępują wody lecznicze, głównie typu szczaw, najintensywniej zagospodarowane w Beskidzie Sądeckim (B. Paczyński, Z. Płochniewski, 1996; B. Paczyński red., 2002a).

Literatura

- BARANIECKA M. D., 1975 – Zależność wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **288**: 5–99.
- BARANIECKA M. D., 1980 – Geneza elementów wklęsłych powierzchni podłoża czwartorzędu na obszarze wału kujawskiego i niecki warszawskiej. *Biul. Inst. Geol.*, **322**: 31–64.
- BILANS zasobów kopalni i wód podziemnych w Polsce, 2004 – MŚ, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- BOCHEŃSKA T., 2002 – Wybrane problemy hydrogeologii regionalnej Dolnego Śląska. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **400**: 57–77.
- BOCHEŃSKA T., BUTRA J., KALISZ M., 2002 – Wpływ działalności górniczej na środowisko wodne w Lubią-

- sko-łogowskim Obszarze Miedzionośnym (LGOM). *W: Mine water and the environment. 7th Inter. Mine Water Assoc. Congres. UŚI. Sosnowiec.*
- DĄBROWSKI S., SZYNALSKI M., 1975 – O kopalnej pradolinie w Wielkopolsce. *Prz. Geol.*, **23**, 6: 278–281.
- DĄBROWSKI S., 1978 – Zmiany powierzchni piezometrycznej wód podziemnych poziomu mioceńskiego Wielkopolski. *Mat. Konf. PTPNoZ. Poznań.*
- KLECZKOWSKI A.S., 1970 – Wody podziemne wschodniej części Kotliny Górnej Odry i zagadnienia ich ochrony. *Mat. i studia Opolskie. Opole.*
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S., DENDEWICZ A., DYJOR S., KOWALSKI J., KILKOWSKI M., 1972 – Pliocene–Quaternary Rybnik–Koźle Trough and its hydrogeological properties. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc.Terre*, **20**, 1:71–83.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.
- KOWALSKI S., 1992 – Czynniki naturalne warunkujące występowanie wód podziemnych w regionie sudeckim. *Acta Univ. Wratisl. 1324, Pr. Geol.-Miner.* **25**.
- KRYZA H., KRYZA J., 1983 – Hydrogeologiczna rola zwierzcizelin granitu na przykładzie zlewni Górnej Kamiennej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej: 78–89. UWroc. Wrocław.*
- MALINOWSKI J. (red.), 1991 – Budowa geologiczna Polski. T. VII Hydrogeologia. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MICHNIEWICZ M., 2002 – Czwartorzędowe doliny kopalne w Sudetach Zachodnich i stan ich rozpoznania hydrogeologicznego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **403**: 63–99.
- PACZYŃSKI B., 1980a – Podstawy systematyki regionalnej wód podziemnych Polski. *IG Pr. hydrogeologiczne, ser. spec.*, z. 12.
- PACZYŃSKI B., 1980b – Pozycja czwartorzędowych struktur kopalnych w systematyce regionalnej wód podziemnych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej: 85–99. UW, IG, AGH, PKN i PTG. Warszawa.*
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000, cz. II. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 2002a – Ocena zasobów dyspozycyjnych wód leczniczych i potencjalnie leczniczych. *Poradnik metodyczny. Państw. Inst. Geol. Warszawa.*
- PACZYŃSKI B., 2002b – Systemy nieprzeobrażonych antropogenicznie zwykłych wód podziemnych Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **400**: 37–57.
- PACZYŃSKI B., 2002c – Objasnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz Żarnów (0739). CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., 2003 – Kryteria i kierunki regionalizacji zwykłych wód podziemnych Polski. *W: Współczesne problemy hydrogeologii.* **11**, 1: 37–44. WBWiS, PGdań. Gdańsk.
- PACZYŃSKI B. (red.), 2004 – Mapa wstępnej waloryzacji Głównych Zbiorników Wód Podziemnych, 1:500 000. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., 2005 – Przed kolejną batalią naszej kartografii hydrogeologicznej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii.* **12**: 539–545. UMK.Toruń.
- PACZYŃSKI B., JARZĄBEK H., KONASIEWICZ T., MICHALSKA M., 1965 – Wody podziemne regionu kredy lubelskiej. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., JARZĄBEK H., ŁODZIŃSKI S., MITRĘGA J., 1976 – Zasoby zwykłych wód podziemnych. *W: Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce, 1:500 000 (red. J. Malinowski) cz. 1. Inst. Geol. Warszawa.*
- PACZYŃSKI B., PŁOCHNIEWSKI Z., 1996 – Wody mineralne i lecznicze Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., ULMAN-BORTNOWSKA M., 1997 – Aspekty prawne eksploatacji i ochrony wód podziemnych zbiornika oligoceńskiego. *W: Oligoceński zbiornik wód podziemnych regionu mazowieckiego (znaczenie, zagrożenie, ochrona) (red. J.Dowgiałło, A. Macioszczyk): 118–123. PAN. Warszawa.*
- PICH J., ZAWADZKA M., 1983 – O pogłębieniu się lejów depresyjnego w obrębie wodonośnego piętra trzeciorzędowego w rejonie Środy Wielkopolskiej. *Tech. Poszuk. Geol.*, **6**: 14–21.
- POMIANOWSKI P., 2003 – Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej – wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych. *Prz. Geol.*, **56**, 6: 498–506.
- RÓŻKOWSKI A. (red.), 1997 – Użytkowe wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **159**.
- STAŚKO S., 2002 – Zawodnienie szczelinowych skał krystalicznych w Sudetach. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **404**: 249–263.
- STAŚKO S., WOJTKOWIAK A., 2004 – Występowanie i jakość wód podziemnych w skałach krystalicznych Sudetów na podstawie badań ujęć. *Prz. Geol.*, **52**, 1: 69–75.

5. Związek wód podziemnych z powierzchniowymi w układzie zlewniowym rzek

5.1. Zlewnia rzeczna jako system naturalnego obiegu wód podziemnych strefy aktywnej wymiany

Badania związku wód podziemnych z powierzchniowymi w skali zlewni rzecznej mają w Polsce długą i bogatą historię. Były one prowadzone zarówno w aspekcie poznawczym dla ustalenia czynników kształtujących dynamikę wymiany wód rzecznych z podziemnymi (T. Kiciński, 1960; J. Pleczyński, J. Przybyłek, 1974; P. Herbich, 1980; J. Pleczyński, 1981; R. Poźniak, 1988), jak i w aspekcie regionalnym, tj. przy analizowaniu udziału wód podziemnych w kształtowaniu reżimu odpływu rzeczno-go, w naturalnych warunkach krążenia (H. Bieniaszewska, 1973; J. Paszczyk, 1975; M. Gutry-Korycka, 1978; Z. Michalczyk, 1986; J. Drwał, 1982; P. Jokiel, 1994) oraz zmienionych w wyniku ich intensywnego, skoncentrowanego poboru (J. Sawicki, 1977, 2000; P. Herbich, 1989, 1997; Z. Michalczyk red., 1997; A. Kowalczyk, 2003). W badaniach hydrogeologicznych obejmujących cały obszar Polski ustalenie wielkości odpływu podziemnego do rzek stanowiło podstawę oceny zasobów wód podziemnych możliwych do zagospodarowania (J. Orsztynowicz, 1986; B. Paczyński red., 1993; S.L. Witeczak i in., 2002; P. Herbich, 2002, 2005).

Zlewnia rzeczna to podstawowa jednostka hydrologiczna obiegu wód. Składa się ze zbiorowisk wód powierzchniowych i podziemnych, wraz ze środowiskiem ich występowania, które wpływają do wspólnego systemu odbiorników – cieków, jezior i bagien, i są nimi odprowadzane do określonego przekroju hydrometrycznego. Granicami powierzchniowej zlewni rzecznej są morfologiczne działy wodne, a zlewni podziemnej – działy wód podziemnych.

Wododział morfologiczny jest granicą rozdziału spływu wód po powierzchni terenu do odrębnych zlewni, jej przebieg jest więc jednoznacznie określony, a zlewnia powierzchniowa jest w uproszczeniu traktowana jako obiekt dwuwymiarowy.

Zlewnia podziemna jest obiektem przestrzennym o zróżnicowanym zasięgu poziomym w poszczególnych systemach krążenia wód podziemnych – lokalnych, przejściowych i regionalnych. Zazwyczaj za granicę zlewni podziemnej przyjmuje się wododział podziemny w polu hydrodynamicznym pierwszego użytkowego poziomu wodonośnego, drenowanego przez system hydrograficzny (odbiorniki) zlewni powierzchniowej.

Wododziały podziemne i morfologiczne najczęściej mają na tyle zbliżony przebieg, że w skali analiz regionalnych, jak i w warunkach rozpoznania hydrogeologicznego o charakterze przeglądowym, jako granicę zlewniowego systemu krążenia wód podziemnych przyjmuje się wododział morfologiczny.

Infiltracja wód atmosferycznych do strefy saturacji, na obszarze o zasięgu wyznaczonym wododziałem zlewni morfologicznej, formuje zasoby odnawialne wód podziemnych, tworzące systemy lokalne, przejściowe i regionalne. Zlewnia podziemna zamknięta wododziałem pierwszego poziomu wodonośnego tworzy zlewniowy system wodonośny o granicach częściowo zamkniętych (J. Szymanko, 1980). Obejmuje on podstawowe strefy hydrodynamiczne układu lokalnego krążenia wód podziemnych: zasilania, przepływu i drenażu. W przypadku niepełnej penetracji hydraulicznej wód podziemnych

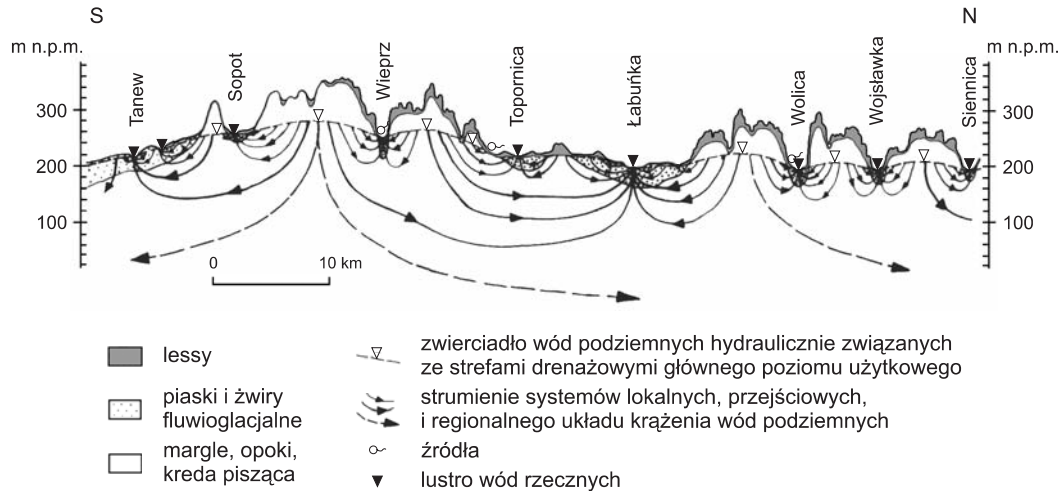


Fig. 5.1. Układy krążenia wód podziemnych w zlewniowych systemach wodonośnych – region kredy lubelskiej (P. Herbich, 1980)

przez strefy drenażowe, w granicach zlewni wyznaczonej przez wododziały pierwszego użytkowego poziomu wodonośnego, tworzą się układy krążenia przejściowego i regionalnego (fig. 5.1).

Systemy krążenia lokalnego mieszczą się całkowicie w obszarze zlewni morfologicznej podstawowej sieci hy-

drograficznej (zlewnie rzek o powierzchni od 100 do 1000 km²), a systemy krążenia przejściowego i regionalnego przekraczają granice wyznaczone wododziałami tych zlewni (Mapa podziału hydrograficznego..., 2003).

5.2. Stosunek zlewni powierzchniowej do zlewni podziemnej

W sytuacji wymagającej szczegółowego rozpoznania zlewni podziemnej, jako systemu krążenia i obiektu badań bilansowych, jej zasięg musi być określony jako hydrodynamicznie zdefiniowany obszar spływu wód podziemnych do systemu odbiorników zlewni powierzchniowej (rzek, jezior, kanałów, rowów itp.).

Szczegółowe rozpoznanie pola hydrodynamicznego wód podziemnych dokumentuje liczne przykłady istotnego – liczonego nawet w kilometrach – rozmięcia się działu podziemnego i morfologicznego. Jest to dość charakterystyczne dla szczelinowo-krasowego środowiska krążenia wód podziemnych wyżyn środkowopolskich i terenów górskich, ale równie powszechnie występuje w obszarach młodoglacjalnych o zaburzonych i nieciąg-

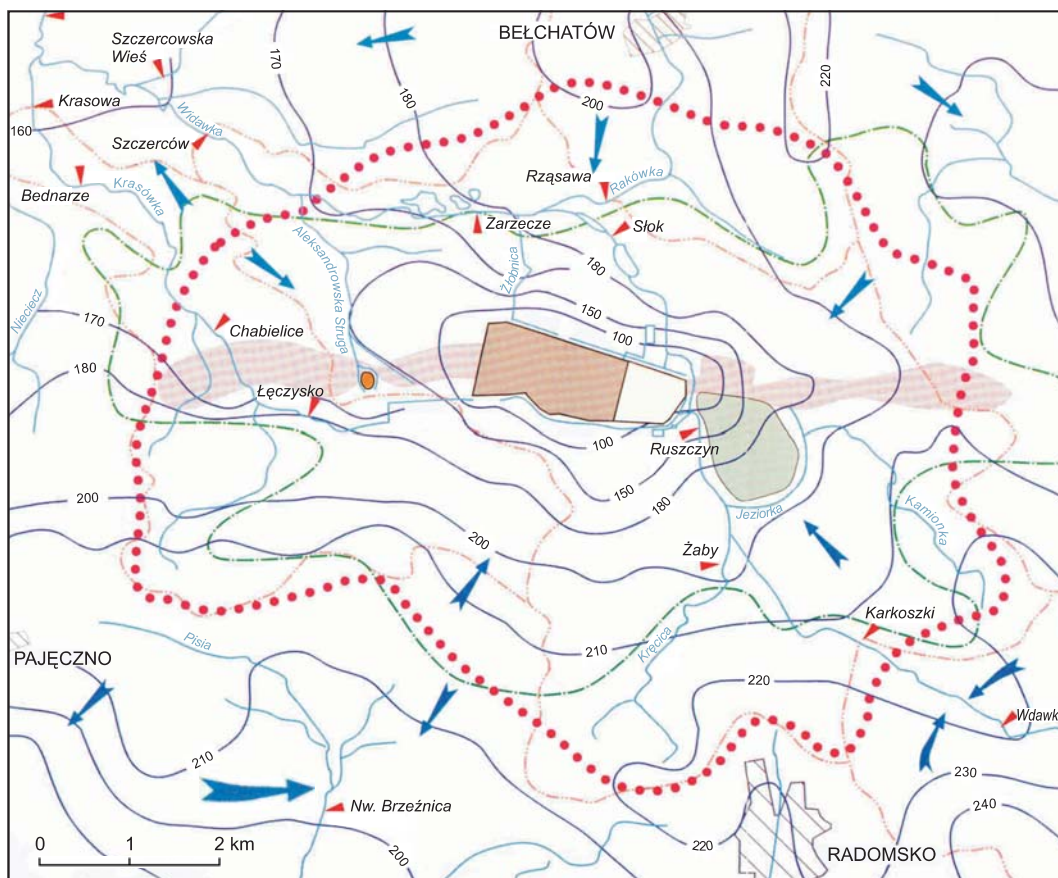
łych warstwach wodonośnych oraz licznych obszarach bezodpływowych powierzchniowo.

Rozbieżność w przebiegu wododziałów podziemnych i morfologicznych została szczegółowo rozpoznana i udokumentowana badaniami regionalnymi, m.in. w regionach – mazursko-podlaskim, świętokrzyskim i kredy lubelskiej. O stopniu przesunięcia wododziału podziemnego względem powierzchniowego decydują najczęściej:

- zaburzenia układu i nieciągłość warstw wodonośnych,
- monoklinalne ułożenie pakietów warstw wodonośnych i słaboprzepuszczalnych,
- zróżnicowanie wodoprzepuszczalności w strefach uskoku.

W układach krążenia wód podziemnych wymuszonych antropogenicznymi ośrodkami drenażu o zasięgu regionalnym, naturalny drenujący charakter rzek jest zmieniany na infiltrujący lub tranzytowy, a wododział

podziemny jest granicą obszaru spływu wód do systemu, np. odwodnienia górniczego (fig. 5.2) lub zespołu ujęć głębinowych.














- | | | | |
|---|-------------------------------|---|--|
|  | obszar odkrywki |  | 200 — hydroizohipsy poziomu najsilniej drenowanego |
|  | zwałowisko wewnętrzne |  | zasięg obniżenia zwierciadła wody >1m |
|  | zwałowisko zewnętrzne |  | hydrogeologiczny dział wodny (zasięg obszaru spływu wód podziemnych) systemu drenażu KWB „Bełchatów” |
|  | zasięg złoża węgla brunatnego |  | powierzchniowe działy wodne zlewni rzek |
|  | wysad solny Dębina |  | Słok — rzeki i wodowskazy IMiGW |
| | |  | kierunki spływu wód podziemnych |

Fig. 5.2. Obszary spływu wód podziemnych do systemu drenażu KWB Bełchatów (wg stanu z 1995 r.; J. Sawicki, 2000)

5.3. Dynamika i charakter wymiany wód rzecznych i podziemnych w zlewniowym układzie krążenia

We wszystkich regionach hydrogeologicznych Polski, w warunkach naturalnego krążenia wód, związek wód powierzchniowych z wodami podziemnymi strefy aktywnej wymiany ma charakter drenujący – wody podziemne są drenowane przez rzeki, jeziora i bagna. Naturalna infiltracja wód rzecznych ma ściśle lokalny charakter i jest traktowana jako anomalia. Wykazuje to analiza pola hydrodynamicznego użytkowych poziomów wodonośnych w obrazie kartograficznym opracowań przeglądowych – *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:200 000* (1976–1988), pracach syntetycznych – *Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1:500 000* (1993–1995) oraz szczegółowych – *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000* (1996–2004).

Wody rzeczne jedynie okresowo infiltrują do wód gruntowych tarasów niskich (zalewowych) w początkowej fazie intensywnych wezbrań, w sytuacji, gdy przybór wód rzecznych zachodzi szybciej niż przyrost stanów wód gruntowych. Po przejściu kulminacji fali wezbraniowej wody rzeczne czasowo zretencjonowane w tarasie niskim powracają do koryta rzecznego, współuczestnicząc w tworzeniu fazy regresywnej wezbrania. Spiętrzone wody podziemne strefy przejściowej między doliną i wysoczyzną, po ustąpieniu wezbrania zwiększają okresowo natężenie odpływu do doliny rzecznej (fig. 5.3).

W warunkach klimatycznych, geomorfologicznych i hydrogeologicznych panujących w Polsce, opisana dynamika wymiany wód rzecznych i tarasowych w okresie wezbrań nie ma istotnego znaczenia dla zasobności wód podziemnych – poza zasięgiem tarasu niskiego doliny rzecznej.

Infiltracja wód powodziowych ma natomiast istotne znaczenie dla zasobności dolinnych poziomów wodonośnych w granicach obszarów spływu wód podziemnych do dużych ujęć, wytwarzających lej depresyjny obejmujący taras niski doliny. Przykładem takiego ujęcia może być ujęcie wodociągów komunalnych Poznania w Mosinie (S. Dąbrowski i in., 2004). Wody fali wezbraniowej War-

ty, infiltrujące w zalany taras niski w obrębie leja depresji, nie powracają do koryta rzeki – jak miałyby to miejsce w warunkach naturalnych – lecz zasilają strumień wód podziemnych drenowanych przez ujęcie.

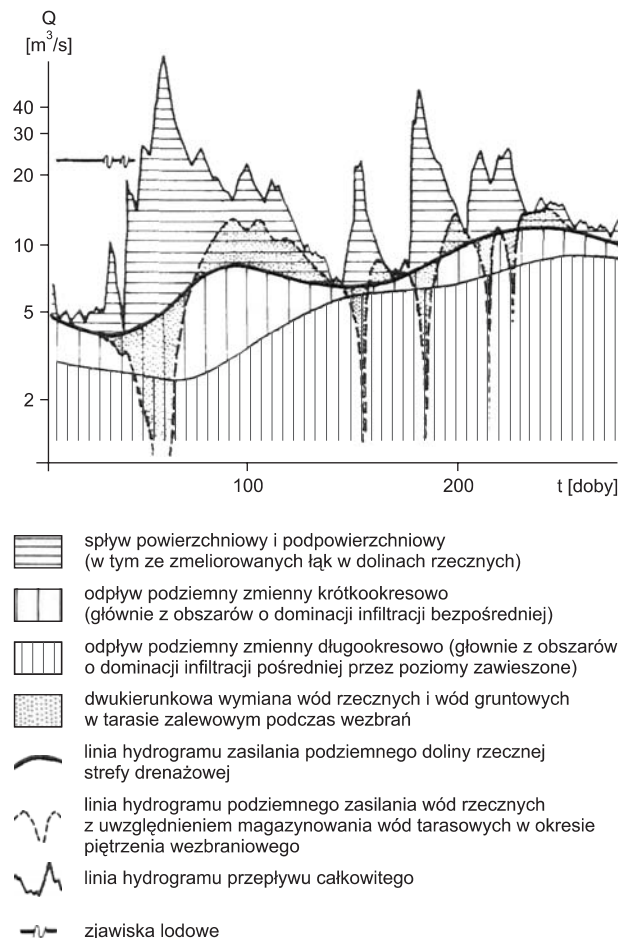


Fig. 5.3. Podział hydrogramu przepływu rzeki Wieprz w Kraśnymstawie; zlewnia o głównym użytkowym poziomie wodonośnym w utworach górnokredowych; rok hydrologiczny mokry – bez drenażu ewapotranspiracyjnego wód gruntowych (P. Herbich, 1980)

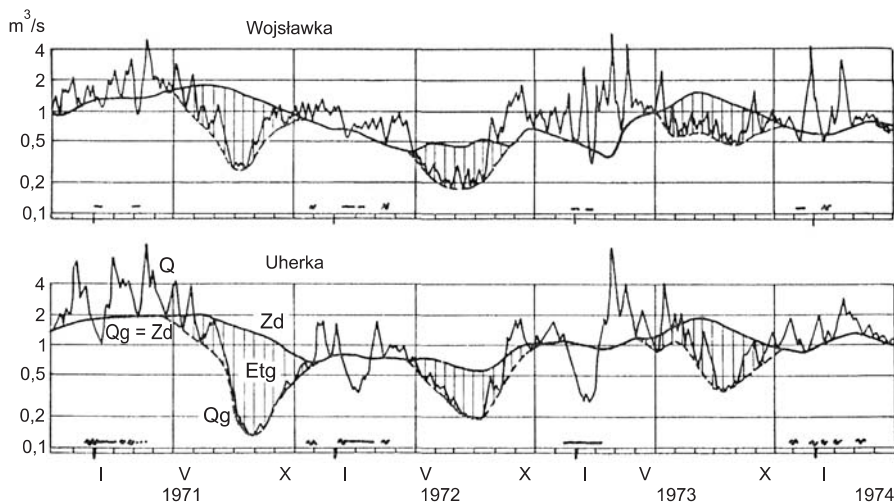


Fig. 5.4. Hydrogramy przepływu całkowitego rzeki (Q), zasilania podziemnego strefy dolinnej (Zd), odpływu podziemnego do rzeki (Qg) i drenażu ewapotranspiracyjnego (ETg) wód podziemnych

Infiltracyjny charakter związku wód powierzchniowych i podziemnych w warunkach naturalnych trwale zachodzi jedynie lokalnie w terenach górskich, obszarach młodoglacjalnych i krasowych. Takie przypadki zostały rozpoznane m.in. w zlewni Kamiennej, w dolinach potoków tatrzańskich, w zlewni Czarnej Hańczy.

Naturalną strefę drenażową zlewniowego systemu krążenia wód podziemnych stanowią odbiorniki powierzchniowe – przede wszystkim rzeki – oraz towarzyszący im podmokły taras niski, często pokryty utworami organicznymi. Podstawową formą drenażu wód podziemnych jest tu odpływ do koryt rzecznych. Drenażowi korytowemu współtowarzyszy drenaż ewapotranspiracyjny wód podziemnych (J. Sawicki, 1978; P. Herbich, 1989). W półroczu letnim ewapotranspiracja wyraźnie przewyższa opady atmosferyczne. Niedobory w pokryciu potrzeb wodnych roślinności łąk i pastwisk w obrębie tarasu niskiego są pokrywane z zasobów płytko zalegającego tu zwierciadła wód podziemnych. Powoduje to odpowiednie zmniejszenie zasilania podziemnego rzek wodami napływającymi do doliny rzecznej z poziomów wodonośnych wysoczyzny. Ewapotranspiracyjny drenaż wód podziemnych w okresie wegetacyjnym odgrywa istotną rolę w bilansie wodnym użytków zielonych (łąk i pastwisk) w obrębie tarasu niskiego dolin rzecznych całego obszaru

Polski (J. Szuniewicz, 1988; W. Rogulski, 1988). W półroczu zimowym drenaż ewapotranspiracyjny wód podziemnych praktycznie nie występuje i całość strumienia wód podziemnych zasilającego dolinną strefę drenażową dociera do koryt cieków powierzchniowych (fig. 5.4).

W powszechnie panujących warunkach zasilania rzek wodami podziemnymi, w znacznym stopniu, o reżimie hydrologicznym rzek decyduje stopień kontaktu hydrau-

Tabela 5.1

Udział przepływów pochodzących z zasilania podziemnego (QG) w przepływach całkowitych rzeki W_{kry} (Q) w Ciekwinie (wartości średnie w wybranych okresach; P. Herbich, S. Tyszewski, 1994)

Rok hydrologiczny, wielolecie	Q [m ³ /s]	QG [m ³ /s]	QG/Q [%]
1952	7,87*	5,48*	69,6
1956	15,28	8,02	52,5
1958	26,39	11,07	41,9
1951–1965	16,23	8,21	50,6
1951–1955	13,16	7,18	54,6
1960–1962	20,18	9,45	46,8
1952–1954	11,88	6,66	56,1

* wartości średnie w wybranych okresach

licznego koryt rzecznych z poziomami wodonośnymi oraz rozległość i zasobność drenowanych poziomów wodonośnych. Wody podziemne zasilają koryto rzeczne w sposób ciągły i przez znaczną część roku są jedynym źródłem zasilania rzeki. W długotrwałych okresach braku spływu powierzchniowego i podpowierzchniowego, wody podziemne tworzą przepływ kształtujący warunki hydrobiologiczne zarówno ekosystemu rzeki, jak i sąsiadującego z korytem rzeczonym ekosystemu tarasu niskiego. Minimalny przepływ zapewniający określone warunki hydrobiologiczne, żeglowne, krajobrazowe i inne jest

określany jako przepływ nienaruszalny, wyznaczony dla przyjętego kryterium (H. Kostrzewa, 1977).

Zasilanie podziemne rzek podlega sezonowym, rocznym i wieloletnim wahaniom, ponieważ kształtowane jest przez odpływ podziemny do dolinnej strefy drenażowej:

- zmienny krótkookresowo (tzw. podpowierzchniowy),
- zmienny długookresowo – *quasi*-stały (tzw. bazowy lub podstawowy)
- sezonowo zmienną ewapotranspirację wód podziemnych w dolinie (fig. 5.4 i tab. 5.1).

5.4. Równanie bilansu wodnego systemu zlewniowego

Pojęcie rozwiniętego bilansu wodnego zlewni rzecznej, uwzględniające strefę powierzchniową, strefę aeracji i strefę wód podziemnych, wprowadziło polskiej literatury w 1963 r. K. Dębski (J. Sawicki, 2000).

Rozwinięte równanie bilansu wodnego zlewni rzecznej przedstawił J. Sawicki (2000) w odniesieniu do poszczególnych stref przebiegu zjawisk hydrologicznych:

– dla bilansu strefy powierzchniowej:

$$P + Ksa = Hp + Ep + \Delta Rp + Was \quad [5.1]$$

– dla bilansu strefy aeracji:

$$Was + Ks = Ea + \Delta Ra + Ws \quad [5.2]$$

– dla bilansu strefy saturacji (bilans hydrogeologiczny):

$$Ws = Hg + Es + Ks + \Delta Rs \quad [5.3]$$

gdzie:

P – opad,

Hp, Hg – odpływ powierzchniowy i podziemny (gruntowy),

Ks, Ksa – kapilarny wznios ze strefy aeracji i saturacji,

Ep, Ea, Es – parowanie ze stref: powierzchniowej, aeracji i saturacji,

Was, Ws – infiltracja opadów do strefy aeracji i saturacji,

$\Delta Rp, \Delta Ra, \Delta Rs$ – zmiany retencji w strefach: powierzchniowej, aeracji i saturacji.

Uzupełniając równanie bilansu hydrogeologicznego [5.3] o antropogeniczny drenaż wód podziemnych, o sztucznie wytworzone i naturalne zasilanie z wód powierzchniowych oraz uwzględniając wymianę wód podziemnych przez powierzchnię graniczną wyznaczoną wododziałem zlewni, a także uwzględniając zmiany składników bilansu w okresie czasu t , dynamiczny bilans wód podziemnych zlewni można opisać równaniem:

$$Ws(t) + Wp(t) = Hg(t) + \Delta Gm(t) + ETs(t) + D(t) + \Delta Rs(t) + \Delta Gp(t) \quad [5.4]$$

gdzie:

Wp – sztuczna infiltracja z wód powierzchniowych (wymuszona w lejach depresji oraz pochodząca z systemów nawadniających, w tym ze sztucznego deszczowania), a także występująca naturalnie, np. w obszarach krasowych;

Hg – odpływ podziemny do wód powierzchniowych (rzek, jezior, kanałów, w tym odpływ pochodzący ze źródeł i wysięków);

ETs – ewapotranspiracja ze strefy saturacji (drenaż ewapotranspiracyjny wód podziemnych wraz z wodami kapilarnymi – Ks , występujący głównie w obszarze niskiego tarasu podmokłego);

D – sztuczny drenaż wód podziemnych: Du – przez ujęcia, Db – przez odwodnienia budowlane, Dg – przez odwodnienia górnicze;

ΔGm , ΔGp – bilans wymiany wód podziemnych przez powierzchnię graniczną wyznaczoną wododziałem zlewni, odpowiednio: morfologicznym i podziemnym dla pierwszego użytkowego poziomu wodonośnego.

Analizując w okresie wieloletnim przebieg wyżej opisanych zjawisk w zlewniach o dominacji naturalnych układów krążenia, równanie [5.4] przybiera postać równania bilansu statycznego:

$$Ws = Hg + ETs = ZGD \quad [5.5]$$

gdzie:

ZGD – zasilanie podziemne dolinnych stref drenażowych.

W tabeli 5.2 podano przykłady składników bilansu wód podziemnych wybranych zlewni o niewielkim wpływie oddziaływań antropogenicznych.

Tabela 5.2

Zasilanie podziemne dolinnych stref drenażowych (ZGD), zasilanie podziemne rzek (Hg) i drenaż ewapotranspiracyjny wód podziemnych (ETs) w strefach dolinnych wybranych zlewni (wg: J. Sawickiego, 1977; P. Herbicha, 1989; P. Herbicha, S. Tyszewskiego, 1994a, b)

Zlewnie rzek po wodowskaz zamykający (okres obserwacyjny)	A [km ²]	AZ [km ²]	AD [km ²]	H [m ³ /s]	ZGD [m ³ /s]	Hg [m ³ /s]	ETs [m ³ /s]	Hg/H [%]
	Ag [km ²]			q [mm/r]	zgd [mm/r]	qg [mm/r]	ets [mm/r]	
Zlewnia Wkry po Działdowo (1951–65)	502	404	98	1,96	1,73	1,25	0,48	64
	502			123	135	79	154	
Zlewnia Sony po Nowe Miasto (1951–1965)	496	352	56	1,84	0,48	0,36	0,12	20
	408			117	43	23	68	
Zlewnia Płonki po Strachowo (1951–65)	410	305	51	1,33	0,69	0,51	0,18	38
	356			102	71	39	111	
Zlewnia Wojsławki po Małochwiej (1971–1980)	273	225	19	1,35	1,02	0,73	0,29	54
	244			156	143	84	479	
Zlewnia Udału po Ostrów (1971–1980)	278	186	91	0,90	0,59	0,35	0,24	39
	277			102	100	40	83	
Zlewnia Krzny po Porosiuki (1966–1975)	1185	938	247	5,16	2,63	2,09	0,54	40
	1185			137	88	56	69	

zlewnie: A – powierzchniowa, Ag – podziemna; AZ – obszar zasilania wód podziemnych; AD – obszar zasilania powierzchniowego; H – odpływ rzeczny całkowity; średnie wieloletnie moduły: $q = H/A$, $zgd = ZGD/AZ$, $qg = Hg/A$, $ets = ETs/AD$

5.5. Zlewniowe systemy krążenia wód w głównych regionach hydrogeologicznych

Stopień kontaktu hydraulicznego poziomów wodonośnych z piaszczystymi aluwiami doliny i korytem rzeczonym decyduje o stratyfikacji układu krążenia, a zwłaszcza o udziale systemów lokalnych w systemie zlewniowym. Typ układu krążenia w zlewni zależy od charakteru

więzi hydraulicznej wód podziemnych z wodami powierzchniowymi.

Zależnie od budowy strefy aktywnej wymiany wód, tj. wykształcenia poziomów wodonośnych (hydrostruktury jedno- lub wielowarstwowe, ciągłe lub nieciągłe w obrę-

bie poziomów) oraz od charakteru kontaktu hydraulicznego wód podziemnych z odbiornikami powierzchniowymi (penetracja hydrauliczna strefy aktywnej wymiany przez odbiorniki powierzchniowe w zlewni: pełna, niepełna) można wyróżnić zlewnie rzeczne o układzie krążenia jednoplanowym i wieloplanowym, z granicami bocznymi hydrodynamicznie zamkniętymi (stały warunek $Q = 0 = const.$) lub otwartymi.

Stopień przestrzennego zróżnicowania budowy geologicznej powoduje, że jednorodne układy krążenia występują na obszarach o ograniczonym zasięgu. Zlewnie rzeczne, zamknięte kontrolowanym przekrojem wodowskazowym o długim okresie obserwacji, najczęściej obejmują układy mieszane – jednoplanowe i wieloplanowe, ciągłe i nieciągłe, w granicach zamkniętych lub otwartych.

Zlewnie rzeczne o jednoplanowym, ciągłym układzie krążenia wód podziemnych z otwartymi granicami występują w rozległych i ciągłych hydrostrukturach, drenowanych przez sieć rzeczna o pełnej penetracji hydraulicznej poziomu wodonośnego. Warunki dla takich układów krążenia zlewniowego występują m.in. w obrębie regionu kredy lubelskiej, gdzie na obszarach pozbawionych wodonośnej pokrywy utworów czwartorzędowych i neogeńsko-paleogeńskich występuje jeden użytkowy poziom

wodonośny, w spękanych marglach, opokach i kredzie piszącej (fig. 5.5 A).

Układy krążenia wieloplanowe są charakterystyczne dla obszarów gdzie występują utwory czwartorzędowe, neogeńskie i paleogeńskie o znacznej miąższości i pionowym zróżnicowaniu wodoprzepuszczalności, w których poziomy wodonośne rozdzielone są warstwami glin, mułków i ilów (fig. 5.5 B i C). O stopniu otwarcia układów krążenia – hydrodynamicznej podatności na oddziaływanie czynników położonych poza granicą układu krążenia (J. Szymanko, 1980) – w systemie wielopoziomowym decyduje rozciągłość warstw wodonośnych w strefach wododziałowych oraz charakter połączeń hydraulicznych wód podziemnych z wodami powierzchniowymi.

Zlewniowe systemy krążenia w warunkach naturalnych podlegają znacznemu zaburzeniu w obszarach o regionalnych ośrodkach drenażu antropogenicznego. Dochodzi tu do wytworzenia zlewni podziemnych o zasięgu znacznie odbiegającym od zlewni hydrograficznych. Najważniejsze z nich występują w rejonie odwodnień górniczych, np. – odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego oraz podziemnej eksploatacji węgla kamiennego i rud cynku i ołowiu.

5.6. Odływ podziemny do rzek

Rozkład przestrzenny odpływu podziemnego w obszarze kraju był przedmiotem licznych badań, łączących zagadnienia metodyczne i regionalne (m.in.: J. Paszczyk, 1975; M. Gutry-Korycka, 1978; J. Orsztynowicz i in., 1988; P. Jokiel, 1994).

Badania Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (J. Orsztynowicz i in., 1988) przeprowadzone na potrzeby oceny zasobów wód podziemnych w *Atlasie hydrogeologicznym Polski* (B. Paczyński red., 1995) zostały oparte o dane hydrologiczne dla 30-lecia (1950–1980), uznanego za reprezentatywne dla uzyskania miarodajnych wartości średnich wieloletnich. Średni roczny odpływ podziemny do rzek na obszarze Polski dla tego okresu oszacowano na 30,4 km³, co stanowi około 55% odpływu całkowitego.

Wyraźnie wyższe wartości modułu odpływu podziemnego (powszechnie: 120–160 mm/r, lokalnie: 160–270 mm/r) od średniego dla obszaru kraju (95 mm/r), cechują zlewnie obszarów młodoglacjalnych Pojezierza Pomorskiego i Mazurskiego, Wyżyny Śląsko-Krakowskiej i Niziny Nidziańskiej oraz zlewnie obszarów górskich – Karpat i Sudetów. Są to jednocześnie rejony, w których średnia roczna suma opadów przekracza o 100–150 mm (i więcej) wartość średnią dla obszaru kraju, a jednocześnie (poza obszarami górkimi) w rejonach tych przeważają korzystne warunki geomorfologiczne dla kształtowania się wysokiego – powyżej 60% – udziału odpływu podziemnego w całkowitym odpływie rzeczny (fig. 5.6).

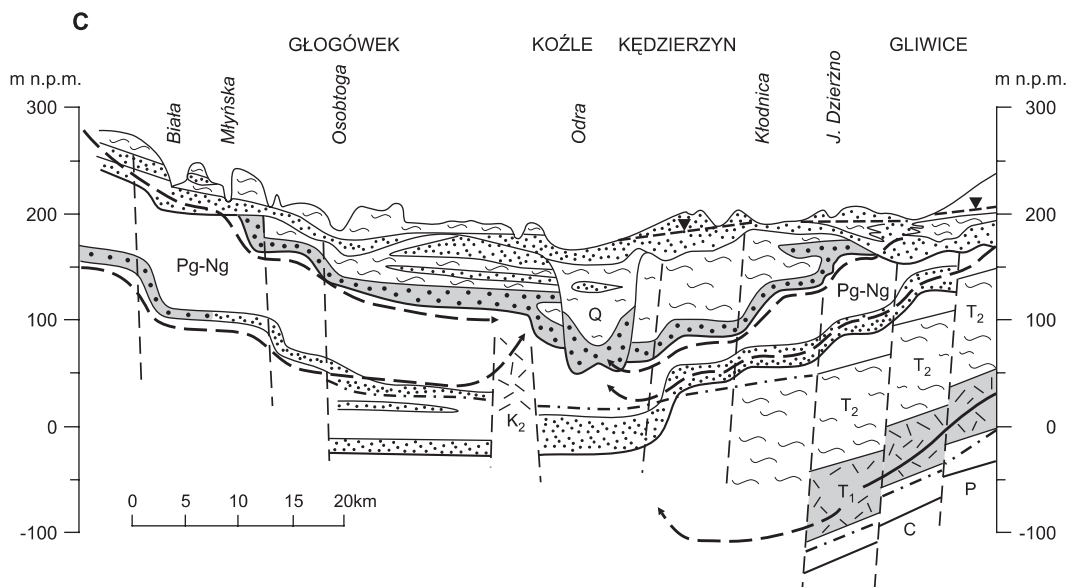
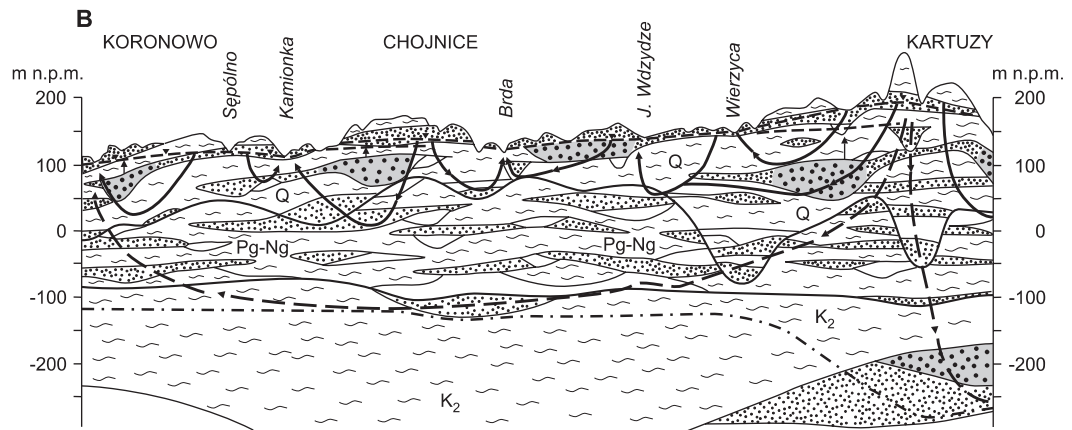
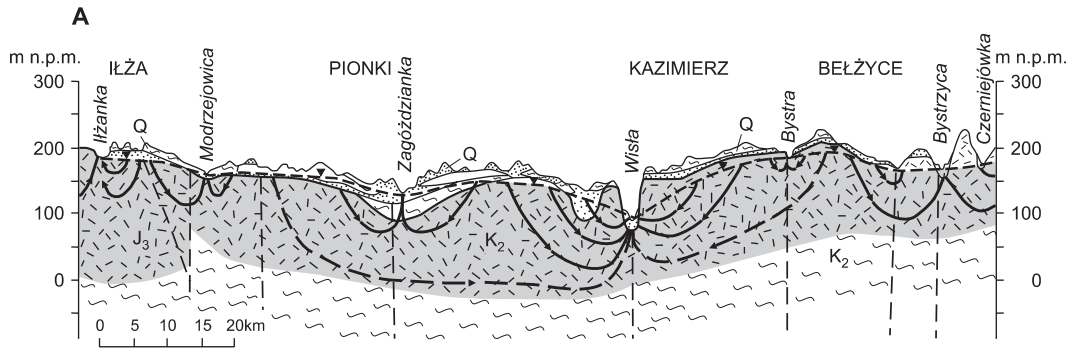
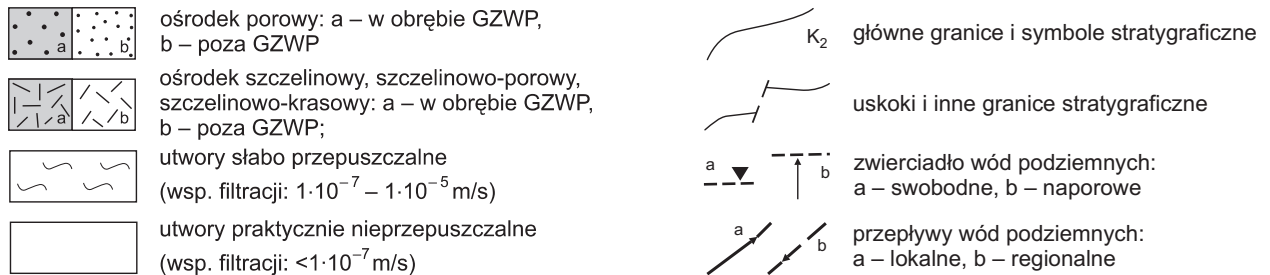


Fig. 5.5. Schematyczne przekroje hydrogeologiczne przez zlewniowe systemy krążenia wód podziemnych (wg A.S. Kleczkowskiego red., 1990)

A – jednoplanowe, ciągłe i otwarte układy krążenia zlewniowego w szczelinowo-porowym jednopoziomowym ośrodku wodonośnym; systemy zlewniowe kredy lubelskiej;

B - układy wieloplanowe nieciągłe, częściowo otwarte lub częściowo zamknięte – układy lokalnego krążenia w zlewniach niższego rzędu i krążenia regionalnego; systemy zlewniowe Pojezierza Kaszubskiego;

C – układy wieloplanowe ciągłe, częściowo zamknięte – dolina Górnej Odry jako regionalna strefa drenażowa o głębokiej penetracji hydraulicznej; dopływy Odry o płytkiej penetracji hydraulicznej – systemy zlewniowe dolnej Odry.



Najniższe wartości modułu odptywu podziemnego (powszechnie – poniżej 70 mm/r, lokalnie – poniżej 40 mm/r) występują w zlewniach centralnej części Nizy Polskiego (Wielkopolski, Mazowska, Podlasia i Polesia), co pokrywa się z pasem najniższych rocznych sum opadów (powszechnie – mniej niż 550 mm/r, lokalnie – mniej niż 500 mm/r).

Dynamika odptywu podziemnego do rzek w znacznym stopniu zależy od udziału użytkowych poziomów wodonośnych w krążeniu wód systemu zlewniowego. Wartość współczynnika α , określającego udział tych poziomów, dla poszczególnych zlewni obszaru Polski została szacunkowo określona, z uwzględnieniem udziału obszarów występowania użytkowych stref aktywnej wymiany wód (w zasięgu penetracji hydraulicznej rzek jako stref drenażowych) w całkowitej powierzchni zlewni (tab. 5.3). W obszarach pozbawionych poziomów użytkowych występują warstwy wodonośne nieciągłe o zmiennej miąższości, średnio poniższej 5 m, o charakterze pokryw piaszczystych na glinach lub zwietrzelinowych na skałach litych czy też przewarstwień utworów przepuszczalnych, tworzące najczęściej środowisko wy-

Tabela 5.3

Wartości współczynnika α charakteryzującego udział odptywu podziemnego pochodzącego z drenażu poziomów użytkowych (QG_c) w całkowitym odptywie podziemnym (QG) ze zlewni (P. Herbich, 2005)

Wsp. α	Warunki odptywu podziemnego (zlewnie reprezentatywne)
1	swobodne, ciągłe, o wysokiej wodonośności poziomy szczelinowe wyżyn środkowopolskich (górną Wieprz, Iłzanka i górna Radomka)
0,9	ciągłe, o wysokiej wodonośności poziomy szczelinowe obszarów wyżynnych z zawodnionymi pokrywami kenozoicznymi (Pilica, Nida); ciągłe swobodne poziomy sandrowe lub aluwialne (Rozoga, Łęg i Sanna)
0,8	wielopoziomowe, <i>quasi</i> -ciągłe systemy wodonośne piętra kenozoicznego (Wilga, Liwiec i Guber)
0,7	wielopoziomowe, częściowo nieciągłe systemy wodonośne piętra kenozoicznego (Wkra, Narewka,)
0,5	wielopoziomowe, silnie zaburzone systemy wodonośne piętra kenozoicznego (Hańcza, Szeszupa)
0,4	nieciągłe systemy wodonośne obszarów górskich i pogórz, w tym w utworach fliszowych (górną San, górna Wisłoka i Skawa)

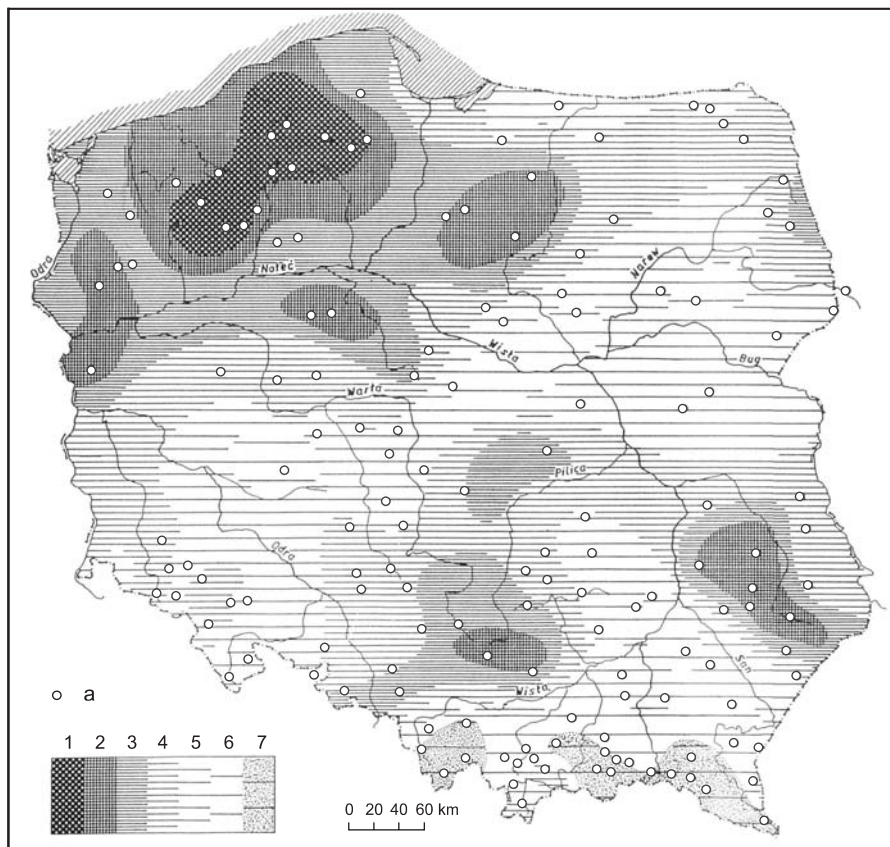


Fig. 5.6. Udział zasilania podziemnego w odpływie rzeczny (P. Jokiel, 1994)

a – środek ciężkości zlewni; 1 – > 80%, 2 – 70–80%, 3 – 60–70%, 4 – 50–60%, 5 – 40–50%, 6 – 30–40%, 7 – 20–30%

stępowania wód zaskórnych, płytkich wód gruntowych oraz wód w soczewkach.

Powszechnie stosowaną miarą charakteryzującą zasilenie podziemne koryt rzecznych jest przepływ niski okresowy, najczęściej przepływ najniższy miesięczny (MNQ).

W zależności od warunków infiltracji efektywnej, czyli opóźnień z jakim system reaguje dostosowaniem się do zewnętrznego wymuszenia hydrodynamicznego (inerencji systemu wodonośnego – J. Szymanko, 1980), charakteru kontaktu hydraulicznego poziomów wodonośnych z korytami wód powierzchniowych oraz od ewapotranspiracji wód podziemnych – kształtuje się sezonowa, roczna i wieloletnia zmienność odpływu wód podziemnych do dolinnych stref drenażowych (P. Herbich, 1989, 1997 i 2005; P. Jokiel, 1994; A. Byczkowski i in., 2001).

Przeprowadzona analiza odpływu podziemnego do rzek, wyrażonego w wielkościach średnich rocznych w dwudziestoleciu 1951–1970 i 1971–1990 (*Atlas hydrologiczny...*, 1986–1987; IMiGW, 2002), pozwoliła na ustalenie wartości współczynnika (β) zmienności średniego rocznego odpływu podziemnego (tab. 5.4):

$$\beta = \frac{QG_{RMAX}}{QG_{RMIN}} \quad [5.5]$$

gdzie:

QG_{RMAX} , QG_{RMIN} – najwyższa i najniższa wartość średniego rocznego odpływu podziemnego w danym dwudziestoleciu w przekroju wodowskazowym.

Dużą zmiennością odpływu podziemnego do rzek charakteryzują się zlewniowe systemy wodonośne z głównym

Tabela 5.4

Rozkład wartości współczynnika zmienności β (okres 1951–1990 r.) dla 212 przekrojów wodowskazowych (P. Herbich, 2005)

Współczynnik β	Procentowy udział badanych zlewni
<1,5	6,6
1,5 – 2,0	26,9
2,1 – 2,5	21,7
2,6 – 3,0	19,3
3,1 – 4,0	16,0
>4,0 do <12	9,5

poziomem użytkowym zasilanym w drodze bezpośredniej infiltracji efektywnej, o niskiej czynnej pojemności wodnej lub o płytko zalegającym zwierciadle, ciągłym rozprzestrzenieniu i dobrym kontakcie hydraulicznym z korytami rzek, a także zlewnie o licznych, lecz słabo wykształconych, płytkich poziomach wodonośnych w utworach o charakterze pokrywowym, drenowanych przez dobrze rozwiniętą sieć naturalnych i sztucznych cieków powierzchniowych (m.in. zlewnie drenujące otwarte zbiorniki szczelinowe wyżyn środkowopolskich, równiny sandrowe, równiny faliste starszych zlodowaceń; tab. 5.5).

Niską zmiennością odpływu podziemnego do rzek charakteryzują się wielopoziomowe zlewniowe systemy wodonośne z dobrze wykształconym, i o znacznej pojemności, głównym poziomie użytkowym zasilanym wodami przesączającymi się z płytszych poziomów użytkowych o ograniczonym rozprzestrzenieniu i utrudnionym kontakcie hydraulicznym z korytami wód powierzchniowych, o znacznym udziale obszarów bezodpływowych powierzchniowo. Systemy te występują w obszarach o wyraźnie zaznaczonych morfologicznie dolinnych strefach drenażowych (wysoczyzny polodowcowe młodszych zlodowaceń; tab. 5.5).

Wielkość przepływu niskiego okresowego, po uwzględnieniu potrzeb zapewnienia przepływu nienaruszalnego (Q_n), decyduje o ilości zasobów wód powierzchniowych z wysoką gwarancją czasową ich dostępności. Dostępność zasobów wód podziemnych dla gospodarze-

go wykorzystania zależy od bezwładności systemu wodonośnego, której wyrazem jest zmienność zasilania podziemnego dolinnych stref drenażowych, w tym, zasilania podziemnego rzek. Bezwładność systemu wodonośnego wyraża się opóźnieniem czasowym i stopniem tłumienia reakcji systemu na wymuszenie zewnętrzne.

Właściwością systemu kształtującą transformację wymuszenia jest inercyjność, determinowana przewodnością i pojemnością systemu (J. Szymanko, 1980). Wymuszeniem zewnętrznym w przypadku naturalnego układu krążenia jest infiltracja efektywna opadów jako zjawisko okresowe i zmienne, kształtowane sezonowym charakterem występowania i cyklicznymi zmianami klimatycznymi oraz warunkami przesiąkania z powierzchni terenu do poziomów użytkowych systemu wodonośnego. Im mniejsza jest bezwładność zlewniowego systemu wodonośnego, tym wyższa jest zmienność odpływu podziemnego do rzek zlewni (A. Byczkowski i in., 2001), a w konsekwencji – tym mniejsza może być ilość zasobów perspektywicznych wód podziemnych ustalona jako zasoby dostępne do zagospodarowania (P. Herbich, 2005), z uwzględnieniem potrzeb zachowania przepływu nienaruszalnego (H. Kostrzewa, 1977).

Tabela 5.5

Okresy wieloletnie zalecane jako hydrologicznie reprezentatywne dla ustalenia zasobów perspektywicznych wód podziemnych zlewniowego systemu wodonośnego

Wsp. β	Wielolecie reprezentatywne	Typowe zlewnie rzek
<2,5	1951–1980	Rega, Brda, Wel, Skrwa (prawa), Liwiec, Wilga, Pilica, Liswarta, Mała Panew, Bóbr
2,5 – 4,0	1951–1965	Guber, Pisa, Orzyc, Proсна, Wieprz, Kamienna, Wisłok, Barycz, Nysa Kłodzka
4,0 – 5,0	1951–1955	Szkwa, Bzura, Wyźnica, Udał, Czarna Maleniecka,
>5,0	3 kolejne lata skrajnie posuszne	Czarna (Struga), Noteć, Wełna, Zgłowiączka, Tażyna, Brok i Noteć

Dla ustalenia zasobów perspektywicznych wód podziemnych zlewniowego systemu wodonośnego zostały odpowiednio dobrane reprezentatywne wielolecia hydrologiczne, w których uwzględniono zmienność odpływu podziemnego do rzek zlewni danego systemu (tab. 5.5).

Ten warunek zapobiega sytuacji, w której ilości wód podziemnych udostępnione do zagospodarowania przekraczałyby w okresach serii lat średnie zasilanie podziemne rzek pomniejszone o odpływ nienaruszalny.

Literatura

- ATLAS hydrologiczny Polski, t. I i II, 1986–1987, Wyd. Geol. Warszawa.
- ATLAS hydrogeologiczny Polski w skali 1: 500 000, 1993–1995 – Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- BIENIASZEWSKA H., 1973 – Metody obliczeń odpływu gruntowego na przykładzie małej zlewni. *Biul. Inst. Geol.*, **277**:127–155.
- BYCZKOWSKI A., HERBICH P., TYSZEWSKI S., 2001 – Propozycja równań regresji do obliczania odpływów jednostkowych średnich oraz niższych od średniego z wykorzystaniem parametrów hydrogeologicznych. *Wiad. IMiGW*, **24** (25), 1: 49–74.
- DĄBROWSKI S., GÓRSKI J., KAPUŚCIŃSKI J., PRZYBYŁEK J., SZCZEPAŃSKI A., 2004 – Metodyka określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych. Poradnik metodyczny. MŚ. Warszawa.
- GUTRY-KORYCKA M., 1978 – Zasilanie podziemne rzek polskich. *Prz. Geof.*, **23**, 2: 79–98.
- HERBICH P., 1980 – Określanie podziemnego zasilania rzek metodą transformacji zmian stanów wód podziemnych na przykładzie zlewni górnego Wieprza. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. 1: 28–44. Wyd. Geol. Warszawa.
- HERBICH P., 1989 – Ewapotranspiracja wód podziemnych w rejonie Chełma. *W: Współczesne problemy geologiczne Polski centralnej*: 219–235. Wyd. UW. Warszawa.
- HERBICH P. 1997 – Określanie wpływu eksploatacji wód podziemnych na zasoby wód powierzchniowych dla potrzeb bilansów wodnospodarczych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **8**: 63–73. Wyd. WIND. Poznań.
- HERBICH P., 2002 – Dokumentowanie zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych w zlewniach rzecznych. *W: Gospodarowanie zasobami wód podziemnych; Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej*, **14**: 58– 67. PZITS. Częstochowa.
- HERBICH P., 2005 – Zasoby perspektywiczne wód podziemnych – cel ustalenia i metodyka obliczeń dla zlewniowych systemów wodonośnych. *Współczesne problemy hydrogeologii*. **12**: 261–268. UMK. Toruń.
- HERBICH P., TYSZEWSKI S., 1994a – Wybrane problemy bilansu wodnospodarczego w świetle doświadczeń z pierwszej edycji warunków korzystania z wód zlewni Wkry. *Zesz. Nauk. AR Wroc.*, 248: 135–143.
- HERBICH P., TYSZEWSKI S., 1994 b – Bilans wodnospodarczy i warunki korzystania z wód zlewni Wkry. *W: Aktualna problematyka gospodarki wodnej w skali zlewni rzecznej*: 68–89. SGGW. Warszawa.
- IMiGW, 2002 – Baza danych przepływów gruntowych (www.otkz.pol.pl)
- JOKIEL P., 1994 – Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 66/67.
- KICIŃSKI T. 1960 – Odpływ gruntowy w rzekach oraz jego określanie. *Gosp. Wodna*, **20**,10: 439–441.
- KLECZKOWSKI A.S. (red) 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony. AGH. Kraków.
- KOSTRZEWA H., 1997 – Weryfikacja kryteriów i wielkość przepływów dla rzek Polski. IMiGW. Warszawa.
- KOWALCZYK A., 2003 – Formowanie się zasobów wód podziemnych w utworach węglanowych triasu śląsko-krakowskiego w warunkach antropopresji. UŚl. Katowice.
- MAPA hydrogeologiczna Polski w skali 1:200 000, 1976–1988, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MAPA hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, 1996–2004. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MAPA podziału hydrograficznego Polski, 2003. IMiGW. Warszawa.
- MICHALCZYK Z., 1986 – Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. UMCS. Lublin.
- MICHALCZYK Z. (red.), 1997 – Strategia wykorzystania i ochrony wód w dorzeczu Bystrzycy. Wyd. UMCS, Lublin.
- ORSZTYNOWICZ J., 1986 – Mapa odpływu podziemnego Polski. *W: Atlas hydrologiczny Polski*. Wyd. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1993 — Atlas hydrogeologiczny Polski, 1:500 000 cz. I. Wyd. PAE SA. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 — Atlas hydrogeologiczny Polski, 1:500 000 cz. II. Wyd. PAE SA. Warszawa.
- PASZCZYK J.L., 1975 – Rola wód podziemnych w odpływie rzecznych i w bilansie wodnym Polski. UMCS. Lublin.

- PLECZYŃSKI J., 1981 – Odnawialność zasobów wód podziemnych. Wyd. Geol. Warszawa.
- PLECZYŃSKI J., PRZYBYŁEK J., 1974 – Problematyka dokumentowania zasobów wód podziemnych w dolinach rzecznych (studium metodyczne). Wyd. Geol. Warszawa.
- POŹNIAK R., 1988 – Zasilanie dolin rzecznych wodami podziemnymi. *Zesz. Probl. Post. N. Roln.*, 347: 11–24.
- ROGUSKI W., 1988 – Ilość wód gruntowych wykorzystywanych na ewapotranspirację użytków zielonych w siedliskach doliny dolnej Wisły i Noteci. *Zesz. Probl. Post. N. Roln.*, 347: 171–178.
- SAWICKI J., 1977 – Elementy bilansu wodnego zlewni rzeki Widawki w rejonie kopalni Bełchatów. *Gór. Odkryw.*, 1/2: 3–7.
- SAWICKI J., 1978 – Krzywe zasilania podziemnego rzek i krzywe stanów retencji – konstrukcja i zastosowanie. *Acta Univ. Wratisl.*, 313: 106–118.
- SAWICKI J., 2000 – Zmiany naturalnej infiltracji opadów do warstw wodonośnych pod wpływem głębokiego, górniczego drenażu. PWroc. Wrocław.
- SZYMANKO J., 1980 – Koncepcje systemu wodonośnego i metod jego modelowania. Wyd. Geol. Warszawa.
- SZUNIEWICZ J., 1988 – Udział zasilania dopływem gruntowym w pokrywaniu zużycia wody na ewapotraspirację łąki na niektórych zmeliorowanych siedliskach torfowych. *Zesz. Probl. Post. N. Roln.*, 347: 87–102.
- WITCZAK S.L., PRAŻAK J., ŻUREK A., 2002 – Wody podziemne i powierzchniowe jako niepodzielny zasób środowiska wodnego. *W: Gospodarowanie zasobami wód podziemnych. Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej.* 14: 19–28. PZITS. Częstochowa.

6. Regionalizacja wód podziemnych Polski w świetle przepisów Unii Europejskiej

6.1. Wprowadzenie

Ustawa Prawo wodne (2001, z późniejszymi zmianami) została dostosowana do polityki Unii Europejskiej (UE) w zakresie ochrony i gospodarowania zasobami wodnymi, sformułowanej w Ramowej Dyrektywie Wodnej (RDW), uchwalonej przez Parlament i Radę Unii Europejskiej (Dyrektywa, 2000/60/WE). Od maja 2004 r., tj. od akcesji Polski do UE dyrektywa stała się nadrzędnym aktem prawnym w stosunku do polskich regulacji w zakresie gospodarowania wodami. Od 2002 r. prowadzone są prace związane z implementacją dyrektywy w naszym kraju. W latach 2003–2005 zrealizowany został polsko-niemiecki projekt *Phare* PL2002/IB/EN/01, tzw. porozumienie bliźniacze (*Twinning Project*), którego głównym celem było wsparcie strony polskiej w procesie wdrażania RDW. W połowie 2005 r. rozpoczęto drugi projekt *Phare*

2003/IB/EN/02, w którym partnerem Polski jest Francja. Zakres tematyczny projektów obejmuje: charakterystykę obszarów dorzeczy, abiotyczną typologię wód powierzchniowych, opracowanie planów gospodarowania wodami i udział społeczeństwa w ich akceptacji, analizy ekonomiczne gospodarowania wodami oraz raportowanie do Komisji Europejskiej. Podjęto również wspólne działania wynikające z ustawodawstwa europejskiego oraz konieczności harmonizacji polskich aktów prawnych z prawem unijnym. Ramowa Dyrektywa Wodna powstała w wyniku wieloletnich studiów i przygotowań prowadzonych na różnych szczeblach struktur europejskich. Uwzględnia wnioski i opinie gremiów ministerialnych, komisji UE, Komitetu Ekonomiczno-Społecznego UE, jak również Komitetu Regionów UE.

Wprowadzenie RDW nie było negocjowane przez polską stronę przed traktatem akcesyjnym, tak więc od maja 2004 r. obowiązują w Polsce terminy jej wdrażania takie, jak w krajach tzw. Starej Unii (J. Chmielewska, J. Jezierski, 2004). Etapy wdrażania RDW przez kraje UE mieszczą się w znacznym przedziale czasowym. W Polsce przyjęto następujący program realizacji tej dyrektywy (B. Czerska i in., 2006):

- opracowanie programów monitoringu wód powierzchniowych, podziemnych oraz obszarów chronionych (do końca 2006 r.);
- identyfikacja istotnych problemów gospodarki wodnej (do końca 2006 r.);
- opracowanie projektów planów gospodarowania wodami na obszarach dorzeczy (do końca 2008 r.);
- opracowanie projektów programów działań na obszarach dorzeczy (do końca 2008 r.);
- konsultacje społeczne projektów planów gospodarowania wodami i programów działań (do końca 2008 r.);
- zakończenie prac nad planami gospodarowania wodami w programach działań (do końca 2009 r.);
- wdrożenie zasady zwrotu kosztów usług wodnych (do końca 2010 r.);
- wdrożenie działań ujętych w planach gospodarowania wodami (do końca 2012 r.);
- osiągnięcie dobrego stanu wód do końca 2015 r., a w uzasadnionych przypadkach do 2021 r.

Zintegrowane podejście do gospodarowania wodą, sformułowane we wspólnej polityce wodnej w ramach RDW, wymaga równoległego wdrożenia szeregu innych, omówionych dalej, dyrektyw UE. Obszary dorzeczy znajdujące się na terytoriach sąsiadujących ze sobą państw należą do obszarów międzynarodowych (zlewnie transgraniczne). Państwa sąsiadujące są zobowiązane, zgodnie z art. 3, ust. 3 RDW, do współpracy podczas realizacji zadań nią objętych. Polska koordynuje działania z państwami sąsiadującymi na obszarach dorzeczy: Odry, Łaby, Dunaju, Niemna i Ucker. Z krajami, które nie należą do UE Polska ma obowiązek podjąć współpracę zapewniającą osiągnięcie celów RDW na obszarze danego dorzecza. W tym celu, w 1996 r. powołana została Międzynarodowa Komisja Ochrony Odry przed zanieczyszczeniem, w skład której wchodzi: Polska, Niemcy i Czechy. W latach 1999–2003 zostało również za-

warte porozumienie o współpracy na obszarze dorzecza Bugu między Polską, Ukrainą i Białorusią, w ramach programu TACIS. Zintegrowane testowanie przewodników metodycznych – wspólnej strategii wdrażania RDW nazywanej akronimem CIS (*Common Implementation Strategy*) – przeprowadzono w ramach projektów pilotowych, najpierw dla Nysy Łużyckiej, a następnie dla Górnjej Wisły i Bugu.

Istotny jest punkt pierwszy w preambule do RDW, w którym stwierdzono, że: *...woda nie jest tylko towarem handlowym takim jak każdy inny, ale raczej dziedzicznym dobrem, które musi być chronione, bronione i traktowane jako takie...* Potraktowanie wody jako wspólnego dobra, które powinno być przekazane następnym pokoleniom, ma fundamentalne znaczenie dla polityki UE w dziedzinie gospodarowania wodami, stawiając na pierwszym miejscu ochronę zasobów wodnych oraz konieczność podejmowania działań zmierzających do poprawy stanu wód, w tym również wód podziemnych. Rozwinięciem RDW w zakresie wód podziemnych jest dyrektywa w sprawie ich ochrony przed zanieczyszczeniami i pogorszeniem stanu (Dyrektywa 2006/118/UE).

Podstawowym celem RDW (art. 1) jest ustalenie zasad dla działań na rzecz skutecznej ochrony śródlądowych wód powierzchniowych (*inland waters*), wód przejściowych (*transitional waters*), wód przybrzeżnych (*coastal waters*) i wód podziemnych (*groundwater*). Według definicji zawartej w RDW *... wody podziemne są wodami poniżej powierzchni terenu, w strefie saturacji w bezpośrednim kontakcie z gruntem lub podglebiem (ground or subsoil). Wody przejściowe są jednolitymi częściami wód powierzchniowych w sąsiedztwie ujścia rzek, częściowo słonawe w wyniku sąsiedztwa z morskimi wodami wybrzeża, podlegające mieszanii wskutek dopływu wód rzecznych.*

Wprowadzony w RDW termin *groundwater body* (GWB), Ministerstwo Środowiska zinterpretowało jako: jednolita część wód podziemnych (JCWPd), a określane jako hydrogeosom w opracowaniach Państwowego Instytutu Geologicznego oznacza wyodrębnioną i znaczącą objętość wód podziemnych wewnątrz warstwy lub warstw wodonośnych (art. 2). Analogicznie – termin *water body*, jako jednolita część wód powierzchniowych, oznacza wydzielony i znaczący (*discrete and significant*) element wód powierzchniowych, jak: jezioro, zbiornik

piętrzący, rzeka lub kanał, a także wydzieloną część tych elementów sieci hydrograficznej.

Działania zmierzające do poprawy stanu jednolitych części wód powinny polegać na zapobieganiu pogarszania się stanu ekosystemów wodnych i lądowych, zależnych od wód podziemnych, poprzez stopniowe ograniczanie istniejącego zanieczyszczenia wód, a także zapobieganie dalszej ich degradacji, eliminując stopniowo zrzuty i ograniczając emisję substancji niebezpiecznych dla środowiska (E. Nachlik, red., 2004). Ważnym elementem jest również propagowanie zrównoważonego korzystania z wody, uwzględniającego długoterminową ochronę dostępnych zasobów wodnych. Efektem tych działań będzie możliwość zapewnienia odpowiedniego zaopatrzenia społeczeństwa w wodę dobrej jakości, zarówno z ujęć wód powierzchniowych, jak i podziemnych (Dyrektywy: 75/440/EWG i 80/778/EEC). Osiągnięcie zakładanego dobrego stanu wód (*good water status*) jest nadrzędnym celem dla każdej zlewni, co oznacza, że środki zmierzające do jego osiągnięcia powinny być podejmowane łącznie, w sposób skoordynowany wobec wód powierzchniowych i podziemnych należących do tego samego ekologicznego, hydrologicznego i hydrogeologicznego systemu. Takie podejście narzuca przyjęcie zlewni za jednostkę przestrzenną w regionalizacji wód podziemnych. Stąd wyróżnione jednolite części wód podziemnych (JCWPd) powinny być w całości lub w połączeniu zgodne z podziałem zlewniowym kraju.

Jednocześnie państwa członkowskie UE są zobligowane do ochrony i przywracania dobrego stanu chemicznego wszystkim jednolitym częściom wód podziemnych oraz zapewnienia równowagi między poborem a zasileniem wód podziemnych, najpóźniej w ciągu piętnastu lat od dnia wejścia w życie RDW, tj. do 2015 r.

Działania państw członkowskich UE w dziedzinie wspólnej polityki wodnej mają różny zakres na szczeblu krajowym i regionalnym. Wdrożenie dyrektyw UE wymagało na wstępie harmonizacji prawa krajowego z regulacjami unijnymi. Stąd nowelizacji wymagały m.in. ustawy Prawo wodne (2001, z późniejszymi zmianami) i Prawo ochrony środowiska (2001, z późniejszymi zmianami). Ponadto wprowadzono szereg aktów wykonawczych – rozporządzeń właściwych ministrów – do ustaw Sejmu

RP. Na bieżąco sporządzane są analizy i oceny stanu wód dla obszarów dorzeczy, prowadzone są rejestry obszarów chronionych i wydanych pozwoleń wodnoprawnych oraz monitorowany jest pobór wody na ujęciach. Powstała zatem konieczność wdrożenia i prowadzenia katastru wodnego. Dyrektywa nakłada na państwa członkowskie obowiązek zapewnienia koniecznych środków finansowych na „administrację wodną” i na doprowadzenie do dobrego stanu wyróżnionych w dorzeczach jednostek (JCWPd).

Działania na szczeblu regionalnym (dorzecza lub zlewnie dużych rzek) wymagają ogólnego przeglądu problemów gospodarki wodnej z uwzględnieniem analizy ekonomicznej sposobów korzystania z wód, projektów planów gospodarowania wodami na obszarze dorzecza i bilansów wodno-gospodarczych. Konieczne jest również monitorowanie stanu zarówno wód powierzchniowych, jak i podziemnych oraz sporządzanie corocznych raportów z przeprowadzonych obserwacji stanów JCWPd. Jest również obowiązek obliczania trendów zmian ilości i chemizmu wód w zlewni lub w dorzeczu, w nawiązaniu do jednolitych części wód, z wykorzystaniem kilkunastoletnich ciągów obserwacji stacjonarnych.

Od 2000 r. polscy specjaliści, szczególnie S. Witczak i J. Szczepańska, brali udział w projektach unijnych, np.: BRIDGE lub BASELINE, dotyczących opracowania wartości progowych zanieczyszczeń wód podziemnych, norm jakości wód i ocen stanu JCWPd. W Polsce, w latach 2004 i 2006, odbywały się konferencje naukowo-techniczne poświęcone wdrażaniem RDW. Opublikowano wiele prac poświęconych wdrażaniu RDW w zakresie wód podziemnych, np.: J. Chmielewska, J. Jezierski, 2004; Z. Nowicki i in., 2004; J. Szczepańska, 2005; J. Szczepańska, E. Kmieciak, 2005; S. Witczak, 2005, 2006; S. Witczak i in., 2005; P. Herbich i in., 2006; E. Kmieciak i in., 2006).

Nowoczesna gospodarka wodna powinna być prowadzona w zamkniętych systemach, zlewniach rzek, z uwzględnieniem ograniczeń przyrodniczych i ekologicznych oraz wymagań w zakresie zaopatrzenia ludności w wodę i zapewnienia bezpieczeństwa w przypadkach suszy lub powodzi. Za T. Walczykiewiczem (2004) można wymienić podstawowe zasady w zarządzaniu gospodarką wodną:

– zarządzanie w obszarach poszczególnych dorzeczy;

- włączanie społeczeństwa do sprawowania kontroli nad eksploatacją i ochroną zasobów wodnych;
- kontrola i nadzór państwa nad zasobami wodnymi;
- pozostawienie decyzji strategicznych i głównych środków finansowych w gestii władz centralnych;
- wprowadzenie komercyjnego podejścia do gospodarki wodnej w celu zapewnienia dopływu środków finansowych na realizację zadań w zakresie zarządzania wodami.

Dla potrzeb gospodarki wodnej, zgodnie z RDW, wydzielono w Polsce dorzecze Wisły i Odry (odbiegają one

od definicji dorzecza ponieważ dołączono do nich dorzecza przygraniczne i rzek Przymorza. Ponadto na granicy państwa wyróżniono fragmenty dorzeczy: Zalewu Wiślanego, Zalewu Szczecińskiego, dorzecza rzek Przymorza, Niemna, Dniestru, Dunaju i Łaby, których łączna powierzchnia nie przekracza 5% powierzchni kraju. Dla obszarów wszystkich dorzeczy istnieje konieczność opracowania planów gospodarowania wodą, są one podstawowym instrumentem w gospodarowaniu zasobami wodnymi. Plany gospodarowania wodą zostały szerzej opisane w rozdziale 5 tomu I.

6.2. Wyznaczenie jednolitych części wód podziemnych

Osiągnięcie celów Ramowej Dyrektywy Wodnej w zakresie ochrony i poprawy stanu wód podziemnych oraz ekosystemów bezpośrednio od nich zależnych, jak również w zakresie zaopatrzenia ludności w wodę, mają zapewnić działania administracji wodnej w jednostkowych obszarach, tzw. jednolitych częściach wód podziemnych (JCWPd). Wydzielenie JCWPd na obszarze kraju było jednocześnie jednym z zadań tejże dyrektywy. Jednolite części wód podziemnych są zatem podstawowymi, jednostkowymi obszarami ochrony i gospodarowania wodami podziemnymi, które wyznaczono dla warstw wodonośnych o porowatości i przepuszczalności umożliwiającej pobór znaczący dla zaopatrzenia ludności w wodę, lub w których ma miejsce przepływ podziemny o natężeniu znaczącym dla utrzymania pożądanego, dobrego stanu wód powierzchniowych i ekosystemów lądowych. Jednolita część wód podziemnych (*groundwater body*) jest nowym, opisowo zdefiniowanym terminem, trudnym do wyjaśnienia z hydrogeologicznego punktu widzenia. Jej zakres znaczeniowy jest najbardziej zbliżony do terminu – *zbiorowisko wody podziemnej*, zdefiniowanego w podręczniku *Hydrogeologia ogólna* (Z. Pazdro, B. Kozerski, 1990).

Znaczący przepływ wód podziemnych jest to taki przepływ, którego nieosiągnięcie na granicy jednolitej części wód podziemnych z wodami powierzchniowym

lub z ekosystemem lądowym, powodowałoby znaczące pogorszenie stanu ilościowego lub chemicznego wód powierzchniowych, a także znaczną szkodę dla bezpośrednio zależnego od wód podziemnych ekosystemu lądowego. Pobór wód podziemnych znaczący w zaopatrzeniu ludności w wodę do spożycia, jest to pobór wynoszący nie mniej niż 10 m³/d, co w przybliżeniu oznacza pobór wody wystarczający do zaopatrzenia ponad 50 osób/dobę.

Wydzielenie jednolitych części wód podziemnych i przeprowadzenie oceny ich stanu zostało dokonane w 2004 r. przez Państwowy Instytut Geologiczny w konsultacji z Regionalnymi Zarządami Gospodarki Wodnej, Głównym Inspektorem Ochrony Środowiska i Biurem Gospodarki Wodnej. Zgodnie z Ramową Dyrektywą Wodną państwa członkowskie UE zobowiązane są do zidentyfikowania JCWPd i do wstępnej oceny ich stanu w ramach charakterystyki obszaru dorzecza, dokonywanej dla potrzeb opracowania planu gospodarowania wodami w dorzeczach.

Jednolite części wód podziemnych były zatem wyznaczone z uwzględnieniem typów i rozciągłości poziomów wodonośnych, związku wód podziemnych z ekosystemami lądowymi i wodami powierzchniowymi, możliwością poboru wód oraz w nawiązaniu do charakteru i zasięgu antropogenicznego przekształcenia chemizmu i dynamiki wód podziemnych. Nawiązano do funkcjonujących

w Polsce kryteriów regionalizacji hydrogeologicznych (J. Szymanko, 1980; 2003; A.S. Kleczkowski 1988; B. Paczyński, 1991), do których należą:

- warunki hydrostrukturalne: geometria, parametry hydrogeologiczne, wielopoziomowość struktur wodonośnych;

- rejonizacja hydrodynamiczna: obiegi wód, strefy zasilania i drenażu, związki hydrauliczne wód w różnych poziomach wodonośnych;

- rejonizacja wodno-gospodarcza: zlewniowe podejście do zasobów wód i przyjęcie obszarów bilansowych według Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej.

Pierwszym zadaniem w procesie wdrażania RDW było wyznaczenie jednolitych części wód podziemnych w postaci zagregowanych jednostek. Pojedyncze JCWPD wyznaczono tylko w przypadku, gdy pozwalało na to rozpoznanie hydrogeologiczne obszaru kraju. Do delimitacji tych jednostek i ich wstępnej charakterystyki wykorzystano wiele opracowań zawierających warstwy informacyjne z dziedziny hydrogeologii, hydrologii i ekologii:

- *Atlas hydrogeologiczny Polski* (B. Paczyński, red. 1995) – regionalizacja, warunki występowania i właściwości piętrowo-wodonośnych: czwartorzędowego, paleogeńsko-neogeńskiego i starszych;

- *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000* (MhP)(1994–2004) oraz *w skali 1:200 000* (1976–1988)
- ogniska zanieczyszczenia wód podziemnych, jakość wód podziemnych, stopień zagrożenia, regionalne leje depresji;

- *Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce* (A.S. Kleczkowski red., 1990) – obszary zasilania i ochrony GZWP, ze zmianami (L. Skrzypczyk, red., 2002);

- *Mapa jednolitych części wód podziemnych dla których konieczne będzie ustalenie mniej wymagających celów dotyczących stanu ilościowego i chemicznego* (Z. Nowicki i in., 2004a);

- *Mapa jednolitych części wód podziemnych zagrożonych pod względem ilościowym i chemicznym* (Z. Nowicki i in., 2004b);

- wyniki monitoringu sieci krajowych SOH (Stacjonarne obserwacje hydrogeologiczne) i MONBADA (Monitoring jakości wód podziemnych);

- obszary bilansowe wydzielone w regionach wodnych – obszarach działalności Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej (RZGW) (P. Herbich i in., 2003);

- *Mapa podziału hydrograficznego Polski* – sieć hydrograficzna i podział zlewniowy kraju (IMiGW, 2004);

- *Mapa glebowo-rolnicza Polski i Mapa gleb hydrogeologicznych Polski w skali 1:500 000* – ekosystemy bagienne i podmokłe (IUNG Puławy, 2000);

- *Mapa obszarów Natura 2000* – w tym parków narodowych (Mapa..., 2000);

- obszary zagrożone zanieczyszczeniami rolniczymi, zgodnie z dyrektywą azotanową (Dyrektywa, 1991/676/UE); *Mapa Polski z obszarami szczególnie narażonymi, z których odpływ azotu ze źródeł rolniczych należy ograniczyć* (Mapa..., 2004).

Ocena wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie z powierzchni terenu została przeprowadzona z uwzględnieniem analizy czasu przesączania się wód opadowych do warstw wodonośnych (S. Witeczak i in., 2005). Do identyfikacji i oceny oddziaływań czynników antropogenicznych na zasoby wodne wykorzystano opracowanie E. Nachlik red. (2004).

Zebrane informacje, opracowane w postaci warstw GIS, zostały naniesione na podkład topograficzny po transformacji do jednego układu współrzędnych geograficznych i posłużyły za kryteria wydzielenia jednolitych części wód podziemnych (P. Herbich i in., 2006). W delimitacji i charakterystyce JCWPD przyjęto następujące zależności hydrogeologiczne:

- związek hydrauliczny wód podziemnych z wodami powierzchniowymi;

- typ ośrodka geologicznego i zasięg poziomów wodonośnych;

- granice hydrauliczne i hydrostrukturalne, kształtujące warunki zasilania wód podziemnych, które związane są z zasięgiem użytkowych piętrowo-wodonośnych o litologicznej odrębności warunków gromadzenia i przewodzenia wód podziemnych;

- znaczenie poziomów/piętrowo-wodonośnych stanowiących istniejące lub potencjalne źródło zaopatrzenia ludności w wodę;

- związek wód podziemnych z ekosystemami bagiennymi, tzn. z obszarami sieci Natura 2000 i chronionymi

siedliskami dzikiej flory i fauny (Dyrektywy: 91/676/UE i 92/43/UE);

- rozmieszczenie punktów monitoringu wód podziemnych;
- rozmieszczenie stref poboru wód podziemnych, w których mógł być zmieniony regionalny układ krążenia wód, na przykład: aglomeracje miejsko-przemysłowe i tereny górnicze o intensywnej eksploatacji kopalin;

nia wód, na przykład: aglomeracje miejsko-przemysłowe i tereny górnicze o intensywnej eksploatacji kopalin;

- charakter i zasięg antropogenicznego oddziaływania oraz stopnia przekształcenia chemizmu wód podziemnych, w tym również obszary o wywołanej ascencji słonych wód z głębokiego podłoża.

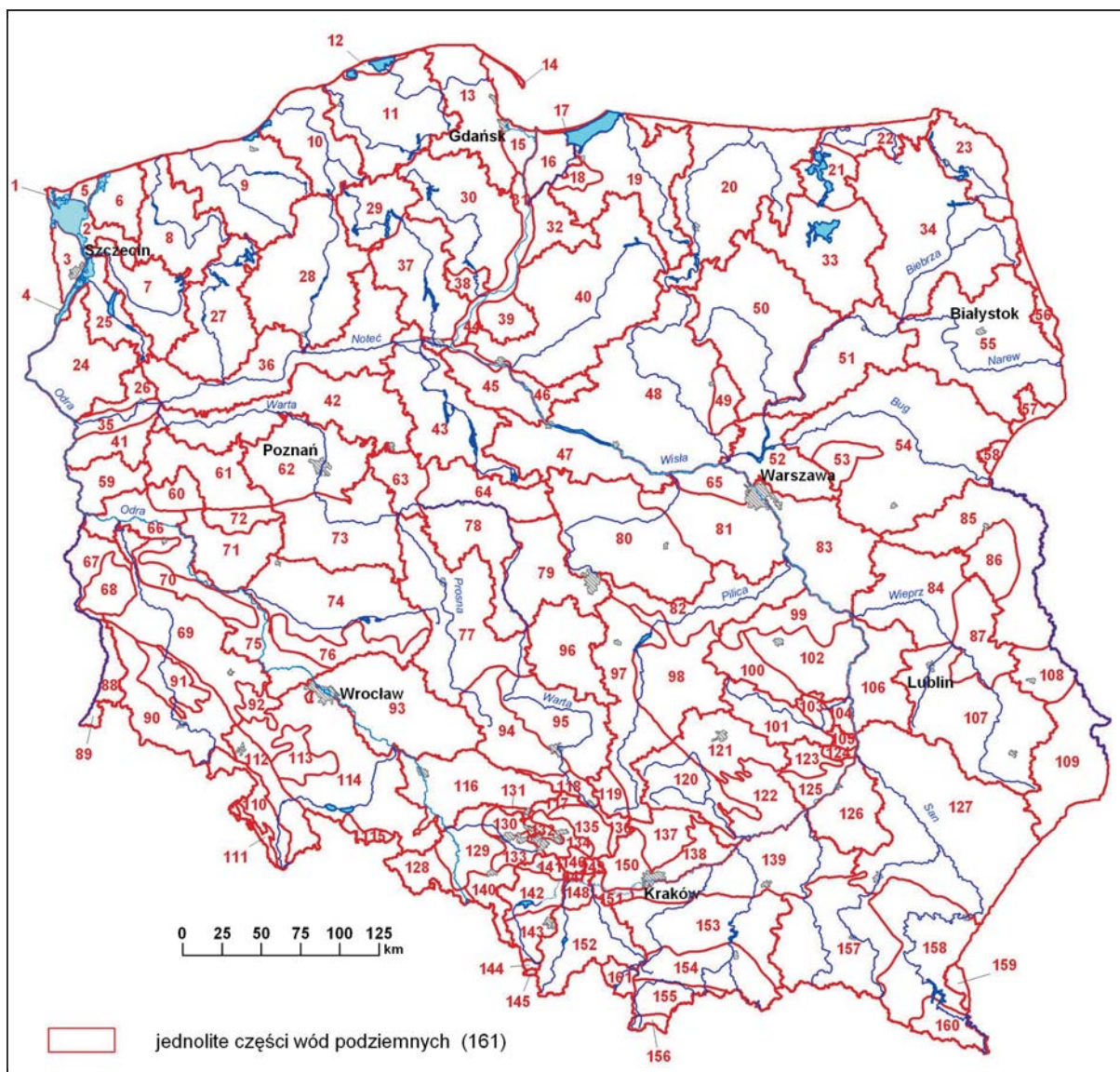


Fig. 6.1. Zagregowane jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

Jako zasadę stosowano grupowanie jednorodnych pod względem hydrogeologicznym jednolitych części wód podziemnych o zbliżonym stanie chemicznym i ilościowym (agregacja według kryterium jednorodności ośrodków wodonośnych).

Efektem końcowym prac było zestawienie warstw GIS, stanowiących bazę danych JCWPd, które posłużyły do delimitacji tych jednostek. W sumie wydzielono 161 jednolitych części wód podziemnych o powierzchniach

od 24,58 km² do 9034 km² (fig. 6.1). W obszarze kraju dominują JCWPd o powierzchni do 1000 km², które w większości odpowiadają zlewniom cząstkowym lub różnicowym większych rzek. Mniejszy obszar mają jednostki znajdujące się w południowej części Polski. Jest to spowodowane występowaniem ośrodków wodonośnych szczelinowych i szczelinowo-krasowych oraz dużymi zmianami naturalnych systemów krążenia wód wskutek eksploatacji ujęć i odwodnień górniczych.

6.3. Charakterystyka przyrodnicza jednolitych części wód podziemnych

Wydzielone jednolite części wód podziemnych muszą mieć podaną charakterystykę przyrodniczą zgodnie z procedurą wdrażania Ramowej Dyrektywy Wodnej UE. Procedura ta jest bardzo uproszczona, biorąc pod uwagę warunki hydrogeologiczne ośrodków wodonośnych, i zawiera jedynie podstawowe informacje, które zazwyczaj odnoszą się do opracowań kartograficznych w skalach przeglądowych, tj. 1:500 000 i mniejszych. Wymagana charakterystyka objęła następujące elementy JCWPd:

opis sytuacji geologicznej:

- przyporządkowanie stratygraficzne,
- opis litologiczny,
- typ geochemiczny utworów skalnych (zgodnie z RDW: krzemionkowy, węglanowy, siarczanowy, organiczny);

opis warunków hydrogeologicznych:

- rodzaj ośrodka skalnego, który tworzy warstwę wodonośną (skały osadowe, magmowe, metamorficzne),
 - średni współczynnik filtracji warstwy; przyjęto osiem przedziałów wartości w zakresie od $3 \cdot 10^{-3}$ do 10^{-7} m/s,
 - średnia miąższość utworów wodonośnych; przyjęto 4 klasy: <10 m, 10–20 m, 20–40 m i > 40 m,
 - liczba poziomów/warstw wodonośnych uwzględnionych w obrębie jednostki;

opis izolacji warstw wodonośnych; przyjęto skalę trzystopniową: korzystna, średnia, niekorzystna; zastosowano kryterium analogiczne jak w przypadku oceny stopnia zagrożenia głównych użytkowych poziomów wodonośnych stosowanych w MhP 1:50 000 (1997–2004);

opis stanu ilościowego:

- wielkość dostępnych zasobów wód podziemnych¹,
- wielkość poboru wody,
- wielkość sztucznego zasilania warstwy/poziomu wodonośnego;

opis stanu jakościowego:

- dane o istotnych ogniskach zanieczyszczeń punktowych mających wpływ na jakość wód podziemnych,
- dane o istotnych ogniskach zanieczyszczeń rozproszonych mających wpływ na jakość wód podziemnych,
- charakterystyka innych ważnych oddziaływań antropogenicznych na wody podziemne.

Charakterystyka JCWPd jest więc związana zarówno z warunkami przyrodniczymi, jak i użytkowaniem terenu jednostki oraz z gospodarowaniem zasobami wodnymi. Użytkowanie terenu wpływa znacząco na stan chemiczny wód podziemnych. Te aspekty znajdują się także w przyjętych uwarunkowaniach delimitacji przedstawionych w poprzednim podrozdziale.

¹ Dostępne zasoby wód podziemnych odpowiadają w Polsce zasobom dyspozycyjnym.

6.4. Charakterystyka stanu jednolitych części wód podziemnych

Do oceny stanu jednolitych części wód podziemnych przyjęto kryteria ilościowe i chemiczne, które umożliwiły stwierdzenie „stanu dobrego” lub „złego stanu” wód podziemnych. W kryterium ilościowym porównywane były wielkości dostępnych zasobów wód podziemnych w obrębie JCWPd z wielkościami poborów na tle trendu zmian zasobów. Według kryterium chemicznego oceniana była jakość wód, na podstawie istniejących klasyfikacji, przy uwzględnieniu trendów zachodzących w czasie zmian chemicznych. S. Witczak (2006) powołując się na unijny projekt BRIDGE, wskazuje na konieczność analizy trzech grup zagadnień w ocenie stanu chemicznego wód. Są to:

- charakterystyka potencjalnych zanieczyszczeń i wskaźników zanieczyszczenia z opisem ich właściwości migracyjnych na tle warunków hydrogeologicznych, z uwzględnieniem przesłanek ekotoksykologicznych i wpływu na ekosystemy;

- charakterystyka parametrów hydrogeologicznych ośrodka wodonośnego, tło hydrogeochemiczne, intensywność wymiany (odnawialność) wód podziemnych, związki z wodami powierzchniowymi i zmiany poziomu wód, np. pod wpływem eksploatacji ujęć i odwodnień;

- charakterystyka receptorów dla oceny ryzyka, tzn. człowieka jako konsumenta wody, ekosystemy wód powierzchniowych, nawadniane użytki rolne lub zbiorowiska wód podziemnych.

W ocenie stanu rozpatrywane są zarówno substancje wprowadzane aktualnie lub w przeszłości do wód podziemnych przez człowieka, jak i naturalnie elementy występujące w ośrodku skalnym, np. chlorki, fluorku, stront i inne. W przypadku wybranych substancji podawane są ładunki łączne, np. dla pestycydów lub węglowodorów alifatycznych.

Na obszarze Polski, na koniec 2006 r., znajdowało się 26 JCWPd o złym stanie chemicznym. Doprowadzenie do ich dobrego stanu powinno być przeprowadzone najpóźniej do 2021 r. Na koniec 2006 r. wyznaczono również 12 JCWPd zagrożonych nieosiągnięciem celów Ramowej Dyrektywy Wodnej, dla których cele te muszą być mniej kategoriyczne. Przyczyną są warunki hydrogeologiczne jednostek, w których wskutek nadmiernej eksploatacji lub odwodnieniami wyrobisk górniczych wywołano ascenzję słonych wód z podłoża. Zły stan chemiczny wynika także z naturalnych zagrożeń hydrogeochemicznych, czego przykładem może być obszar Żuław Wiślanych, gdzie udokumentowano największą w Polsce anomalię fluorkową w wodach podziemnych lub strefa wybrzeża Bałtyku, w której w płytkim podłożu stwierdzono słone wody pochodzenia morskiego w następstwie ich ingresji do ośrodków wodonośnych na lądzie (A. Sadurski red., 2000).

6.5. Propozycja regionalizacji hydrogeologicznej Polski wynikająca z Ramowej Dyrektywy Wodnej UE

Biorąc pod uwagę zadania i cele wynikające z Ramowej Dyrektywy Wodnej opracowano dla potrzeb monografii podział na jednostki hydrogeologiczne, przy założeniu zintegrowanego gospodarowania zasobami wód podziemnych i powierzchniowych w obszarach dorzeczy i zlewni dużych rzek. Założenie to dotyczy słodkich (zwykłych) wód podziemnych w warstwach, których

miąższość jest zróżnicowana na obszarze kraju i waha się od kilkudziesięciu do ponad 1000 m (*vide* A.S. Kleczkowski, 1979). Są to zarazem wody strefy intensywnej wymiany wymuszonej zasilaniem części opadów atmosferycznych i drenażem w dolinach rzek. Zasięg głębokościowy tej strefy pokrywa się z zasięgiem regionalnego obiegu wód zgodnie z klasycznym modelem J. Totha

(1962), uwzględnionym w pracach J. Szymanki (1980) i M. Nawalanego (1984). Przepływ grawitacyjny wód podlegających wymianie jest uzależniony od deniwelacji w zlewniach, budowy geologicznej (litologii i tektoniki) oraz wodoprzepuszczalności ośrodków skalnych i infiltracji efektywnej w warstwach przypowierzchniowych. Naturalny przepływ może być lokalnie zmieniony wskutek działalności człowieka, zwłaszcza na terenach górniczych i w sąsiedztwie zbiorników piętrzących oraz dużych ujęć wód podziemnych. Natężenie przepływu wód podziemnych oraz pojemność wodna ośrodków skalnych mają bezpośredni związek z wielkością zasobów podziemnych i ich wrażliwością na antropopresję.

Na obszarze Polski zaznacza się pasmowy układ zarówno jednostek morfologicznych, jak i warunków hydrogeologicznych w dużych zlewniach rzek. Można zatem wyróżnić pas wybrzeża i pojezierzy, pas nizinny obejmujący centralną część kraju i pas wyżynny. Pas nizin przedgórskich oddziela je od pasa pogórzy i gór. Pasmowe rozmieszczenie zbiorników wód podziemnych było podstawą regionalizacji hydrogeologicznej A.S. Kleczkowskiego (1988).

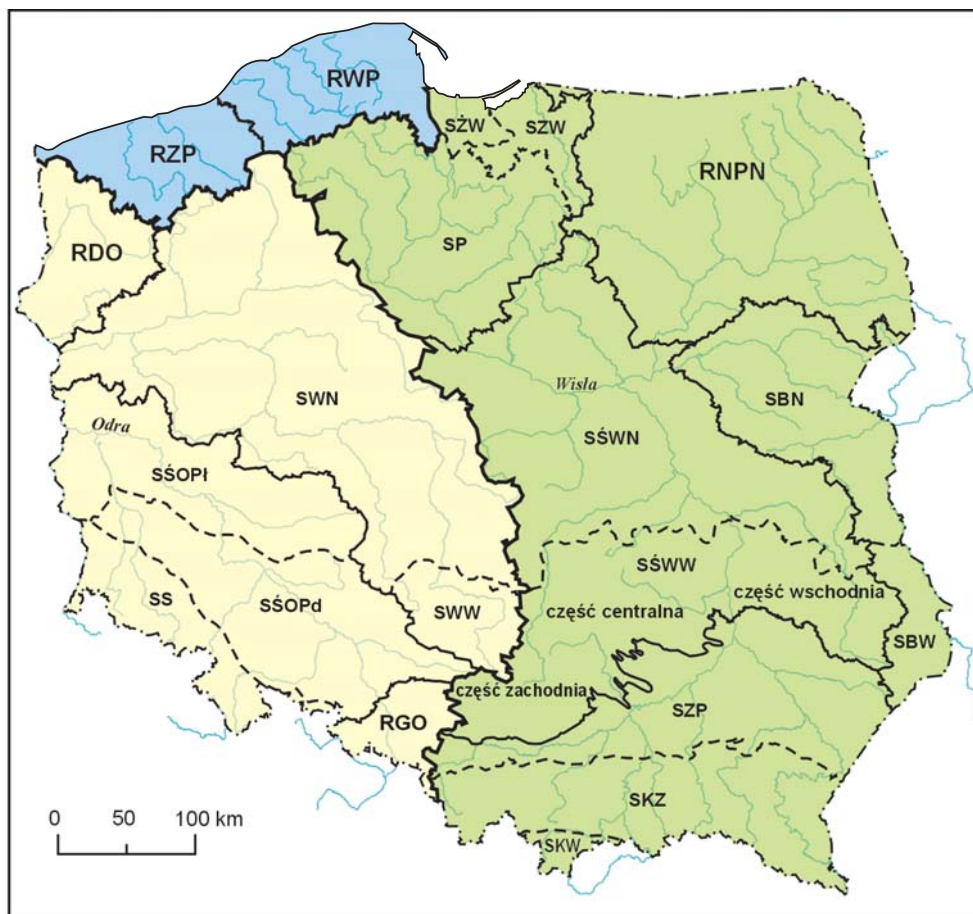
Biorąc pod uwagę warunki występowania wód w północnej i centralnej części Polski, to dominujące tu, pod względem wielkości zasobów, są ośrodki porowe. Występują one głównie w piaszczystych seriach kenozoiku. W stropie mezozoiku na tym obszarze występują warstwy wodonośne szczelinowo-porowe. Południowa Polska wyróżnia się znacznym udziałem zasobnych w wodę ośrodków szczelinowo-krasowych i szczelinowo-porowych.

Podejmując próbę opracowania nowej regionalizacji hydrogeologicznej, w której można uwzględnić zarówno wymóg zintegrowanego gospodarowania wodami powierzchniowymi i podziemnymi, starano się zachować osobliwości ośrodków wodonośnych i systemy krążenia wód podziemnych, czyli elementy hydrostruktur i hydrodynamiki zdefiniowane w pracy J. Szymanko (1980) i M. Nawalanego (1984) oraz w *Słowniku hydrogeologicznym* (2002). Bezpośredni wpływ na naturalny stan chemiczny wód podziemnych ma zarówno, ośrodek skal-

ny w którym występują, jak też czas interakcji w układzie woda-skała, co wiąże się z czasem przebywania wód w systemie wodonośnym. Lokalnie duży wpływ na stan chemiczny wód podziemnych w JCWPd mają: dopływ (ascenzja) wód słonych lub solanek z podłoża i gazów ze strefy utrudnionej wymiany, ingresja słonych wód morskich w pasie wybrzeża oraz zanieczyszczenie antropogeniczne obserwowane na terenach przemysłowych, zurbanizowanych i intensywnie użytkowanych rolniczo.

W monografii wyróżniono trzy prowincje odpowiadające dorzeczom Wisły i Odry oraz zlewniom rzek Po-brzeża Bałtyku. Prowincje zawierają regiony wodne, a te w szczególnych przypadkach podzielono na subregiony. Subregiony wynikają głównie z wyraźnych różnic między wyżynnymi i nizinnymi odcinkami rzek. Stąd stosowane wydzielenia, np. subregion Warty lub Bugu wyżynny i odpowiednio subregion Warty lub Bugu nizinny. Zasięgi tych obszarów są na ogół zgodne z powierzchniowymi działami wód przyjętymi za opracowaniami hydrograficznymi, stosowanymi w Regionalnych Zarządach Gospodarki Wodnej. Granice jednostek pokrywają się z wydzielonymi wcześniej zagregowanymi jednolitymi częściami wód podziemnych. Zagregowane JCWPd mogły zostać wydzielone na obecnym etapie jako podstawowe jednostki gospodarowania zasobami wód podziemnych z punktu widzenia Ramowej Dyrektywy Wodnej.

Zamieszczona na figurze 6.2 propozycja nowej regionalizacji wód podziemnych jest uproszczeniem warunków hydrogeologicznych występujących lokalnie w małych zlewniach cząstkowych lub w obszarach o bardzo skomplikowanej budowie geologicznej. W północnej Warmii i na Mazurach zlewnie rzek na obszarze Polski należą do dorzeczy Baudy, Pregoty i Niemna, które włączono do dorzecza Wisły. Analogicznie, niewielkie obszary zlewni rzek na południu Polski znajdują się w zlewni Dunaju lub Łaby. Jednakże pod względem występujących w nich warunków hydrogeologicznych mogą być zaliczone do jednej z wyróżnionych prowincji hydrogeologicznych, tj. Wisły i Odry.



PROWINCJA WISŁA

Region górnej Wisły

- SKW – subregion Karpat wewnętrznych
- SKZ – subregion Karpat zewnętrznych
- SZP – subregion zapadliska przedkarpackiego

Region środkowej Wisły

- SŚWW – subregion środkowej Wisły wyżynny
 - część zachodnia
 - część centralna
 - część wschodnia
- SŚWN – subregion środkowej Wisły nizinny

Region dolnej Wisły

- SP – subregion pojezierny
- SŻW – subregion Żuław Wiślanych
- SZW – subregion Zalewu Wiślanego

Region Bugu

- SBW – subregion Bugu wyżynny
- SBN – subregion Bugu nizinny

Region Narwi, Pregoi i Niemna (RNPN)

PROWINCJA ODRA

Region górnej Odry (RGO)

Region środkowej Odry

- SS – subregion Sudetów
- SŚOPd – subregion środkowej Odry południowy
- SŚOPi – subregion środkowej Odry północny

Region Warty

- SWW – subregion Warty wyżynny
- SWN – subregion Warty nizinny

Region dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego (RDO)

PROWINCJA WYBRZEŻA I POBRZEŻA BAŁTYKU

Region zachodniopomorski (RZP)

Region wschodniopomorski (RWP)

Fig. 6.2. Regiony wodne

6.6. Podsumowanie

Zgodnie z przyjętą wspólną „polityką wodną” Unii Europejskiej, która znajduje swoje odzwierciedlenie w uchwalonej przez Sejm RP Ustawie Prawo wodne (2001, z późniejszymi zmianami), jednostkami podstawowymi w ocenach stanu zasobów wód podziemnych i powierzchniowych są jednolite części wód podziemnych (GWB, hydrogeosomy). Ich zasięgi pozostają w związku ze zlewniami rzek, co pozwala na całościowe określenie zasobów wód w zlewniach oraz opracowanie jednako- wych planów wodnogospodarczych zlewni i dorzeczy.

Podane zasięgi oraz liczba zagregowanych JCWPD jest stanem na koniec 2006 r. i może zostać zmieniona po przeprowadzeniu bardziej szczegółowego rozpoznania warunków hydrogeologicznych kraju lub pod wpływem zmiany stanu wód i ośrodków wodonośnych, na przykład w wyniku podjętych działań dotyczących poprawy stanu wód podziemnych (Dyrektywa, 2000/60/UE). Dlatego, w pierwszym etapie delimitacji tych jednostek, w pełni uzasadniona była agregacja mniejszych zlewni lub zbiorników wód podziemnych. Celem wspólnej polityki wodnej w krajach UE jest ochrona zarówno bierna, jak i czyn-

na zasobów wodnych oraz elementów przyrody ożywo- nej, istniejących w ekosystemach lądowych zależnych bezpośrednio od wody, a także zapewnienie dostępu lud- ności do dobrych jakościowo zasobów wodnych na ob- szarze kraju. Wyraźny nacisk położony jest na aktywną ochronę zasobów wód oraz konieczność podejmowania działań na rzecz utrzymania dobrego stanu i poprawy ja- kości wód zanieczyszczonych.

Kontrola jakości, bilansowanie zasobów dla celów gospodarowania wodami oraz działania mające na celu poprawę jakości wód będą realizowane w przyjętych jednolitych częściach wody – *water bodies*. Proponowa- na w niniejszym tomie nowa regionalizacja hydrogeolo- giczna Polski wynika właśnie z wprowadzenia do działań ochronnych i gospodarowania zasobami wody nowych jednostek – JCWPD. Zasoby te odnoszą się do wód powierzchniowych i podziemnych, znajdujących się w strefie intensywnej wymiany. Za strefę takiej wymiany przyjęto głębokościowy zasięg regionalnego systemu obiegu wód, według Z. Płochniewskiego (1977) i A.S. Kleczkowskiego (1979).

Literatura

- CHMIELEWSKA J., 2006 – Projekt dyrektywy dotyczącej ochrony wód podziemnych przed zanieczyszczeniami – wczoraj, dziś i jutro. Mat. XVI Symp. nauk.-techn. „Problemy związane z wprowadzaniem Ramowej Dyrektywy Wodnej”: 12–18. PZITS. Częstochowa.
- CHMIELEWSKA J., JEZERSKI J., 2004 – Europejskie instru- menty prawne ochrony wód podziemnych – co nas czeka po wejściu do Unii Europejskiej. Mat. XV Symp. nauk.-techn. „Gospodarowanie wodami podziemnymi w Unii Europej- skiej”: 1–11. PZITS. Częstochowa.
- CZERSKA B., MORDARSKA M., KROK P., 2006 – Aktualny stan i zadania związane z wdrożeniem RDW w Polsce.”: Mat. XVI Symp. nauk.-techn. „Problemy związane z wpro- wadzaniem Ramowej Dyrektywy Wodnej”: 3–11. PZITS. Częstochowa.
- DYREKTYWA 75/440/EWG z dn. 16.06.1975 r. dotycząca wy- maganej jakości wód powierzchniowych przeznaczonych do poboru wody pitnej w państwach członkowskich Dz. Urzędowy UE 194 z dn. 25.07.1975. Bruksela.
- DYREKTYWA 91/676/UE z dn. 12 grudnia 1991 r. dotycząca ochrony wód przed zanieczyszczeniem powodowanym przez azotany pochodzenia rolniczego. Dz. Urzędowy UE L.375 z dn. 31.12.1991. Bruksela.
- DYREKTYWA 92/43/UE z dn. 21.05. 1992 r. w sprawie ochro- ny siedlisk naturalnych oraz dzikiej flory i fauny. Dz. Urzę- dowy UE (Official Journal of the European Communities), L 206, z dn. 22.07.1992. P. 0007-0050. Bruksela.
- DYREKTYWA 2000/60/UE z dn. 23.10.2000 r. w sprawie usta- nowienia ram dla działalności wspólnoty w dziedzinie poli- tyki wodnej. Dz. Urzędowy UE L 327/1, z dn. 22.12.2000 (Ramowa Dyrektywa Wodna). Bruksela.
- DYREKTYWA EU w sprawie ochrony wód podziemnych przed zanieczyszczeniem (Directive of the European Parli- ment and of the Council establishing strategies to protect groundwater against pollution). Draft z września 2006 r. Projekt. Dokument 2003/0210(COD). Rada UE, Bruksela.
- DYREKTYWA 2006/118/UE w sprawie ochrony wód pod- ziemnych przed zanieczyszczeniami i pogarszaniem ich sta- nu. Dz. Urzędowy UE L372/19 z dn. 12.02.2006. Bruksela.

- HERBICH P., 2003 – Ustalenie perspektywicznych zasobów wód podziemnych w obszarach działalności RZGW. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HERBICH P., NOWICKI Z., SADURSKI A., SKRZYPCZYK L., 2006 – Kryteria i tryb wyznaczania jednolitych części wód podziemnych. Mat. XVI Symp. nauk.-techn. „Problemy związane z wprowadzaniem ramowej dyrektywy wodnej”: 26–33. PZITS. Częstochowa.
- KLECZKOWSKI A.S., 1979 – Hydrogeologia ziem wokół Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S., 1988 – Regionalizacja słodkich wód podziemnych Polski w zmodyfikowanym ujęciu. Mat. IV Ogólnopol. Symp. Aktualne problemy hydrogeologii: 1–6. Inst. Morski. Gdańsk.
- KLECZKOWSKI A. S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce, wymagających szczególnej ochrony. AGH. Kraków.
- KMIECIK E., STACH-KALARUS M., SZCZEPAŃSKA J., WITCZAK S., 2006 – Metodyka agregacji danych hydrogeochemicznych i jej wpływ na ocenę stanu chemicznego wód podziemnych. Mat. XVI Symp. nauk.-techn. „Problemy związane z wprowadzaniem Ramowej Dyrektywy Wodnej”: 79–87. PZITS. Częstochowa.
- MAPA glebowo-rolnicza Polski, 1:500 000. Mapa gleb hydrogenicznych Polski – ekosystemy bagienne i podmokłe, 2000. IUNG. Puławy.
- MAPA obszarów natura 2000 – w tym parków narodowych, 2000. MŚ. Warszawa.
- MAPA Polski z obszarami szczególnie narażonymi, z których odpływ azotu ze źródeł rolniczych należy ograniczyć, 2004. BGW, MŚ. Warszawa.
- MAPA podziału hydrograficznego Polski – sieć hydrograficzna i podział zlewniowy kraju, 2004. IMiGW, Warszawa.
- MAPA Hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, 1997–2004. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- NACHLIK E. (red.), 2004 – Identyfikacja i ocena oddziaływań antropogenicznych na zasoby wodne dla wskazania części wód zagrożonych nieosiągnięciem celów środowiskowych. *Monografia 318, ser. Inż. Środ.* PKrak. Kraków.
- NAWALANY M., 1984 – Wody podziemne w ujęciu teorii systemów dynamicznych. *Pr. PW, Bud.*, 86.
- NOWICKI Z., HERBICH P., SKRZYPCZYK L., 2004a – Mapa jednolitych części wód podziemnych dla których konieczne będzie ustalenie mniej wymagających celów dotyczących stanu ilościowego i chemicznego. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- NOWICKI Z., HERBICH P., SKRZYPCZYK L., 2004b – Mapa jednolitych części wód podziemnych zagrożonych pod względem jakościowym i chemicznym. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., 1991 – Zasady regionalnego podziału hydrogeologicznego Polski. *W: Budowa geologiczna Pol-*
- ski. T. VII, Hydrogeologia (red. J. Malinowski). Wyd. Geol. Warszawa.*
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., 2003 – Kryteria i kierunki regionalizacji zwykłych wód podziemnych Polski. Współczesne. problemy hydrogeologii. 11, 1: 143–151. WBWiŚ, Gańsk.
- PAZDRP Z., KOZERSKI B., 1990 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa.
- PŁOCHNIEWSKI Z., 1977 – Mapa miąższości wód słodkich (zwykłych) *W: Atlas hydrogeochemiczny Polski 1:2 000 000.* Inst. Geol. Warszawa.
- PRAWO wodne – Ustawa Sejmu RP z dn. 18 lipca 2001 r. Dz. U. 115, poz. 1229 (z późniejszymi zmianami).
- SADURSKI A. (red.), 2000 – Hydrogeology of the coastal aquifers. Proc. 16th SWIM. Wyd. UMK. Toruń.
- SKRZYPCZYK L. (red.), 2002 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych. Aktualizowana mapa głównych zbiorników wód podziemnych ze zmianami PIG. A.S. Kleczkowski, red. 1990 (obszary zasilania i ochrony GZWP). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SŁOWNIK hydrogeologiczny, wyd. II, 2002. Red. J. Dowgiałło, A. S. Kleczkowski, A. T. Macioszczyk, A. Rózkowski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SZCZEPAŃSKA J., KMIECIK E., 2005 – Ocena stanu chemicznego wód podziemnych w oparciu o wyniki badań monitoringowych. AGH. Kraków.
- SZYMANKO J., 1980 – Konceptje systemu wodonośnego i metod jego modelowania. Wyd. Geol. Warszawa.
- TOTH J., 1962 – A theory of groundwater morion in small drainage basins in central Alberta, Kanada. *J. Geophys. Res.*, 67: 4375–4387.
- WALCZYKIEWICZ T., 2004 – Zasoby wód podziemnych w świetle wymagań Ramowej Dyrektywy Wodnej 2000/60/WE i projektu dyrektywy dotyczącej ochrony wód podziemnych. Mat. XV Symp. nauk.-techn. „Gospodarowanie wodami podziemnymi w Unii Europejskiej”: 55–58. PZITS. Częstochowa.
- WITCZAK S., 2005 – Problemy implementacji dyrektyw Unii Europejskiej dotyczących ochrony jakości wód podziemnych. Współczesne problemy hydrogeologii. 12: 57–69. UMK. Toruń.
- WITCZAK S. i in., 2005 – Mapa wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenia, 1:500 000. Arch. Ekokonrem sp. z o.o. Wrocław.
- WITCZAK S., 2006 – Ochrona jakości wód podziemnych w świetle dyrektyw UE. Mat. XVI Symp. nauk.-techn. „Problemy związane z wprowadzaniem Ramowej Dyrektywy Wodnej”: 61–71. PZITS. Częstochowa.

Część druga

Charakterystyka hydrogeologiczna regionów wodnych



7. Prowincja Wisły

7.1. Region górnej Wisły

Informacje ogólne

Region górnej Wisły o powierzchni 39 102 km², obejmuje trzy subregiony: Karpat wewnętrznych, Karpat zewnętrznych oraz zapadliska przedkarpackiego (fig. 7.1). Ukształtowanie terenu wykazuje konsekwentne obniżanie się rzędnych od szczytowych partii Tatr ku północy, po dolinę górnej Wisły i Sanu. Tego rodzaju układ rzutuje na rozwój sieci rzecznej oraz warunki klimatyczne.

Granice tego regionu na znacznej przestrzeni pokrywają się z granicami państwa. Na północy i północnym zachodzie przebieg ich wyznacza zasięg zwarte występowania utworów neogenu, natomiast granica północno-wschodnia biegnie wzdłuż powierzchniowego działu wodnego między zlewnią Sanu i Wieprza. Duże zróżnicowanie przyrodnicze regionu rzutuje na charakter i stan zagospodarowania terenu. Karpaty polskie to obszar charakteryzujący się występowaniem wszystkich typów

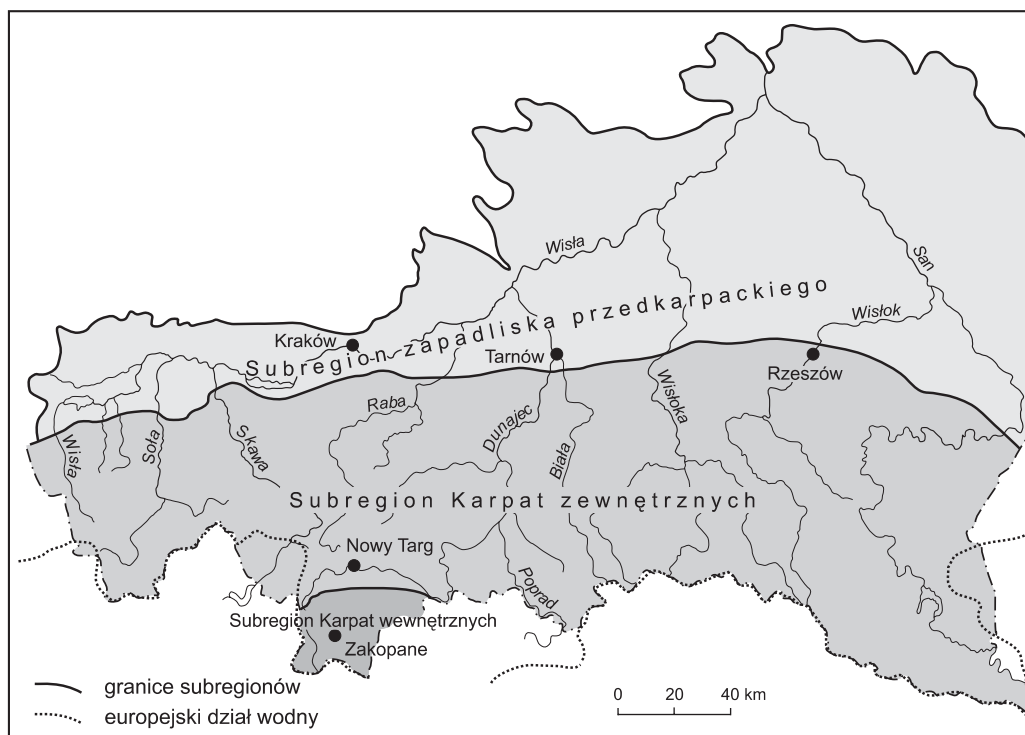


Fig. 7.1. Podział regionu górnej Wisły na subregiony

górskiego krajobrazu, dużym zróżnicowaniem środowisk przyrodniczych oraz występowaniem bogatej flory i fauny. Liczne parki narodowe, rezerваты, obszary chronionego krajobrazu oraz pomniki przyrody (J. Warszńska red., 1995) mają na celu ochronę terenów wyróżniających się szczególnymi wartościami naukowymi, przyrodniczymi i kulturowymi.

Subregion Karpat wewnętrznych to obszar o charakterze wypoczynkowo-rekreacyjnym, odwiedzany przez liczne rzesze turystów, co pociąga za sobą gwałtowny rozwój bazy turystycznej i zaplecza gospodarczego z dynamicznie rozwijającym się na Podhalu przemysłem spożywczym. Karpaty zewnętrzne, poza walorami wypoczynkowo-rekreacyjnymi, charakteryzują się bogactwem wód podziemnych mających zastosowanie w lecznictwie. Liczne ośrodki sanatoryjne i uzdrowiskowe wykorzystują powszechnie występujące solanki, a także szczyawy, skoncentrowane w dorzeczu Dunajca i doliny Popradu (patrz tom II). Do najbardziej znanych uzdrowisk należą Rabka, Iwonicz Zdrój, Rymaków Zdrój oraz Szczawnica i Krynica. Poza przemysłem spożywczym, chałupniczym i rzemiosłem o charakterze regionalnym rozwija się rolnictwo i pasterstwo.

W subregionie zapadliska przedkarpackiego do charakterystycznych cech tego obszaru należy występowanie „terenów poprzemysłowych”, powstałych po likwidacji kopalń w związku z wyczerpaniem się zasobów i restrukturyzacją przemysłu wydobywczego.

Największe aglomeracje miejskie to Kraków, Tarnów i Rzeszów. Region górnej Wisły przecinają liczne szlaki komunikacyjne, spośród których do najważniejszych należą: droga nr 7, popularnie zwana „zakopianką”, prowadząca z Krakowa do Nowego Targu i Zakopanego (z odgałęzieniem do przejścia granicznego w Chyżnem), droga nr 9 biegnąca przez Tarnów, Rzeszów, Krosno do przejścia w Barwinku, droga krajowa nr 4 z Krakowa przez Tarnów, Rzeszów, Przemyśl do Medyki, a także drogi z Krakowa do Katowic (fragment autostrady A4) oraz z Krakowa do Sandomierza i Kielc.

Ukształtowanie terenu

Karpaty to młode pasmo górskie rozciągające się od Bratysławy na zachodzie do Żelaznej Bramy na wscho-

dzie (J. Kondracki, 1994). Dzisiejszy ich obraz jest wynikiem sumarycznego oddziaływania budowy geologicznej, erozji i akumulacji oraz czynników klimatycznych panujących w przeszłości i obecnie. W granicach państwa Karpaty zachowują kierunek równoleżnikowy, a układ form grzbietowych i zróżnicowanie morfologiczne odzwierciedlają strukturę podłoża. Północną granicę tej prowincji górskiej stanowi brzeg nasunięcia karpackiego, zaznaczający się w morfologii wyraźnym progiem strukturalnym o wysokości 100–150 m, poniżej którego rozciąga się zapadlisko przedkarpackie.

Według podziału fizycznogeograficznego J. Kondrackiego (2002) masyw karpacki dzieli się na dwie prowincje (tab. 7.1):

– Karpaty Zachodnie, które charakteryzują się urozmaiconym reliefem oraz występowaniem kotlin śródgórskich pochodzenia tektonicznego. Kotlina Sądecka to

Tabela 7.1

Podział fizycznogeograficzny Karpat polskich (wg J. Kondrackiego, 2002)

Prowincja	Podprowincja	Makroregion
Karpaty Zachodnie (z Podkarpaciem)	Północne Podkarpacie	Kotlina Orawska Kotlina Oświęcimska Brama Krakowska Kotlina Sandomierska
	Zewnętrzne Karpaty Zachodnie	Pogórze Zachodniobeskidzkie
		Beskidy Zachodnie
		Pogórze Środkowobeskidzkie
	Beskidy Środkowe	
	Centralne Karpaty Zachodnie	Obniżenie Orawsko-Podhalańskie
Łańcuch Tatrzański		
Karpaty Wschodnie	Podkarpacie Wschodnie	Płaskowyż Sańsko-Dniestrzański
	Beskidy Wschodnie	Beskidy Lesiste

Tabela 7.2

**Podział geomorfologiczny Karpat polskich
(wg M. Klimaszewskiego, L. Starkela, 1972)**

Prowincja	Podpro- wincja	Makro- region	Mezo- region	Region
K a r p a t y	Karpaty Zachodnie	Karpaty wewnętrzne	Tatry	Tatry Zachodnie Tatry Wschodnie Tatry Reglowe Tatry Bielskie
			Podhale	Rów Podtatrzański Pogórze Gubałowskie Pas Skalicowy Kotlina Orawsko-Nowotarska Działy Orawskie
		Karpaty zewewnętrzne	Beskidy	Beskidy Morawsko-Śląskie Obniżenie Jabłonkowskie Beskid Żywiecki Brama Sieniawska Beskid Wyspowy Beskid Sądecki Beskid Niski
			Pogórze	Pogórze Śląskie Pogórze Wielickie Pogórze Dynowskie Pogórze Strzyżowskie Kotlina Sądecka Doły Jasielsko-Sanockie
	Karpaty Wschodnie		Bieszczady	Wyżyna Wańkowej Bieszczady Środkowe (Niskie) Bieszczady Południowe (Wysokie)

Inny podział, M. Klimaszewskiego i L. Starkela (1972) według kryteriów geomorfologicznych, wykazuje istotne różnice w stosunku do podziału J. Kondrackiego. Autorzy ci do Karpat wewnętrznych zaliczyli Tatry i Podhale, a do Karpat zewnętrznych – Beskidy, Pogórze i Bieszczady (tab. 7.2).

Karpaty wewnętrzne charakteryzują się występowaniem na niewielkiej przestrzeni kontrastowo różnych jednostek morfologicznych i litologiczno-strukturalnych. Najbardziej zróżnicowane pod względem krajobrazowym i hipsometrycznym są Tatry. Północne stoki masywu tatrzańskiego rozcinają głęboko wcięte doliny rzeczne o profilu V-kształtnym, które nie podlegały zlodowaceniom, oraz większe doliny U-kształtne, których dna wyściełają utwory lodowcowe i wodnolodowcowe. Główne szczyty górskie osiągają wysokości przekraczające 2000 m n.p.m., m.in.: Starorobociański – 2175 m, Świnica – 2301 m, Mięgusowiecki – 2438 m, Rysy – 2499 m. Ponad 50% obszaru leży na wysokości 1000–1500 m n.p.m. U podnóża tego najwyższego w obrębie Karpat masywu górskiego rozciąga się rozległe obniżenie zwane Podhalem, w skład którego wchodzi: Rów Podtatrzański, Pogórze Gubałowskie, Pas Skalicowy, Kotlina Orawsko-Nowotarska oraz Działy Orawskie (M. Klimaszewski, L. Starkel, 1972).

Rów Podtatrzański stanowi subsekwentne obniżenie wypracowane przez potoki tatrzańskie w mniej odpornych partiach fliszu, wypełnione pokrywą żwirów fluwioglacjalnych i fluwialnych (E. Romer, 1929; B. Halicki, 1930; J. Kondracki, 2002). W skład jego wchodzi trzy duże obniżenia: Kościeliskie – 900 m, Zakopiańskie – 800 m, oraz Jaworzyńskie – 950 m n.p.m., oddzielone od

produkt sedymentacji trzech rzek: Dunajca, Popradu i Kamienicy, a Kotlina Orawsko-Nowotarska została wypełniona osadami klastycznymi w czasie kolejnych okresów interglacjalnych zlodowaceń tatrzańskich.

– Karpaty Wschodnie obejmują w granicach państwa niewielki obszar. Występuje tu szereg fałdów i skib o stromych stokach, przedzielanych szeregiem wąskich obniżeń naśladujących swym przebiegiem jednostki litologiczno-strukturalne.

siebie łagodnymi grzbietami, wzdłuż których biegą działy wodne między tatrzańskimi dopływami Dunajca.

Pogórze Gubałowskie, zbudowane z piaskowców i łupków fliszu podhalańskiego, tworzy rozległe wyniesienie o wyraźnej asymetrii stoków. Według M. Klimaszewskiego i L. Starkela (1972) stok południowy jest progiem strukturalnym nawiązującym do stylu budowy geologicznej Tatr. W odróżnieniu od stromo zapadających stoków południowych północne zbocza pogórza tworzą rozległą falistą powierzchnię łagodnie opadającą w kierunku pienińskiego pasa skałkowego. Mimo wielu cech wspólnych, w morfologii pogórza zaznacza się wyraźne zróżnicowanie hipsometryczne terenu uwarunkowane litologią podłoża. Ślady dawnej powierzchni zrównania o rzędnych 800–1100 m n.p.m., nazywanej przez J. Gołąbą (1947, 1952) „powierzchnią szczytową Podhala”, zachowały się w południowej części regionu. Pozostała część pogórza zawarta jest w granicach wysokości 650–800 m n.p.m.

Pas Skalicowy w granicach państwa rozciąga się wąskim, 3–4 pasmem, począwszy od Starego Bystrego na zachodzie po okolice Jaworek na wschodzie. O jego zdecydowanej odrębności morfologicznej w stosunku do otaczającego terenu zdecydowała duża różnorodność litologiczna utworów oraz szczególnie silne zaangażowanie tektoniczne. Wapienie i radiolaryty jako bardziej odporne tworzą szereg skałek o urozmaiconych formach morfologicznych, różniących się rozmiarami, wysokością oraz charakterem i kątem pochylenia zboczy. Mniej odporne na wietrzenie serie łupkowo-piaskowcowe i margliste tworzą łagodne wyniesienia. Duża różnorodność krajobrazu sprawia, że nawet na niewielkim odcinku w granicach naszego państwa można wyróżnić trzy obszary charakteryzujące się pewną indywidualnością (D. Małecka, 1981). Na zachód od doliny Białego Dunajca skałki tworzą szereg malowniczych wzgórz o wydłużonych kształtach i stosunkowo łagodnych zboczach. Walory krajobrazowe tego obszaru podkreślają dodatkowo liczne formy dolinne. W przeciwieństwie do zachodniego odcinka, międzyrzecze Białego Dunajca i Białki odznacza się monotonna, mało urozmaiconą rzeźbą. Spośród pokrywy żwirów czwartorzędowych wyłaniają się nieliczne pojedyncze skałki: Cisowa – 686 m, Obłazowa

– 670 m i Kramnica – 688 m n.p.m. Dwie ostatnie tworzą bramę przełomową dla Białki Tatrzańskiej. Następny, wschodni ciąg Pasa Skalicowego charakteryzuje się występowaniem łagodnych, rozległych wzniesień, przedzielonych przełomowym odcinkiem Dunajca na trzy części: Pieniny Spiskie – Wał Branisko (879 m n.p.m.), Pieniny Właściwe ze szczytem Trzy Korony (982 m n.p.m.) i Małe Pieniny, w obrębie których, już poza granicą państwa, znajduje się najwyższe wyniesienie całego pasma Wysoka (1052 m n.p.m.).

Konsekwencją wzrostu wysokości w kierunku wschodnim jest coraz głębsze rozcięcie masywu i powstanie urwistych ścian skalnych dochodzących do 300–500 m. Geneza przełomu Dunajca nie jest do końca wyjaśniona, ma on zarówno cechy przełomu strukturalnego, jak i antecedentnego (M. Klimaszewski, 1995; J. Kondracki, 2002). Pod względem krajobrazowym przełom ten stanowi prawdziwy fenomen w skali europejskiej.

Kotlina Orawsko-Nowotarska to typowe zapadlisko śródgórskie, którego pierwotna rzeźba została zamaskowana przez osady klastyczne stożków napływowych Czarnego i Białego Dunajca oraz Białki. Stąd też południowa granica kotliny jest trudna do zdefiniowania, w przeciwieństwie do północnej, której przebieg wyznaczają Działy Orawskie oraz strome zbocza Gorców. Pewnym urozmaiceniem tej płaskiej powierzchni, rozciągającej się od zbiornika orawskiego na zachodzie po zbiornik czorsztyński na wschodzie, są torfowiska wysokie ze znanym rezerwatem „Bór na Czerwonym”. Przez ten jednorodny krajobrazowo teren przebiega europejski dział wodny pomiędzy zlewiskami Morza Bałtyckiego i Morza Czarnego, dzieląc kotlinę na Orawską, odwadnianą przez Piekienik, oraz znacznie większą, Nowotarską, położoną w dorzeczu Dunajca.

Działy Orawskie, zdaniem M. Klimaszewskiego i L. Starkela (1972), reprezentują część dawnego dna Kotliny Podhalańskiej, które w czasie wypiętrzania Beskidów zostało skośnie podniesione. Ta łagodna, falista powierzchnia, rozcięta przez konsekwentnie spływające potoki, w podziale fizycznogeograficznym Polski J. Kondrackiego (1994) została włączona do jednostki Beskidu Żywieckiego.

W celu dopełnienia charakterystyki geomorfologicznej Podhala, należy pokrótce wspomnieć o dolinach rzecznych odmładzających rzeźbę krajobrazu. Rzeki, których obszary źródłiskowe położone są w Tatrach, wykształciły cztery poziomy tarasowe, w obrębie których spadki, poza pochyleniem zgodnym z biegiem rzeki, często skierowane są w kierunku wysoczyzny lub skarpy tarasu wyższego (D. Małecka, A. Witkowski, 1981).

Karpaty zewnętrzne, określane często mianem Karpat fliszowych, charakteryzują się mniejszą kontrastowością krajobrazu. Generalnie, poza Bieszczadami, wyróżnia się tu strefę górską Beskidów oraz wyżynną Pogórza Karpackiego.

Beskidy stanowią najwyższą część wypiętrzenia Karpat zewnętrznych i rozciągają się pasem o szerokości 50–80 km. Podczas fałdowań płaszczowinowych sztywne masy skalne ulegały rozerwaniu i przemieszczaniu, co doprowadziło do powstania form wyspowych. Te poszczególne pasma górskie poprzecinane są V-kształtnymi dolinami i szeregiem obniżeń: Obniżenie Jabłonkowskie o rzędnych 350–450 m czy Brama Sieniawska 711 m n.p.m. Do najwyższych wzniesień Beskidów, charakteryzujących się dużymi deniwelacjami terenu, należy Babia Góra – 1275 m n.p.m.

Pogórze Karpackie, począwszy od zachodniej granicy państwa po Kotlinę Sądecką, rozciąga się wąskim pasem pomiędzy Beskidami a granicą nasunięcia karpackiego. Od Kotliny Sądeckiej, głęboko wciętej w masyw Beskidów, obszar pogórza ulega gwałtownemu rozszerzeniu. Występują tu łagodne, szerokie wzgórza, wyniesione 300–500 m n.p.m., o wyraźnych cechach dojrzałości krajobrazu, będącego wynikiem mniejszego zróżnicowania litologicznego utworów. Doliny rzeczne, z młodych V-kształtnych na terenie Beskidów, przekształcają się w formy szerokie, ograniczone łagodnymi zboczami o wyraźnych cechach dojrzałości.

Bieszczady zajmują najmniejszy obszar w granicach naszego państwa. Poza Wyżyną Wańkowej o stosunkowo wyrównanym reliefie w poziomie 500–650 m n.p.m. obejmują jeszcze Bieszczady Środkowe – Niskie i Bieszczady Południowe – Wysokie o grzbietach wyniesionych do 700 m nad otaczające obniżenia.

Zapadlisko przedkarpackie stanowi mało urozmaicony hipsometrycznie obszar rozciągający się na przedpolu masywu karpackiego. Rygiel krakowski dzieli ten obszar na dwie części – znacznie większą wschodnią i mniejszą zachodnią. Wschodnia część zapadliska ma kształt zbliżony do trójkąta z wierzchołkiem w rejonie ujścia Sanu do Wisły i podstawą, którą stanowi brzeg nasunięcia karpackiego na odcinku od Krakowa po Przemyśl. Zachodnia część, o mało urozmaiconej powierzchni pochylonej w kierunku południowym, obejmuje zalewowy i nadzalewowy taras Wisły oraz jej większych dopływów. Generalnie na całym obszarze dominuje tu rzeźba akumulacyjna, ukształtowana przez rumowiska skalne nakładających się fal powodziowych Wisły i Sanu oraz ich karpackich dopływów. Cały ten ciąg obniżeń wykorzystany jest przez Wisłę, która przepływa kolejno przez Kotlinę Oświęcimską, Bramę Krakowską i Kotlinę Sandomierską. Równoleżnikowa rozciągłość zapadliska wynosi 250 km, przy maksymalnej szerokości 50 do 100 km (I. Dynowska, M. Maciejewski red., 1991).

Sieć hydrograficzna

Pod względem hydrograficznym niemal cały analizowany teren leży w obrębie górnej Wisły i należy do zlewiska Morza Bałtyckiego. Jedynie trzy niewielkie fragmenty Karpat w okolicy Ustrzyk Dolnych na wschodzie oraz zlewni Orawy i Czadeczki na zachodzie, wyznaczone przebiegiem europejskiego działu wodnego (fig. 7.1), należą do zlewiska Morza Czarnego. Zarówno masyw karpacki, jak i zapadlisko przedkarpackie są odwadniane przez Wisłę i jej dopływy. Obszar źródłowy tej rzeki jest położony na zboczach Babiej Góry w Beskidzie Śląskim, na wysokości 1106 m n.p.m. Po wyjściu z Karpat, przy nagłym załamaniu spadku i zmniejszonej sile transportowej, rzeka, akumulując niesiony materiał, usypuje wielki stożek napływowo. Do głównych dopływów Wisły odwadniających górotwór karpacki należą: Soła, Skawa, Raba, Dunajec z Popradem i Białą, Wisłoka oraz San z Wisłokiem. Z wymienionych rzek jedynie Dunajec z Popradem odwadniają Karpaty wewnętrzne, obszary źródłiskowe pozostałych rzek położone są wyłącznie w Karpatach zewnętrznych. Wszystkie prawobrzeżne dopływy Wisły łączą się z nią już

na terenie zapadliska przedkarpackiego, gdzie zarówno spadki rzek, jak i dynamika przepływu ulegają wyraźnej zmianie. Dolne odcinki zlewni lewobrzeżnych dopływów Wisły, do których należą Dłubnia, Śreniawa, Niedzica, Nida, Czarna Straszowska, Kopszylianka i Opatówka, charakteryzują się mniejszą dynamiką przepływu.

Rzeki karpackie wykazują znacznie szybszą reakcję na opady atmosferyczne. Średni całkowity odpływ jednostkowy wynosi $8 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ (Z. Ziemońska, 1973). Wezbrania są gwałtowne i krótkotrwałe, co dowodzi małej zdolności retencyjnej zlewni. Deszcze ze względu na duże spadki terenu szybko spływają, powodując lokalne podtopienia i powodzie. Najbardziej zasobna w wodę jest górna część dorzecza Dunajca, obejmująca Tatry i Podhale, charakte-

ryzująca się dużą amplitudą stanów i wysokim spływem powierzchniowym. Przepływy niżówkowe, odzwierciedlające możliwości retencyjne terenu, są bardziej wyrównane niż przepływy maksymalne wywołane opadami deszczu. W obu przypadkach do najbardziej wyrównanych należą wartości średnie oscylujące wokół średniej z wielolecia, która w przekroju Harenda poniżej Zakopanego wynosi $2,21 \text{ m}^3/\text{s}$, a po połączeniu Czarnego i Białego Dunajca w przekroju Nowy Targ–Kowaniec – $14,45 \text{ m}^3/\text{s}$ (fig. 7.2).

Moduły odpływu całkowitego i podziemnego kształtują się następująco: Harenda – $37,8$ i $8,9 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$, Kowaniec – $21,2$ i $4,7 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$. Dodać należy, że uzyskane wartości odpływu dla Białego Dunajca poniżej Tatr i Dunajca

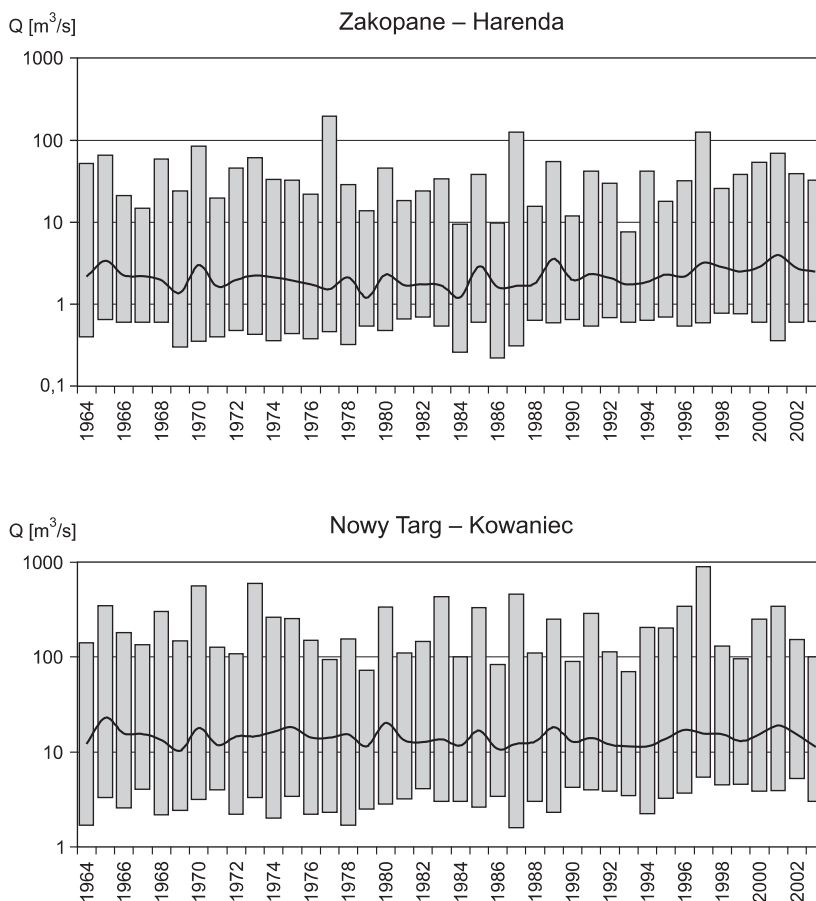


Fig. 7.2. Średnie roczne i ekstremalne przepływy Dunajca w wybranych przekrojach hydrometrycznych Podhala (opracowano na podstawie danych IMiGW)

w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej są zbieżne z danymi J. Punzeta (I. Dynowska, M. Maciejewski red., 1991), mimo że reprezentują różne wieloletnia. Wskazuje to, że ingerencja człowieka w naturalne środowisko zlewni nie spowodowała jeszcze wyraźnych zakłóceń w reżimie hydrologicznym tatrzańskich dopływów Dunajca. W dalszym biegu rzeki w Kotlinie Nowosądeckiej średni roczny przepływ wzrasta do $63,4 \text{ m}^3/\text{s}$, przy całkowitym odpływie $14,6 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$. Poniżej Jeziora Rożnowskiego i zbiornika w Czchowie Dunajec wypływa na teren zapadliska przedkarpackiego o ujednocionej łagodnej rzeźbie i wyraźnie niższych sumach opadów.

Największym prawobrzeżnym dopływem górnej Wisły jest San. Jego obszar źródłkowy położony jest w Bieszczadach na wysokości 843 m n.p.m. W górnym biegu, poniżej jezior Solińskiego i Myczkowskiego, rzeka przecinając szereg pasm górskich gwałtownie zmienia kierunek biegu z północnego na wschodni. Koło Przemyśla San traci charakter rzeki górskiej i, podobnie jak wszystkie prawobrzeżne dopływy Wisły, wpływając na teren zapadliska zmienia charakter doliny oraz reżim rzeki spowodowany zwolnieniem obiegu wody w zlewni. Różnica rzędnych wodowskazu pomiędzy przekrojem w Przemyślu a ujściowym odcinkiem Sanu w Radomyślu przy ponad 4-krotnym wzroście powierzchni zlewni wynosi około 52 m (tab. 7.3).

Uzyskaną wartość modułu odpływu, $6 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$, można uznać jako charakterystyczną dla całego zapadliska przedkarpackiego, pamiętając jednak, że lokalnie wartość ta może ulegać zmianie w związku z gospodarczą działalnością człowieka – głównie przemysłem i urbanizacją.

Warunki klimatyczne

Spośród wielu opracowań dotyczących podziału Polski na regiony klimatyczne najbardziej przydatny do analizy warunków hydrogeologicznych masywu karpackiego i zapadliska przedkarpackiego jest podział autorstwa W. Wiszniewskiego i W. Chełchowskiego (1987). Autorzy ci główny nacisk położyli na przestrzenny rozkład temperatury powietrza i opadów atmosferycznych – parametrów decydujących o zasilaniu, krążeniu i drenażu wód podziemnych. Ilość i rozkład opadów wpływa decydująco na wydajność źródeł, wahania zwierciadła wód podziemnych, a gwałtowne krótkotrwałe wezbrania rzek w Karpatach, przy dużych spadkach terenu, powodują wzmoczoną erozję, zaś w obrębie zapadliska – depozycję niesionego materiału. W. Wiszniewski i W. Chełchowski cały masyw karpacki zaliczyli do „Regionu Karpackiego”, a zapadlisko przedkarpackie do „Regionu Krakowsko-Sandomierskiego”. I. Dynowska i M. Maciejewski (red., 1991), nawiązując do geomorfologicznego podziału dorzecza górnej Wisły, w obrębie masywu karpackiego wyróżnili region klimatu górskiego, obejmujący Karpaty wewnętrzne i Beskidy, oraz region klimatu Pogórza Karpackiego, oddzielony od regionu kotlin podgórskich brzegiem nasunięcia karpackiego.

Najwyższymi opadami w skali całego kraju charakteryzuje się masyw tatrzański; na wschód od Kasprowego Wierchu przebiega izohieta 1800 mm. Generalnie Tatry i Podhale cechuje pasowy rozkład opadów o kierunku wschód–zachód (D. Małecka, 1981). Najniższe wartości, 800 i poniżej 800 mm, notowane są w Kotlinie Oraw-

Tabela 7.3

Parametry hydrologiczne zlewni Sanu w wybranych przekrojach wodowskazowych

Analizowany obszar	Przekrój hydrometryczny	Powierzchnia zlewni [km ²]	Średni przepływ Q [m ³ /s]	Moduł odpływu q [l/s·km ²]
Masyw karpacki	Przemyśl	3686	51,70	14,03
Zlewnia Sanu	Radomyśl	16824	134,00	7,96
Zapadlisko przedkarpackie	wartości obliczone z różnicy	13138	82,30	6,26

Opracowano na podstawie danych z lat 1951–1980 (I. Dynowska, M. Maciejewski, red., 1991)

sko-Nowotarskiej. W kierunku południowym, po linię Poronina, rozciąga się strefa opadu 800–1000 mm, a następnie zagęszczenie izohiet wzrasta, osiągając u podnóża Tatr wartości rzędu 1200 mm (fig. 7.3). Pomimo zasadniczych różnic wielkości opadów, procentowy ich rozkład wykazuje duże analogie, ponad 60% sumy rocznej przypada na okres od maja do sierpnia. Analiza warto-

ści dekadowych i rocznych (fig. 7.4), oscylujących wokół średniej z wielolecia, nie wykazuje tendencji wzrostu lub obniżania się opadów na przestrzeni ostatniego półwiecza. Lata z nadmiarem lub niedoborem opadów w stosunku do wartości średnich równoważą się.

Podobnie jak gradient opadowy, liczba dni z pokrywą śnieżną oraz jej miąższość wzrastają wraz z wysokością

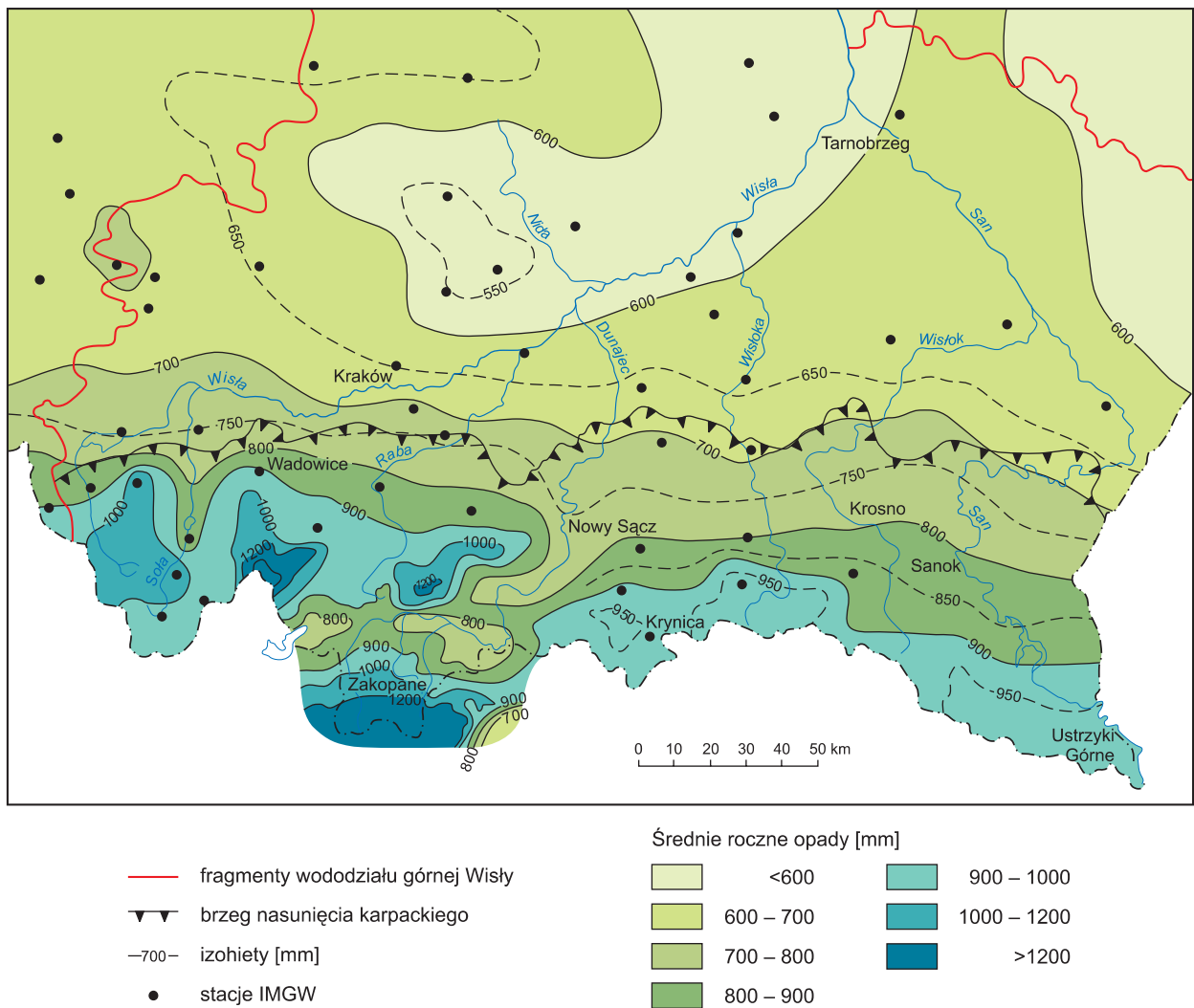


Fig. 7.3. Rozkład średnich sum opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej Wisły
(opracowano na podstawie danych z Atlasu klimatycznego Polski, 1977 i 1979 wybranych stacji IMiGW z lat 1951–2003; do interpretacji przyjęto wartości pomierzone, nieskorygowane)

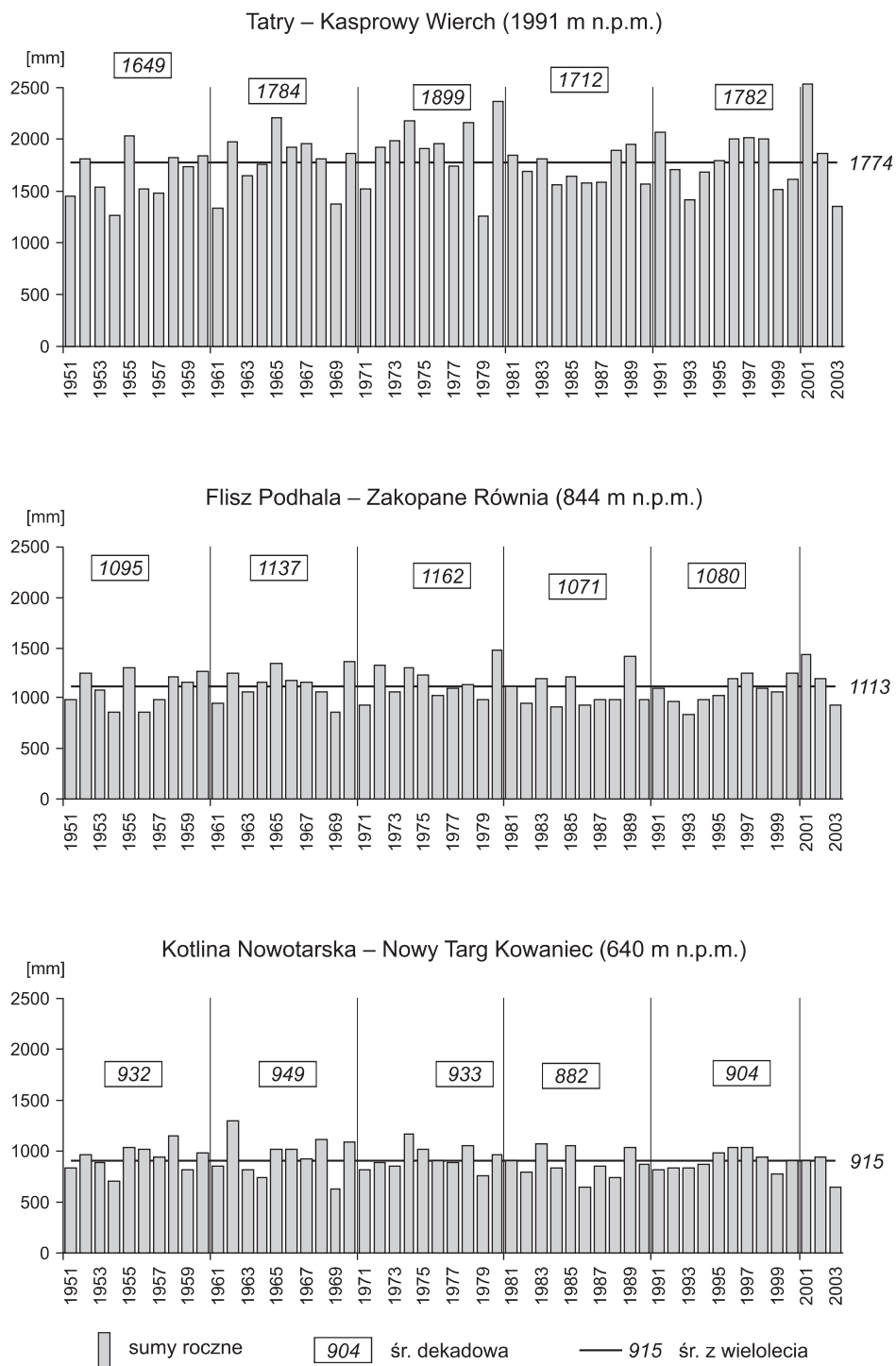


Fig. 7.4. Rozkład rocznych i średnich dekadowych sum opadów w latach hydrologicznych (opracowano na podstawie danych IMiGW)

osiągając maksymalne wartości w szczytowych partiach Tatr (tab. 7.4).

W obrębie Karpat zewnętrznych przebieg izohiet, poza ogólnie zachowaną tendencją obniżania się opadów zgodnie z ukształtowaniem terenu, wykazuje pewne zróżnicowanie pomiędzy zachodnią i wschodnią częścią masywu (fig. 7.3). Obszar ograniczający od północy Kotlinę Orawsko-Nowotarską charakteryzuje się „wyspowym” rozkładem opadów z kulminacjami w okolicy Turbacza (1280 mm) i Babiej Góry (1489 mm), natomiast w górnych partiach masywu położonych na wschód od Dunajca – w okolicach Krynicy, źródłowych partii Wisłoki i Sanu – średnie roczne sumy kształtują się w granicach 950–1000 mm. Na terenie zapadliska, poza strefą przykarpacką, niemal cały analizowany obszar charakteryzuje się ujednoczeniem rocznych sum opadów, oscylujących wokół 650–600 mm. Niższe wartości notowane są tylko w obrębie doliny Wisły poniżej ujścia Raby oraz we wschodniej części zlewni Sanu.

Ważnym parametrem klimatycznym wpływającym na proces zasilania wód podziemnych jest temperatura powietrza, w kształtowaniu której największą rolę odgrywa wysokość nad poziom morza (M. Hess, 1969; M. Stopa-Boryczka, 1973). Zgodnie z podziałem Hessa, opartym na średnich rocznych temperaturach powietrza, masyw karpacki obejmuje sześć pięter klimatycznych, począwszy od zimnego w szczytowych partiach Tatr do umiarko-

Grubość pokrywy śnieżnej w profilu Kasprowy Wierch–Zakopane

Nazwa stacji	Wysokość [m n.p.m.]	Miaższość pokrywy [cm]	
		średnia	maksymalna
Kasprowy Wierch	1991	154	277
Hala Gąsienicowa	1520	99	237
Zakopane Równia	844	36	108

wanie chłodnego w obrębie fliszu Podhala i pienińskiego pasa skałkowego oraz umiarkowanie ciepłego na terenie Pogorza (fig. 7.5). Autor ten zwraca również uwagę na specyfikę klimatu kotlin śródgórskich charakteryzujących się inwersją termiczną i częstym występowaniem mgieł. Na Podhalu amplitudy dobowych wahań termicznych są mniejsze i w przekroju rocznym bardziej wyrównane niż w Tatrach i dolinach rzecznych, które stanowią drogi splotu zimnego powietrza. Zdaniem wielu badaczy zjawisko inwersji termicznej jest typowe dla wszystkich dolin i kotlin karpackich. Na terenie zapadliska przedkarpackiego, należącego do klimatu kotlin podgórskich, średnia roczna temperatura dla Krakowa wynosi 8,6°C, a dla Tarnowa 8,4°C. Mimo tak znacznych różnic w śred-

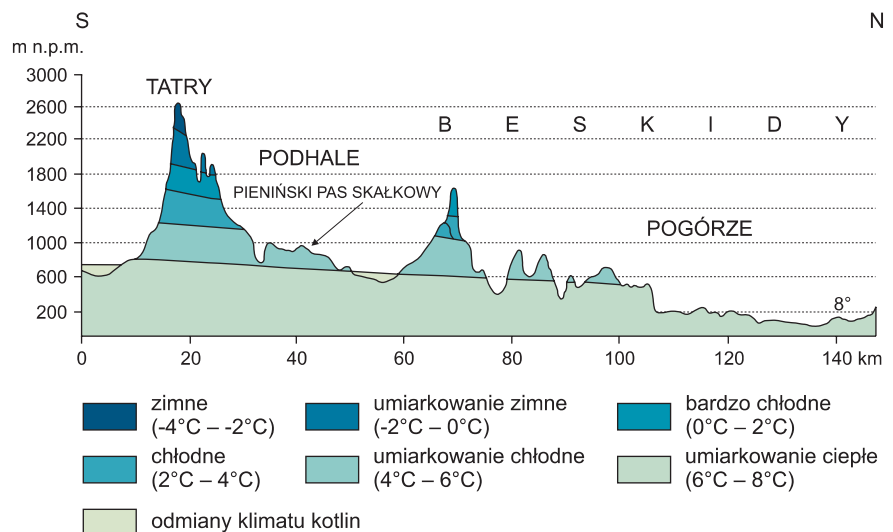


Fig. 7.5. Piętra klimatyczne polskich Karpat (wg M. Hessa, 1965)

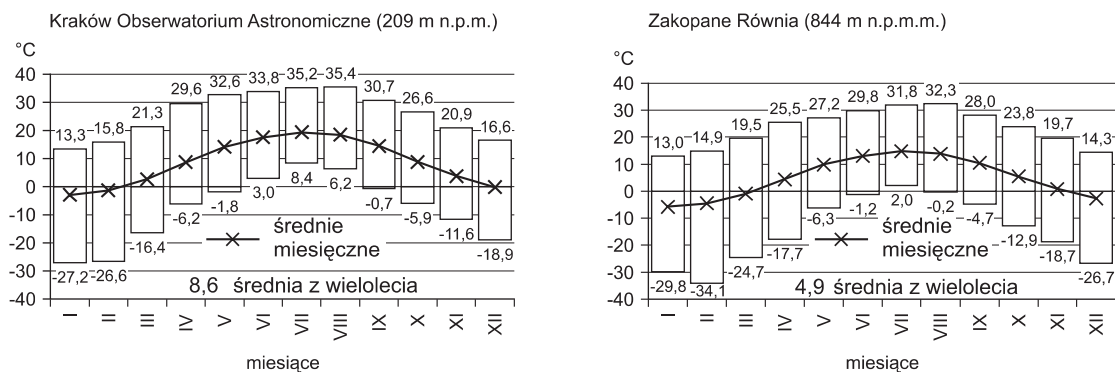


Fig. 7.6. Średnie miesięczne temperatury powietrza na tle wartości absolutnych z wielolecia 1931–1960 (opracowano na podstawie danych z Atlasu klimatycznego Polski, 1977–1979)

nich rocznych wartościach temperatury – od minusowych na Kasprowym Wierchu do ponad 8°C w obrębie zapadliska przedkarpackiego, rozkład średnich miesięcznych wartości w skali roku jest zbliżony (fig. 7.6).

Duży wpływ na kształtowanie warunków klimatycznych wywierają również kierunki i siła wiatru, szczególnie wiatry halne, które zimą są przyczyną dużych skoków termicznych oraz gwałtownego zaniku pokrywy śnieżnej. Przedostają się one z Tatr dolinami rzecznyymi, powodując znaczny spadek ciśnienia i wilgotności przy równoczesnym wzroście temperatury. Generalnie na terenie Karpat dominują wiatry południowo-zachodnie, a w obrębie zapadliska – zachodnie. Poza szeregiem czynników warunkujących możliwości infiltracyjne terenu pewną rolę odgrywają również takie parametry klimatyczne, jak: wilgotność powietrza, prężność pary wodnej, osłonecznienie, ciśnienie atmosferyczne oraz parowanie terenowe, które ze względu na urozmaiconą rzeźbę terenu w obrębie Karpat charakteryzuje się dużą zmiennością natężenia (U. Soczyńska red., 1997). Fakt ten szczególnie wyraźnie można obserwować w Tatrach i na Podhalu, gdzie w szczytowych partiach gór parowanie wynosi 230 mm (J.J. Małecki, 1998), w tatrzańskej części Czarnego Dunajca 305 mm (I. Gieysztor, 1961), a w zlewni Dunajca po Czorsztyń 360–365 mm (Z. Ziemońska, 1966). Na terenie Karpat zewnętrznych, w obrębie wyższych partii masywu, parowanie terenowe osiąga wartości ok. 400 mm, na Pogórzu Karpackim 500–650 mm, zaś

w Kotlinie Sandomierskiej powyżej 750 mm (I. Dynowska, M. Maciejewski red., 1991).

Budowa geologiczna

Karpaty należą do najmłodszych gór fałdowych systemu alpejskiego, stąd też ich wyraźna odrębność fizjograficzna i geologiczna w stosunku do innych regionów górskich Polski. Niezależnie od zmieniających się poglądów co do liczby i wieku fałdowań, wszyscy badacze od czasów V. Uhliga (1890) są zgodni, że decydującą rolę w kształtowaniu dzisiejszego ich obrazu odegrała tektonika orogenetyczna. Ponadto, szczególnie w obrębie kotlin śródgórskich, dużą rolę należy przypisać procesom neotektonicznym (H. Niedzielski, 1971; W. Ozimkowski, 1992; E. Stupnicka, 1997). Podział Karpat na wewnętrzne i zewnętrzne, zwane również fliszowymi, jest uwarunkowany przynależnością do dwu różnych bloków skorupy ziemskiej, pomiędzy którymi nad strefą subdukcji rozciąga się pieniński pas skałkowy o bardzo skomplikowanej budowie geologicznej (S. Sikora, 1976; K. Birkenmajer, 1977). Najmłodszą jednostką karpacką stanowi zapadlisko przedkarpackie wypełnione osadami miocenu.

Subregion Karpat wewnętrznych

W skład polskich Karpat wewnętrznych wchodzi trzy główne jednostki geologiczno-strukturalne o łącznej po-

wierzchni 1106 km²: Tatry, niecka podhalańska oraz pieniński pas skałkowy, stanowiący granicę pomiędzy Karpatami wewnętrznymi i zewnętrznymi (fig. 7.7).

Najbardziej ku południowi wysunięty jest masyw tatrzański, stanowiący gniazdo górskie wyniesione ponad otaczające je niecki paleogeńskie. Generalnie w obrębie Tatr wyróżnia się dwie strefy facjalno-tektoniczne:

- wierchową, składającą się z paleozoicznych skał magmowych i metamorficznych, tworzących trzon krystaliczny pokryty od północy osłoną skał osadowych, oraz nasuniętych na nie fałdów leżących Czerwonych Wierchów i Giewontu, ocalałych przed erozją części jądra krystalicznego (M. Bac-Mosaszewi i in., 1982; M. Bac-Mosaszewi, 1997);

- regłową, całkowicie pozbawioną skał krystalicznych, która została odkłuta od macierzystego podłoża i nasunięta w postaci płaszczowin na fałdujące się serie wierchowe (J. Lefeld, 1999). Rozciąga się ona wąskim pasem wzdłuż północnego brzegu Tatr. Osady te, reprezentowane przez wapienie, dolomity, margle i łupki margliste oraz piaskowce i zlepieńce triasu, jury i kredy, zostały sfałdowane w szereg płaszczowin i łusek tektonicznych, pociętych dodatkowo gęstą siecią uskoków, szczelin i spękań. U podnóża masywu odsłaniają się utwory spągowe ogniwa paleogenu Podhala, wykształcone w postaci serii węglanowych spoczywających na różnych jednostkach tektonicznych Tatr (P. Roniewicz, 1969; D. Małecka, P. Roniewicz, 1997).

Niecka podhalańska, określana również jako niecka artezyjska Podhala, stanowi największą jednostkę geologiczno-strukturalną Karpat wewnętrznych, rozciągającą się od Tatr po pieniński pas skałkowy (fig. 7.8). Miąższość osadów wypełniających tę mikrogeosynklinę, określona na podstawie wyników licznych wierceń badawczo-eksploatacyjnych, osiąga maksymalnie 2987 m (J. Chowaniec i in., 1997b; J. Chowaniec, 2003). Z hydrogeologicznego punktu widzenia ważny jest fakt, że utwory paleogenu Podhala są wykształcone w postaci dwu odmiennych pod względem litologicznym i facjalnym kompleksów skalnych – dolnego, o charakterze węglanowym, oraz górnego w postaci przelawicających się łupków i piaskowców fliszu podhalańskiego wieku eocen środkowy-oligocen. Utwory te zostały podzielone na cztery

ogniwa litofacjalne: warstwy szafarskie – występujące tylko w obrębie północnego skrzydła niecki, warstwy zakopiańskie – odsłaniające się zarówno w strefie przytatrzańskiej, jak i przypienińskiej, warstwy chochołowskie – budujące centralną część niecki, oraz niewielki fragment warstw ostryskich w obrębie zlewni Czarnego Dunajca (J. Gołąb, 1959; L. Watycha, 1959). Zaangażowanie tektoniczne fliszu podhalańskiego jest niewielkie (B. Halicki, 1963; L. Mastella, 1975; L. Mastella i in., 1988, 1996). Upady warstw wynoszą od kilku do kilkunastu stopni. Bardziej strome ich ułożenie obserwuje się na skrzydłach niecki – w strefie kontaktu z masywem tatrzańskim oraz wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego, gdzie upady dochodzą do 90°, a nawet spotyka się warstwy wstecznie pochylone ku północy (D. Małecka, 1981).

Pieniński pas skałkowy jest najbardziej skomplikowaną pod względem budowy geologicznej strukturą Podhala. Od południa, wzdłuż wielkiej linii dyslokacyjnej, graniczy z fliszem podhalańskim, od północy zaś z utworami fliszu Karpat zewnętrznych, które na terenie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej ukryte są pod miąższym nadkładem neogenu i czwartorzędu. Pierwotna szerokość zbiornika, w którym sedymentowały utwory pienińskiego pasa skałkowego, jest określana przez K. Birkenmajera na 120–150 km, a przez S. Sikorę na ok. 200 km (E. Stupnicka, 1997). Z powodu zróżnicowanych głębokości zbiornika utwory te reprezentują całą gamę osadów: od głębokomorskich, do których należą radiolaryty i wapienie rogowcowe serii pienińskiej (fig. 7.9), do płytkowodnych osadów serii czorsztyńskiej, w której główną rolę skałotwórczą odgrywają wapienie organodetrytyczne z dużym udziałem wapieni krynoidowych. Najwyższe ogniwa serii skałkowych i osłona skałkowa to osady o charakterze fliszu – piaskowce, zlepieńce i łupki. Cały inwentarz skalny reprezentują utwory należące do sześciu serii skałkowych: czorsztyńskiej, nidzickiej, czertezickiej, braniskiej, pienińskiej oraz haligowieckiej poza granicami państwa. Obejmują one ogniwa od dolnej jury po górną kredę oraz osłony skałkowej, do której należą najwyższa kreda i paleogen (M. Książkiewicz, 1972; K. Birkenmajer, 1977). Utwory te podlegały kilku etapom fałdowym, podczas których powstały formy typu diapirów, łusek i fałdów, pociętych dodatkowo gęstą siecią

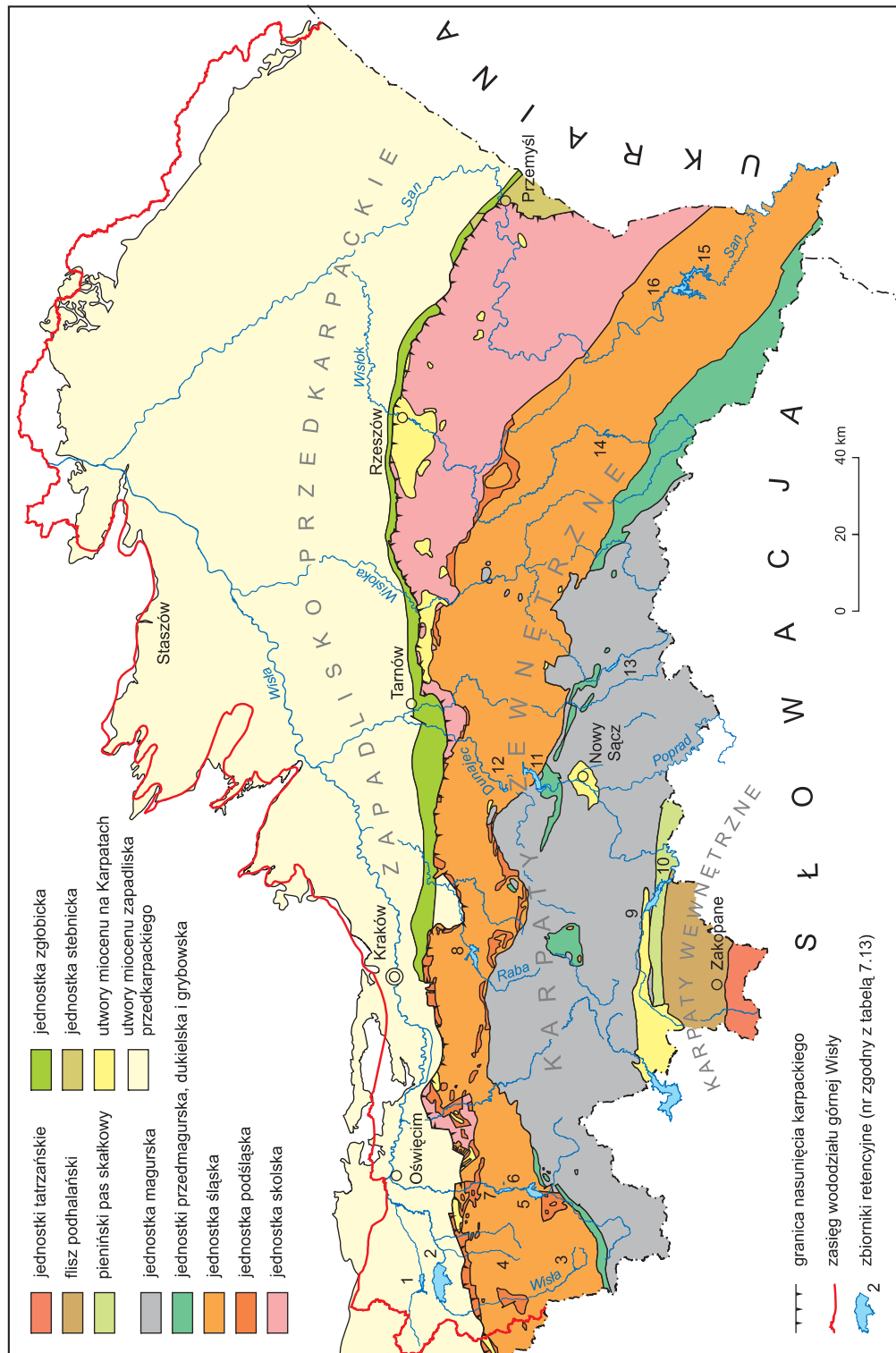


Fig. 7.7. Główne jednostki geostrukturalne regionu górnej Wisły

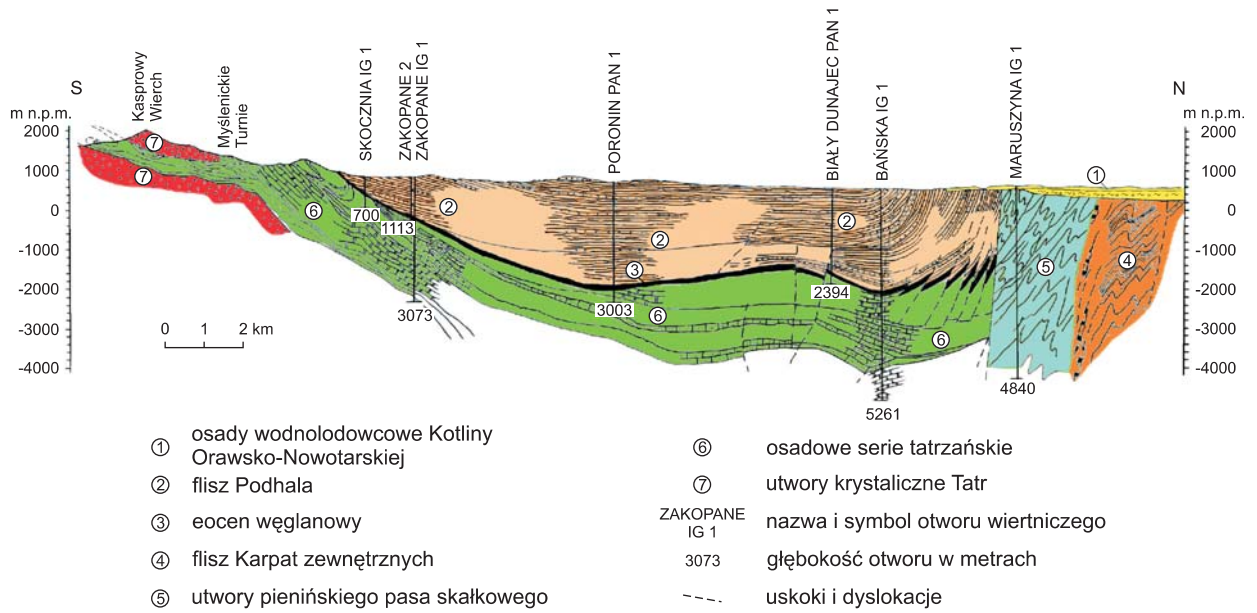


Fig. 7.8. Przekrój geologiczny Kasprowy Wierch–Maruszyna (D. Małecka, 2003)



Fig. 7.9. Szafflary – wapienie rogowcowe górnej jury pocięte drobnymi uskoki

uskoków. Obok form wielkopromiennych o kierunku równoleżnikowym obserwuje się całe zespoły mikrosynklin i antyklin o stromo pochyłonych skrzydłach. Niezależnie od wymienionych form, na terenie pasa skałkowego występuje również szereg dyslokacji nieciągłych o przebiegu południkowym, powodujących często poziome blokowe przesunięcie warstw, czego przykładem jest przełomowy odcinek Białki. Szczególnie wysoki stopień zaangażowania tektonicznego tej skomplikowanej struktury, określanej niekiedy mianem brekcji tektonicznej (D. Małecka, 1981), doprowadził do znacznego zmniejszenia pierwotnej szerokości zbiornika i uformowania się pasa skałkowego o szerokości zaledwie kilku kilometrów.

Subregion Karpat zewnętrznych

Karpaty zewnętrzne, w przeciwieństwie do omówionych wyżej jednostek litologiczno-strukturalnych Karpat wewnętrznych, charakteryzują się mniejszym zróżnicowaniem inwentarza skalnego. W budowie ich głównie biorą udział skały fliszowe kredy i paleogenu, które zdaniem S. Dżułyńskiego i A. Smitha (1964) stanowią formację jednofażalną osadzoną w morzu. W zachodniej części regionu, w obrębie utworów fliszowych występują przewarstwienia skał węglanowych nazywanych wapieniami cieczyńskimi. Basen sedymentacyjny, w którym gromadziły się osady pochodzące z niszczenia otaczających go lądów oraz podwodnych garbów i wypiętrzeń, według L. Koszarskiego i A. Ślaczki (1973) osiągał głębokość od 3 do 3,5 km i charakteryzował się dużą ruchliwością dna.

Na temat przyczyn, charakteru i stopnia zaangażowania tektonicznego Karpat zewnętrznych wypowiedało się wielu badaczy, m.in. R. Unrug (1980) oraz N. Oszczypko (1992). Ich zdaniem, ruchy fałdowe typu tektonicznego i płaszczowinowego odbywały się wielofazowo i trwały aż do późnego miocenu. W zbiorniku fliszowym powstało szereg dużych jednostek tektonicznych, w głównych zarysach pokrywających się z podziałem regionalnym Karpat. Do największych obszarowo należą: jednostka magurska, granicząca wzdłuż wielkiego uskoku przesuwczego z pienińskim pasem skałkowym (K. Birkenmajer, 1986), jednostka śląska, rozciągająca się na terenie całych Karpat zewnętrznych, oraz jednostka skolska, występująca w

północno-wschodniej części masywu, a także szereg mniejszych kompleksów skalnych (fig. 7.7). Wszystkie wymienione jednostki charakteryzują się równoległą orientacją w stosunku do osi łańcucha karpackiego. W czasie neogeńskich ruchów tektonicznych skały fliszowe zostały odklute od macierzystego podłoża, sfałdowane płaszczowinowo i nasunięte na utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego. Utwory wieku mioceńskiego zachowały się również w Kotlinie Sądeckiej oraz w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, gdzie zalegają na silnie zdyslokowanej powierzchni podpaleogeńskiego cokołu skalnego (P. Pomianowski, 1995). O dużym zróżnicowaniu podłoża świadczą wyniki głębokich wierceń w rejonie stożka Czarnego Dunajca (L. Watycha, 1970, 1971) oraz liczne wiercenia wykonane w związku z budową zbiornika czorsztyńskiego (H. Niedzielski, 1971; J. Dziwański red., 1998).

Pod względem wykształcenia litologicznego miocen Kotliny Orawsko-Nowotarskiej wykazuje wiele cech wspólnych z osadami Kotliny Sądeckiej (N. Oszczypko, 1973). W obu przypadkach zaznacza się zdecydowana przewaga warstw ilasto-mułowcowych nad piaszczysto-żwirowymi. Najpełniejszy profil utworów wypełniających Kotlinę Orawsko-Nowotarską został rozpoznany na podstawie dwóch głębokich wierceń reprezentujących zachodnią i centralną część tego śródgórskiego zapadliska. W otworze Czarny Dunajec IG 1 pod 28,5-metrowym nadkładem żwirów, piasków i otczaków czwartorzędowych występuje miąższy (28,5–950 m) kompleks utworów mioceńskich, wykształconych w postaci ilów pylastych, zlepieńców z wkładkami piasku i żwiru, spoczywających na fliszu jednostki magurskiej, nie przewierconej do głębokości 1202,6 m. Profil centralnej części niecki rozpoznano na podstawie wiercenia Nowy Targ PIG 1 o głębokości 3853 m. W otworze tym poniżej żwirów i piasków czwartorzędowych na głębokości 59,5 m nawiercono kompleks utworów neogeńskich wykształconych w postaci ilów, mułowców i kredy jeziornej z wkładkami węgla brunatnego o miąższości 26,5 m. Poniżej, w przedziale głębokości 96–3675 m, występują utwory płaszczowiny magurskiej, a następnie osady reprezentujące pieniński pas skałkowy. Uzyskane wyniki wierceń w pełni potwierdzają fakt dużego zróżnicowania zarówno podłoża Kotliny, jak i miąższości wypełniających ją utworów.

Subregion zapadliska przedkarpackiego

Zapadlisko przedkarpackie, określone zwartym zasięgiem występowania osadów neogenu, jest najmłodszą jednostką alpidów w Polsce. Jest to struktura o charakterze rowu przedgórskiego, wypełniona osadami miocenu i czwartorzędu. Geneza jej była zależna od przebiegu sedymentacji na obszarze Karpat zewnętrznych, w końcowych etapach ich rozwoju (E. Stupnicka, 1997). Osady wypełniające zapadlisko, spoczywające na różnym wiekowo, mezozoicznym i paleozoicznym podłożu, charakteryzują się zmienną miąższością, od około 100 m w północnej, brzeżnej części zapadliska do 3000 m w strefie przykarpackiej. Przewężenie, zwane rygłem krakowskim (R. Ney, 1968), o szerokości zaledwie kilku kilometrów, dzieli je na dwie części różniące się budową geologiczną: znacznie większą część wschodnią – od ujścia Sanu do Wisły po brzeg nasunięcia karpackiego na odcinku od Krakowa po Przemyśl, oraz mniejszą, zachodnią, obejmującą kotliny Oświęcimską i Raciborską. Część wschodnia, o szerokości kilkadziesiąt kilometrów, obejmuje rozległą Nizinę Sandomierską i kontynuuje się ku wschodowi poza granice państwa. Wypełniające ją utwory charakteryzują się dużym zróżnicowaniem zarówno w profilu pionowym, jak i w poziomym ich rozprzestrzenieniu. Generalnie wydzieliła się w nich trzy kompleksy skalne z charakterystycznym poziomem osadów chemicznych, ewaporatów gipsowo-solnych (N. Oszczytko, 1999). W bezpośrednim sąsiedztwie nasunięcia karpackiego oraz częściowo pod nim – pod sfałdowanymi osadami miocenu występuje facja chlorkowa ze złożami soli kamiennej, powszechnie znanej z Wieliczki i Bochni, natomiast na północ od nasunięcia – poza rejonem Rzeszowa – rozpowszechniona jest facja siarczanowa z anhydrytami.

W centralnej części zapadliska nad osadami typu chemicznego występuje gruby kompleks praktycznie bezwodnych utworów ilastych, odsłaniających się na powierzchni w postaci obszarów otoczonych pokrywą piasków i żwirów czwartorzędowych.

Po północno-zachodniej stronie Wisły na przeważającym obszarze występują osady ilaste neogenu z rzadkimi przewarstwieniami piasków i mułków, wykształcone w facji iłłów krakowieckich. Na granicy z trzonem pa-

leozoicznym Gór Świętokrzyskich spod utworów tych odsłaniają się osady detrytyczne w postaci piaskowców, żwirów i zlepów muszlowych rejonu Romanówki i Dwikoż nad Wisłą oraz wapieni litotamniowych rejonu Staszowa. Poniżej ujścia Sanu, wzdłuż fleksury Zawichostu wapień jury górnej kontaktują się z utworami kredy, wykształconej głównie w postaci margli i opok niecki lubelsko-radomskiej.

W zachodniej części zapadliska miąższość miocenu jest znacznie mniejsza i w odróżnieniu od zaburzonej tektonicznie strefy przykarpackiej charakteryzuje się poziomym ułożeniem warstw. Stwierdzono tu występowanie licznych uskoku oraz ruchów przesuwczych wzdłuż uskoku Zawichostu.

Na terenie całego zapadliska utwory czwartorzędowe reprezentowane są głównie przez osady aluwialne Wisły i większych jej dopływów oraz lokalnie występujących piasków i glin zlodowacenia południowopolskiego, niekiedy pokrytych warstwą lessów.

Charakterystyka hydrogeologiczna

W badaniach hydrogeologicznych szczególnie wiele uwagi poświęca się problematyce możliwości eksploatacyjnych wód podziemnych stanowiących główne źródło zaopatrzenia ludności i przemysłu w wodę. Określenie tych możliwości wymaga zawsze szczegółowego rozpoznania regionalnych warunków hydrogeologicznych w zakresie właściwości kolektorskich skał, zasilania, krążenia i drenażu wód podziemnych oraz ilościowej i jakościowej ich charakterystyki. W podziale C. Kolagi (1983) granice podregionów hydrogeologicznych, wchodzących w skład analizowanego terenu, pokrywają się z granicami jednostek geologiczno-strukturalnych. Do powszechnie stosowanych należą: podział B. Paczyńskiego (1980), w którym u podstaw regionalizacji legły przede wszystkim kryteria hydrostrukturalne oraz udział głównych poziomów wodonośnych, a także regionalizacja słodkich wód podziemnych Polski w zmodyfikowanym ujęciu A.S. Kleczkowskiego, która w dużym stopniu uwzględnia kryteria morfologiczne i hydrologiczne oraz uwypukla rolę utworów czwartorzędowych (patrz rozdział 3). Wyjątkowa zbieżność cech morfologicznych, geologicznych i klimatycznych w obrębie anali-

zowanych subregionów znajduje wyraźne odzwierciedlenie w podziale Karpat i zapadliska przedkarpackiego na jednolite części wód podziemnych (JCWPd).

Subregion Karpat wewnętrznych

Hydrogeologiczne rozpoznanie terenu uwzględniające wyniki badań stacjonarnych prowadzonych od lat 70. ubiegłego stulecia przez Uniwersytet Warszawski na terenie Tatr i Podhala oraz prace Oddziału Karpackiego Państwowego Instytutu Geologicznego bazujące na wynikach wierceń hydrogeologicznych i badawczo-eksploatacyjnych wykazały, że Tatry nie tworzą odrębnej jednostki hydrogeologicznej, lecz wchodzi w skład większego systemu wodonośnego, który stanowi górna część zlewni Dunajca. Występują tu dwa główne systemy krążenia wód podziemnych: wody o zwierciadle swobodnym, które bez względu na charakter środowiska skalnego (ośrodek porowy, szczelinowy czy szczelinowo-krasowy) układają się współkształtnie z morfologią terenu, oraz wody głębokiego krążenia, izolowane od powierzchni terenu mięszszym kompleksem fliszu podhalańskiego. W przypadku wód płytkiego krążenia granicę występowania tego poziomu wyznacza powierzchniowy dział wodny zlewni Dunajca, a więc wykraczają one poza geologiczną granicę Karpat wewnętrznych, obejmując wszystkie jednostki geomorfologiczne wchodzące w skład Podhala (tab. 7.2) oraz południowe stoki Karpat zewnętrznych. Zasięg występowania wód głębokiego krążenia jest uwarunkowany drożnością serii tatrzańskich i eocenu węglanowego, zapadających pod twory fliszowe Karpat wewnętrznych, co stwarza klasyczne warunki artezyjskie. Północną granicę tego zbiornika stanowią twory pienińskiego pasa skałkowego, tworzące naturalną barierę uniemożliwiającą dalszą migrację wód ku północy. Fakt ten potwierdziły wyniki wiercenia w Maruszynie o głębokości około 5 km (K. Birkenmajer, 1986).

Sytuacja geostrukturalna niecki artezyjskiej Podhala wskazuje, że zarówno ku zachodowi, jak i ku wschodowi zbiornik ten kontynuuje się poza granice państwa.

W zasilaniu wód podziemnych obu systemów wodonośnych dominującą rolę odgrywa masyw tatrzański, spełniający rolę głównego obszaru zasilania zarówno dla

orograficznej części masywu, jak i całego Podhala, łącznie z Kotliną Orawsko-Nowotarską gromadzącą wody powierzchniowe i podziemne z otaczających ją terenów (D. Małecka, 1984). W obrębie masywu tatrzańskiego reprezentowane są wszystkie rodzaje wód: porowe, szczelinowe i szczelinowo-krasowe. Charakterystyczny układ równoleżnikowo przebiegających elementów litologiczno-strukturalnych z prostopadłą orientacją głęboko wciętych dolin rzecznych sprzyja kontaktowaniu się wód podziemnych z wodami powierzchniowymi. Bez względu na pozycję stratygraficzną, możliwości kolektorskie skał zbiornikowych uwarunkowane są istnieniem wzajemnie skomunikowanych próżni, tworzących mniej lub bardziej zawiły splot przewodów hydraulicznych. Największe znaczenie mają tu wapienie i dolomity triasu środkowego, z którymi jest związany zasadniczy rozwój krasu, mimo iż krasowieniu podlegają również wapienie górnej jury i dolnej kredy, a także zlepieńce, wapienie i dolomity eocenu węglanowego, stanowiące spągowe ogniwo paleogenu Podhala (D. Małecka, P. Roniewicz, 1997; D. Małecka, J.J. Małecki, 2005).

Przyjmując jako kryterium podziału głębokość penetracji infiltrujących wód opadowych i roztopowych oraz kierunki ich przepływu w obrębie orograficznej części Tatr, wody podziemne można podzielić na:

- wody gruntowe, charakteryzujące się zbieżnością kierunków przepływu z ogólną tendencją pochylecia terenu,

- wody głębszych systemów krążenia, reprezentujące głęboką penetrację masywu. W tym przypadku dominujące są dwa kierunki przepływu: równoleżnikowy, poprzeczny w stosunku do powierzchniowych działów wodnych, uwarunkowany rozciągłością jednostek litologiczno-strukturalnych, i południkowy, zgodny z sekwencją zapadania serii tatrzańskich i eocenu węglanowego pod osady fliszu Podhala. W pierwszym przypadku zasilanie, krążenie i drenaż wód wiąże się z orograficzną częścią masywu, w drugim obszarze zasilania są Tatry, ale drogi krążenia wykraczają poza obręb Tatr aż do północnej granicy niecki artezyjskiej Podhala (D. Małecka, J.J. Małecki, 1996).

W obszarach chronionych, do których należą Tatry, gdzie brak penetracji terenu otworami wiertniczymi, roz-

poznanie warunków hydrogeologicznych z konieczności musi się opierać na badaniach nieinwazyjnych, dotyczących określenia szczelinowatości masywu (G. Barczyk i in., 1995), niezgodności powierzchniowych i podziemnych działów wodnych (D. Małecka, 1993; G. Barczyk, W. Humnicki, 1999), a także na wynikach obserwacji i okresowych pomiarach przepływu wywierzysk i potoków odwadniających północne stoki Tatr. Obliczenia wykazały, że moduły zasilania wód podziemnych są bardzo zróżnicowane, od kilku do ok. $50 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$ w obszarach wschodni skał osadowych podlegających krasowienu. Mimo iż na terenie Tatr zdecydowanie przeważa spływ nad infiltracją, odpływ wód podziemnych będący miarą czynnej retencji masywu stanowi około 25% ogólnej sumy opadów atmosferycznych. Przyjmując założenie, że w czasie stanów niżówkowych odpływ rzek formowany jest na drodze drenażu wód zmagazynowanych

w masywie, obliczono wartości modułu odpływu podziemnego dla poszczególnych zlewni (fig. 7.10) oraz całego masywu. Parametr ten w obrębie północnych stoków Tatr wynosi $11,8 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$. Jest to wartość zbieżna z wynikami obliczeń hydrogeologów słowackich (E. Kullman, M. Zakovič, 1974; V. Hanzel, 1987). Natomiast moduł odpływu podziemnego w obrębie poszczególnych zlewni różni się w szerokim zakresie. Największym zawodnieniem charakteryzują się zlewnie potoków Bystrej i Olczyskiego, zasilane na drodze dopływu wód krasowych spoza granic zlewni powierzchniowych. Do najmniej zasobnych w wody podziemne, poza potokiem Waksmundzkim, należy zlewnia Suchoj Wody, stanowiąca główny obszar zasilania wywierzysk Goryczkowego i Olczyskiego. Największą stabilnością odpływu charakteryzują się zlewnie o dużym udziale jezior, czego przykładem są Rybi Potok i Roztoka (W. Humnicki, 1989). Dodatkowym

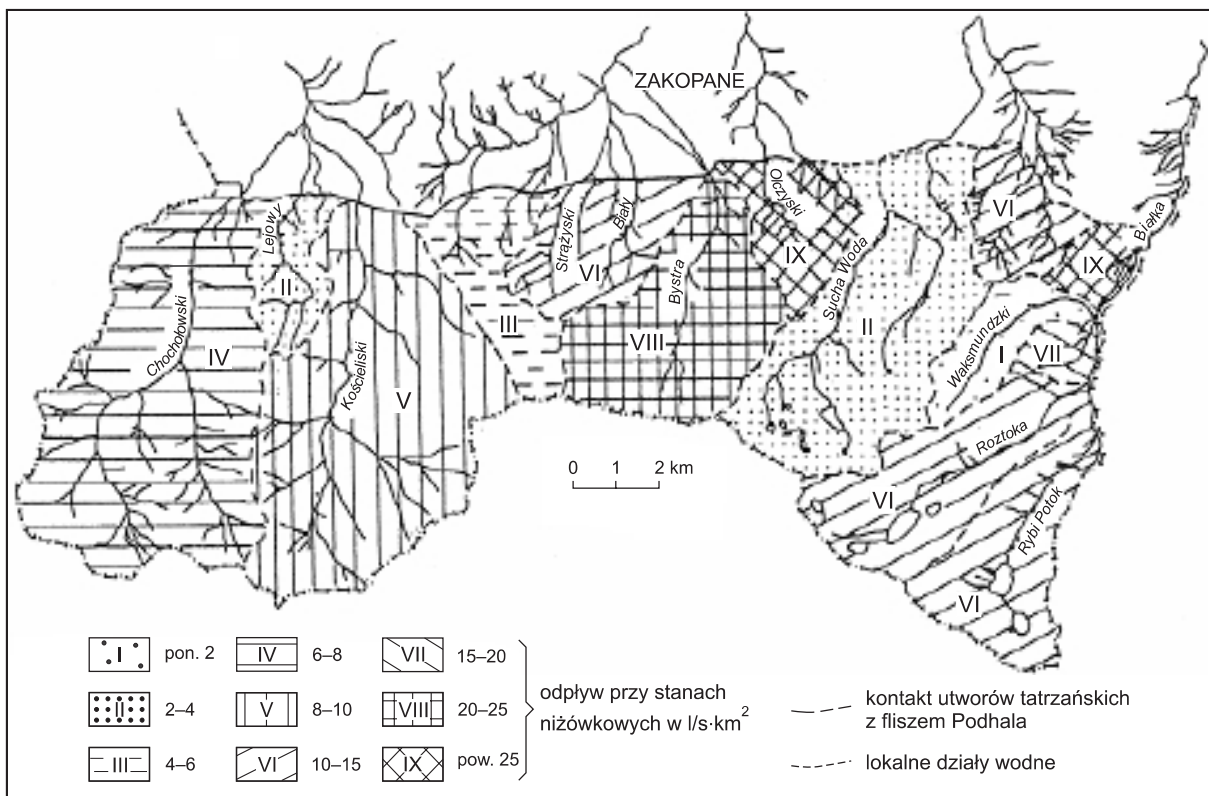


Fig. 7.10. Mapa odpływu podziemnego północnych stoków Tatr polskich (D. Małecka, 1996a)

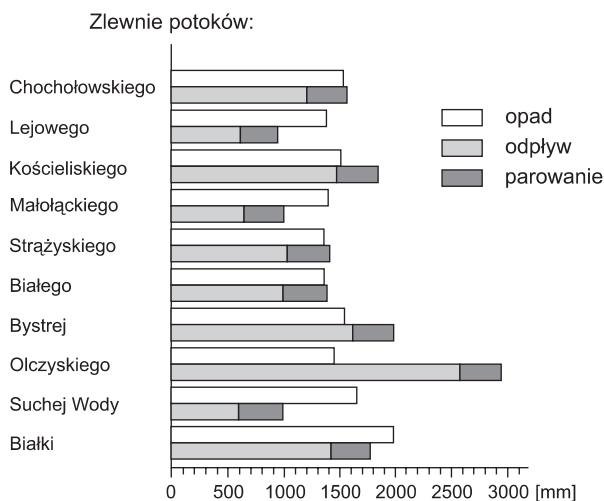


Fig. 7.11. Porównanie wskaźników bilansu wodnego zlewni tatrzańskich (D. Małecka, 1996a z uzupełnieniami)

potwierdzeniem zróżnicowania stopnia zawodnienia poszczególnych zlewni są wyniki obliczeń bilansowych (fig. 7.11).

Z racji zróżnicowania litologicznego utworów budujących masyw tatrzański niektóre kompleksy skalne spełniają rolę poziomów izolujących, inne zaś charakteryzują się objawami wodonośności. Stan zaangażowania tektonicznego powoduje, że rozciągłość ich jest zmienna, poprzerywana dyslokacjami poprzecznymi ułatwiającymi przepływ i kontaktowanie się wód. W strefach dyslokacyjnych oraz w sąsiedztwie powierzchni szarżazu mas skalnych dochodzi do powstania gęstej sieci spękań i rozkruszenia skał, jak to stwierdzono w wierceniach na Antałówce (D. Małecka, D. Poprawa, 1979; D. Małecka, J.J. Małecki, 2005). Wyniki badań stacjonarnych wykazały, że wody krążące w masywie za pośrednictwem skomplikowanych i zawiłych dróg krąże-



Fig. 7.12. Wywierzyisko Olczyńskie, w głębi Hała Olczyńska (fot. A. Niedek)

nia w ogólnej masie pozostają między sobą w więzi hydraulicznej. Jednocześnie kulminacje rejestrowane we wszystkich wywierzykach i badanych źródłach odzwierciedlają reakcję całego masywu na opady atmosferyczne – stanowią rezultat przenoszenia ciśnień panujących w górotworze.

Dla przykładu przytoczono krótką charakterystykę dynamiki przepływu jednego z wywierzyk, które daje początek potokowi Olczyskiemu. Wywierzisko to jest położone na wysokości 1042 m n.p.m. po zachodniej stronie rozległej hali, u podnóża stromego, gęsto porośniętego lasem zbocza (fig. 7.12). Woda wypływa ascenzyjnie z owalnej niszy o średnicy około 9 m, a przy wysokich stanach dodatkowo uruchamiany jest jeszcze wypływ punktowy u podnóża pionowej ściany ograniczającej wywierzisko od południa. Całą niszę pokrywa rumosz skał węglanowych oraz okruchy piaskowców i skał krystalicznych zalegających na wapieniach i dolomitach triasu serii reglowej (fig. 7.13).

O istnieniu podziemnego systemu próżni i korytarzy krasowych umożliwiających zasilanie wywierzyska z terenu zlewni Suchoj Wody pisał już w 1933 r. A. Wrzosek. Eksperymentalnie fakt ten został potwierdzony przez T. Dąbrowskiego i J. Głazka (1968), a następnie, po zamontowaniu wodowskazu, przez badania barwnikowe Uniwersytetu Warszawskiego (D. Małecka, 1985; J. Pachla, W. Żaczekiewicz, 1985; D. Małecka, W. Humnicki, 1989). Uzyskane wyniki jednoznacznie wykazały, że przy różnym stopniu zawodnienia masywu uruchamiane są odpowiadające im systemy krążenia, warunkujące szybkość przepływu wód (tab. 7.5).

Różnica rzędnych pomiędzy miejscem wprowadzenia i pojawienia się barwnika wynosi 388 m – przy błędnym z konieczności założeniu prostoliniowości przepływu, na drodze 3,4 km. Wywierzisko Olczyskie należy do źródeł mało zmiennych i zmiennych. Maksymalne wydatki wywołane nawałnymi opadami deszczu, określane na drodze interpretacji krzywej konsumpcyjnej, z reguły są krótkotrwałe i mogą przekraczać 7 tys. l/s. Wydajności średnie kształtują się w granicach 400–850 l/s, natomiast minima przypadające na miesiące zimowe i wczesną wiosnę zawarte są w granicach 130–240 l/s. W okresach niżówkowych różnice między wydajnością wywierzyska a objętoś-

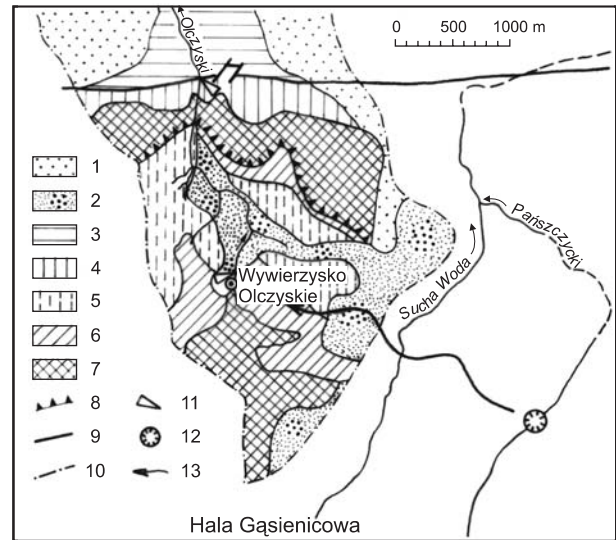


Fig. 7.13. Szkic geologiczny tatrzańskiej części zlewni potoku Olczyskiego z lokalizacją wywierzyska (D. Małecka, W. Humnicki, 1989)

Czwartorzęd (plejstocen): 1 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 2 – pokrywy morenowe; paleogen: 3 – łupki z cienkimi wkładkami piaskowców (flisz Podhala – warstwy zakopiańskie), 4 – zlepieńce, dolomity i wapień numulitowe (eocen węglanowy); jura dolna: 5 – łupki margliste i margle, wapień płytowe z wkładkami syderyticznych, białe masywne kwarcyty; trias górny: 6 – łupki, wapień i dolomity; trias środkowy: 7 – dolomity płytowe z przewarstwieniami wapieni, dolomity cukrowate i brytowe, 8 – linia nasunięcia jednostki Małej Świnicy, 9 – granica geologiczna serii tatrzańskich z fliszem Podhala, 10 – granica zlewni potoku Olczyskiego, 11 – wodowskaz, 12 – miejsce wprowadzenia barwnika, 13 – kierunek przepływu wód krasowych zasilających wywierzisko

Tabela 7.5

Wpływ stanu zawodnienia masywu na szybkość przepływu wód krasowych (D. Małecka, W. Humnicki, 1989)

Stan na wodowskazie Olczyskim [cm]	Wydajność wywierzyska [l/s]	Czas pojawienia się barwnika na drodze ponor–wywierzisko [h]	Szybkość przepływu wód krasowych [m/s]
520,0	700	48	0,0197
522,5	850	40	0,0236

cią prowadzonych przez potok wód są nieznaczne. Stąd też przy zachowaniu przepływu nienaruszalnego potoku jako wartość graniczną możliwą do ujęcia przyjęto 75 l/s.

Poza potokiem Olczyskim wodociągi zakopiańskie korzystają z czterech ujęć powierzchniowych potoków: Bystra, Jaworzynka, Małolącki i Kościeliski oraz pięciu ujęć wód podziemnych zasilanych przez źródła tatrzańskie.

Według danych SEWIK-u zdolność produkcyjna tych ujęć wynosi łącznie 706 m³/h, przy czym największy udział ma tu ujęcie w Kuźnicach, zasilane przez wody porowe pokrywy morenowej oraz wody szczelinowo-krasowe dolomitów środkowego triasu. Z uwagi na zmienną wydajność ujmowanych źródeł, spowodowaną sezonowością zasilania, wodociąg dodatkowo wspomagany jest przez wody powierzchniowe potoku Bystra.

Masyw tatrzański stanowi również obszar zasilania dla wód głębokiego krążenia niecki artyzyjskiej Podhala.

W 1963 r. na Antałówce w Zakopanem został odwiercony pierwszy otwór badawczo-eksploatacyjny Zakopane IG 1 o głębokości 3073 m. Otwór ten, z racji zakresu prowadzonych w nim badań oraz długoletnich obserwacji dynamiki i chemizmu wód (J.J. Małecki, 1995), stanowi reper, na tle którego były analizowane wyniki kolejnych wierceń. Profile tych wierceń potwierdzają, że podłoże paleogenu jest przedłużeniem elementów geologiczno-strukturalnych Tatr (J. Chowaniec i in., 1997b) oraz że eocen węglanowy i mezozoiczne serie tatrzańskie z hydrogeologicznego punktu widzenia stanowią połączone hydraulicznie systemy wodonośne (J. Chowaniec, 1989, 2003; B. Kępińska, 1997; D. Małecka, J.J. Małecki, 1998). Między innymi potwierdzeniem tego są wyniki badań eksperymentalnych prowadzonych na terenie obszaru górniczego „Zakopane”, w zasięgu którego znajdują się otwory Zakopane IG 1, Zakopane 2 i Skocznia IG 1, a także ujęcia miejskie źródeł Pod Capkami oraz Barany,

Baptyści w Jaszczurówce (fig. 7.14). Nadmierna eksploatacja któregokolwiek z wymienionych otworów zaburza stan równowagi przyrodniczej w obrębie podfliszowych poziomów wodonośnych oraz wpływa na spadek wydajności źródeł. Poza tym współkształtność ciśnień złożowych, obserwowanych w otworach wiertniczych, z przebiegiem wydajności źródeł wskazują, że eocen węglanowy i osado-

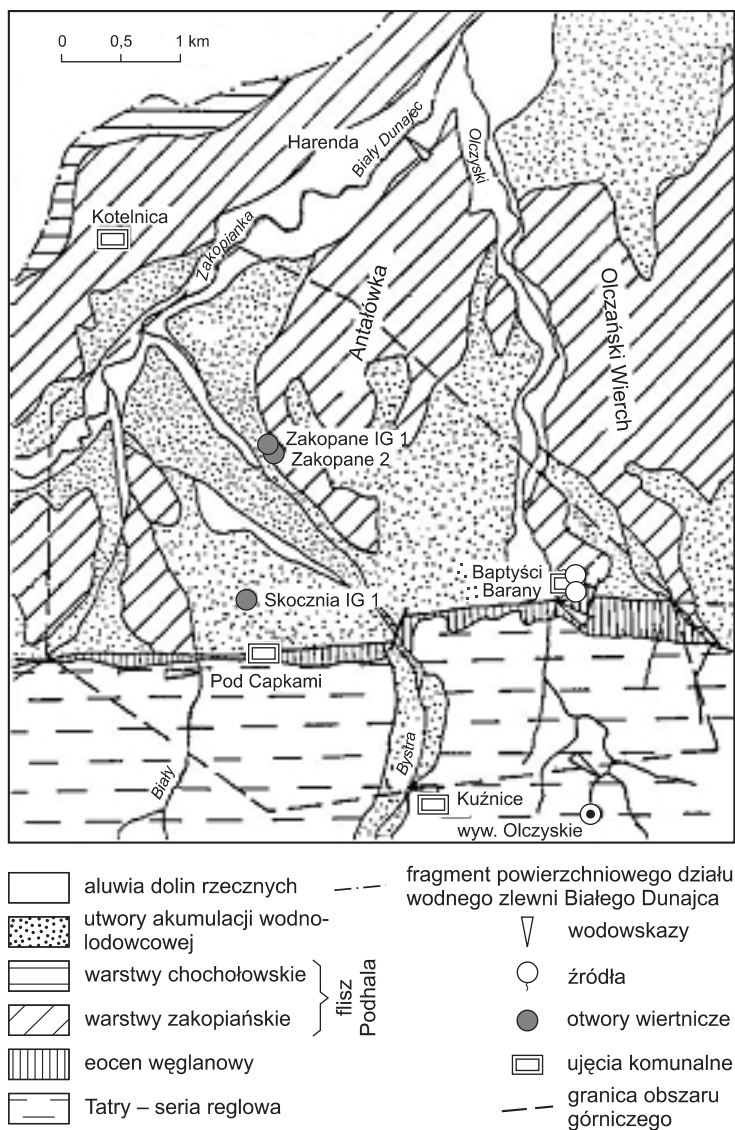


Fig. 7.14. Granice obszaru górniczego wód termalnych Antałówki (D. Małecka, 2003)

we serie tatrzańskie tworzą wspólny system hydrauliczny wyraźnie reagujący na sezonowość klimatyczną. Potwierdzeniem tej więzi jest bezpośrednia reakcja na pompowanie któregośkolwiek z tych otworów, mimo 500-metrowej

różnicy w głębokości ujmowanych kompleksów wodonośnych (fig. 7.15).

Wśród otworów badawczo-eksploatacyjnych odwierconych na terenie niecki podhalańskiej część stanowią

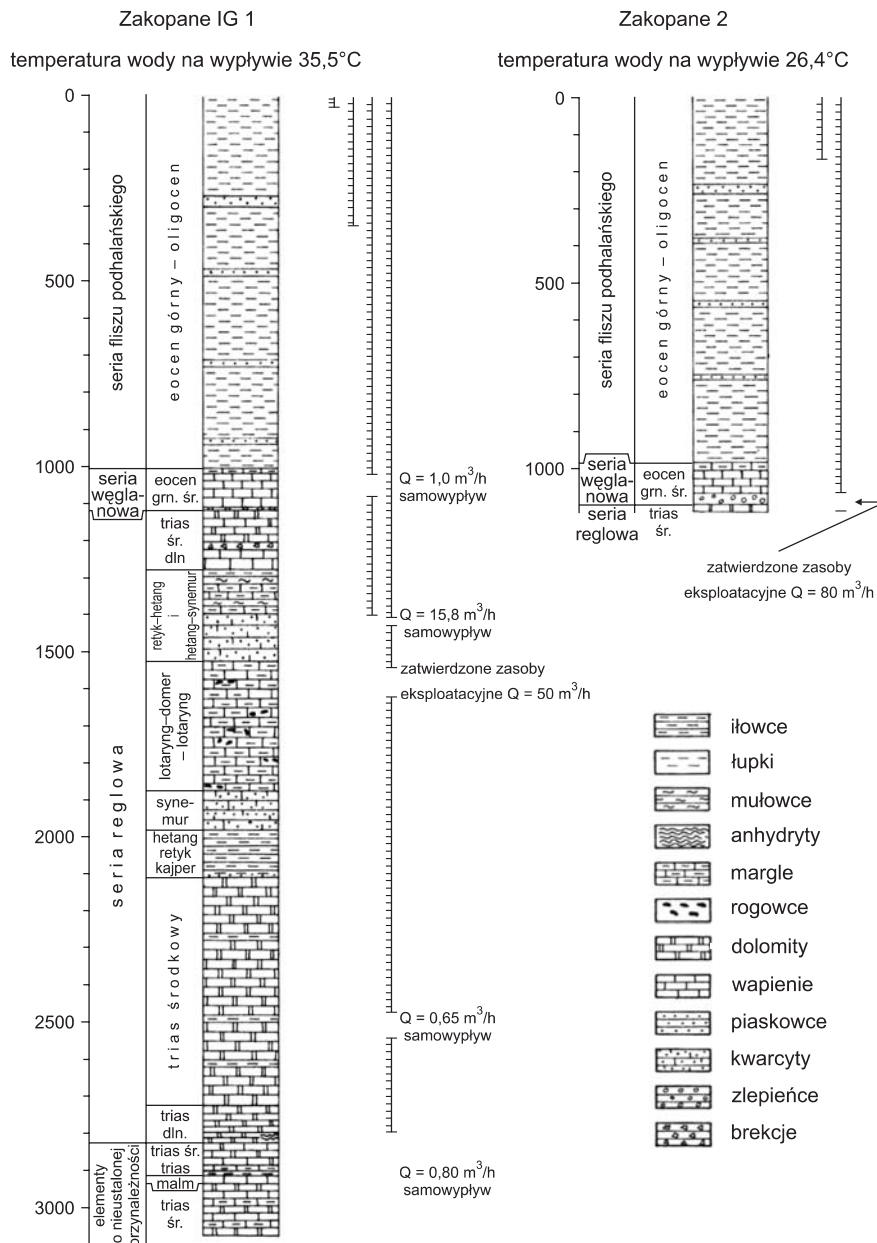


Fig. 7.15. Schematyczne profile oraz wyniki badań hydrogeologicznych otworów ujmujących wody termalne na Antałowce (D. Małacka i in., 1977)

otwory ujmujące łącznie eocen węglanowy i serie tatrzańskie. Pozostałe reprezentują możliwości eksploatacyjne bądź to samego eocenu, bądź też serii tatrzańskich. Dodać należy, że w przypadku eocenu węglanowego wszystkie otwory zlokalizowane są w obrębie południowego skrzydła niecki artrezyjskiej Podhala, a głębokości ujmowania tego poziomu wynoszą od 100 do 1000 m. W przypadku serii tatrzańskich zarówno lokalizacja, jak i głębokość ujmowanych kompleksów wodonośnych jest zróżnicowana, od 500 do ponad 3000 m. Wydajności eksploatacyjne poszczególnych otworów w obrębie południowego skrzydła niecki wynoszą od kilku m³/h w otworze Staników Żleb do 80 m³/h w otworze Zakopane 2 (D. Małecka, J.J. Małecki, 1998). Natomiast w centralnej i północnej części niecki, jak wykazały badania prowadzone przez Karpacki Oddział PIG i Geotermię Podhalańską SA, kształtują się w granicach od 50 do 150 m³/h, przy maksymalnej wydajności 270 m³/h uzyskanej po kwasowaniu otworu Biały Dunajec PAN 1.

Wody podfliszowych poziomów wodonośnych w obrębie południowego skrzydła niecki są wykorzystywane jako lokalne źródło zaopatrzenia ludności (ujęcie w Zakopanem oraz wiercenia studienne Hrubi Regiel IG 2, Staników Żleb i Skocznia IG 1 na terenie Zakopanego), a także jako wody termalne Antałówki, przeznaczone na potrzeby budowy kompleksu basenowo-balneologicznego w Zakopanem (patrz tom II). Zainteresowanie wykorzystaniem wód termalnych jako czystego energetycznie surowca doprowadziło do powstania w latach 1989–1993 Doświadczalnego Zakładu Geotermalnego i rozpoczęcia budowy instalacji dostarczającej ciepło do pobliskich miejscowości (J. Sokołowski, 1984, 1985, 1989; J. Nowicki i in., 1985; J. Sokołowski, D. Poprawa, 1985). Ten etap badań, realizowany przez PAN, zapoczątkował eksperyment polegający na przesyłaniu systemem rurociągów wód termalnych z otworu Bańska IG 1 i tłoczeniu ich do otworu Biały Dunajec PAN 1, przy równoczesnym odbiorze ciepła. Od 1995 r. prace badawcze związane

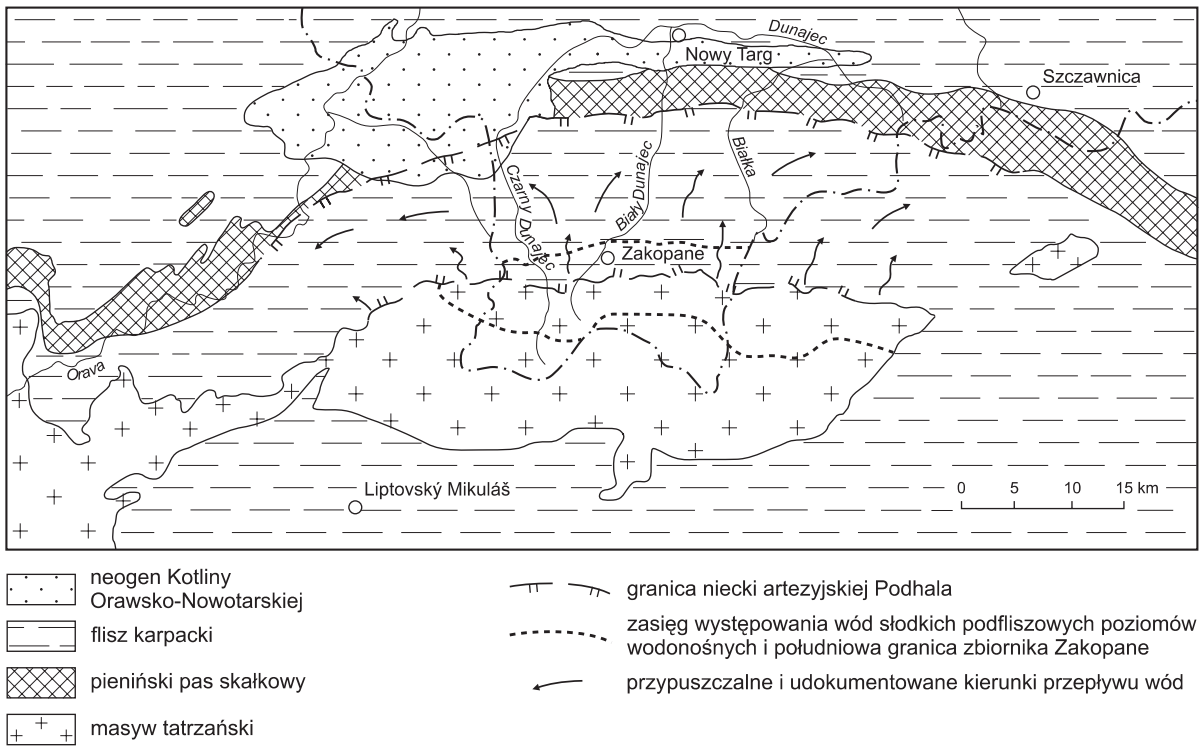


Fig. 7.16. Kierunki przepływu wód nap tle sytuacji geostrukturalnej niecki artrezyjskiej Podhala (D. Małecka, 1993)

z eksploatacją i zagospodarowaniem energii geotermalnej na Podhalu oraz rozpoznanie parametrów eksploatacyjnych ujmowanych kompleksów wodonośnych są prowadzone przez Laboratorium Geotermalne PAN. Ważnym problemem jest określenie, w jakim stopniu eksploatacja wód termalnych w systemie dubletu otworów Bańska–Biały Dunajec wpłynie na zaburzenie relacji w przyrodniczo uwarunkowanym krążeniu wód oraz w jakim stopniu ulegnie modyfikacji ich skład chemiczny i temperatura (patrz tom II). Najpełniejszy opis prowadzonych badań eksperymentalnych zawierają opracowania monograficzne B. Kępińskiej (1997, 2001). Również wiele interesujących danych na temat występowania i możliwości eksploatacyjnych wód niecki artezyjskiej Podhala dostarczyły kompleksowe badania hydrogeologiczne prowadzone na przełomie lat 1996/1997 przez Oddział Karpacki Państwowego Instytutu Geologicznego. Między innymi pozwoliły one na określenie szybkości przepływu wód od obszaru zasilania w kierunku północnym, gdzie wody natrafiając na szczelną barierę utworów pienińskiego pasa skałkowego rozprzyskują się wachlarzowo ku wschodowi i zachodowi poza granicę państwa (fig. 7.16).

Zdaniem S. Witzaka (J. Chowaniec i in., 1997a), szybkość przepływu w południowej części niecki jest rzędu kilkudziesięciu metrów na rok, natomiast w strefie przypienińskiej zmniejsza się do kilku metrów na rok. Według klasyfikacji S. Witzaka i A. Adamczyka (J.J. Małecki red., 2006) odpowiada to ruchowi średnio szybkiemu do bardzo wolnego.

Jak już podkreślano, flisz podhalański pełni rolę kompleksu izolującego wody niecki artezyjskiej Podhala od wpływu czynników zewnętrznych. Nie znaczy to jednak, że twory te stanowią kompleks całkowicie pozbawiony możliwości eksploatacyjnych. Generalnie do głębokości umożliwiających krążenie i wymianę wód flisz charakteryzuje się słabymi właściwościami kolektorskimi. Nieco lepszymi w przypadku warstw chochołowskich o większym udziale piaskowców, a znacznie gorszymi w obrębie fliszu łupkowego serii zakopiańskiej. Badania wodochłonności warstw chochołowskich w rejonie Kojcówki (zlewnia Czarnego Dunajca) pozwoliły na wyróżnienie w profilu pionowym trzech stref o różnej przepuszczalności (fig. 7.17). Najkorzystniejsze warunki krążenia wód

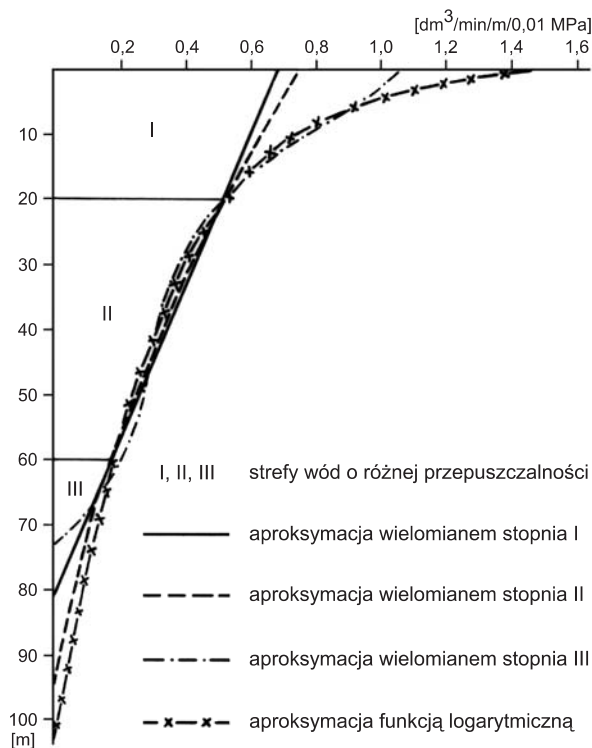


Fig. 7.17. Zależność wodochłonności jednostkowej od głębokości, warstwy chochołowskie w rejonie Kojcówki (J. Chowaniec, 2002)

występują do głębokości 20 m, gdzie średni współczynnik filtracji wynosi $1,88 \cdot 10^{-5}$ m/s, natomiast w przedziałach głębokości 20–60 i 60–100 m, przy konsekwentnym obniżaniu się współczynnika, spada do wartości $1 \cdot 10^{-6}$ m/s (J. Chowaniec, 2002).

Decydującą rolę w zasilaniu, krążeniu i eksploatacji wód podziemnych fliszu Karpat wewnętrznych odgrywa szczelinowatość masywu typu diaklaz o współczynniku szczelinowatości 0,8–9% i niskim module zasilania od około 2 do kilku $\text{m}^3/\text{h} \cdot \text{km}^2$. Porowatość międzyziarnowa nie ma tu praktycznego znaczenia. Wody szczelinowe fliszu podhalańskiego ujmowane są przez studnie kopane oraz nieliczne studnie wiercone o następujących parametrach hydrogeologicznych: wydajność pojedynczej studni 0,5–2,0 m^3/h , sporadycznie ok. 4 m^3/h , wydajność jednostkowa od $<0,05$ do 0,5 $\text{m}^3/\text{h} \cdot \text{m}$, lokalnie do

1 m³/h·m, współczynnik filtracji od <0,001 do 0,05 m/h (0,024–1,2 m/d). Poza tym w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych ważną rolę odgrywają doliny rzeczne wypełnione osadami klastycznymi o korzystniejszych parametrach hydrogeologicznych, które stanowią główne obszary drenażu wód podziemnych.

Najbardziej ku północy wysuniętą jednostkę litologiczno-strukturalną, zaliczaną do Karpat wewnętrznych, stanowi pieniński pas skałkowy. Podobnie jak na terenie fliszu podhalańskiego występują tu zarówno wody szczelinowe krążące w utworach serii skałkowych i ich osłony, jak i wody porowe utworów aluwialnych i fluwioglacjalnych. Stopień zaangażowania tektonicznego skał przedczwartorzędowych sprawia, że mimo zróżnicowanej litologii wykazują one daleko idące analogie właściwości hydrogeologicznych, niezależnie do jakich należą serii. Reżim potoków drenujących wyłącznie utwory pienińskiego pasa skałkowego ma charakter roztopowo-opadowy, a wartości modułu odpływu podziemnego wynoszą 1–4 l/s·km², z dominantą oscylującą wokół 2 l/s·km² (W. Humnicki, 2003; G. Żurawska, 2003).

Pomiary szczelinowatości oraz badania laboratoryjne matrycy skalnej (tab. 7.6) wykazały, że decydującą rolę w krążeniu i zawodnieniu odgrywa szczelinowatość masywu, natomiast matrycę skalną – zgodnie z klasyfikacją Z. Pazdro i B. Kozerskiego (1990) – należy uznać za nieprzepuszczalną. Tak więc w rozumieniu modelu pojęcio-

wego sieci hydraulicznej (J. Motyka, 1998) mamy tu do czynienia ze zbiornikiem szczelinowym, a porowatość matrycy skalnej nie odgrywa istotnej roli w przewodzeniu wód podziemnych. Parametry hydrogeologiczne określane na podstawie nielicznych studni wierconych o głębokości 25–50 m kształtują się następująco: wydajność 0,5–2,5 m³/h; wydajność jednostkowa głównie 0,1–1,5 m³/h·m oraz współczynnik filtracji 0,01–0,08 m/h (0,24–1,92 m/d).

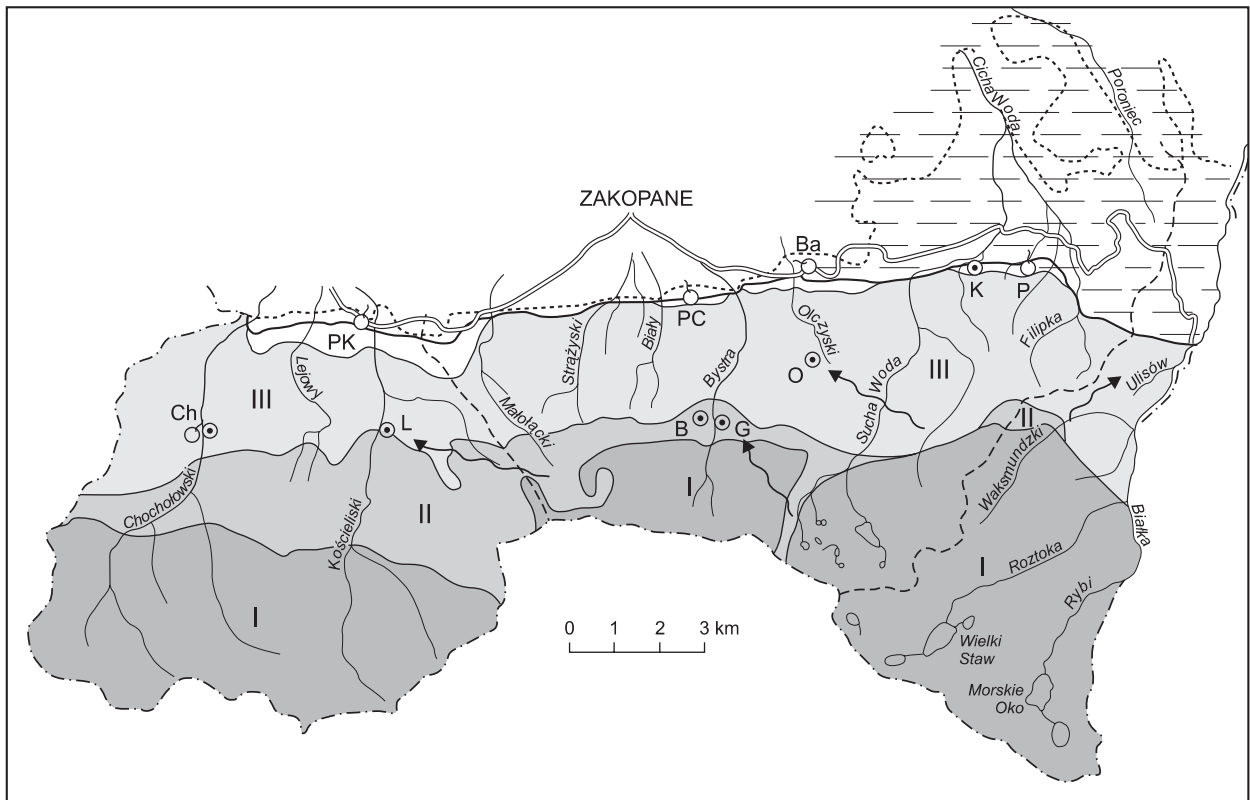
Spośród szeregu czynników i procesów kształtujących chemizm wód podziemnych Karpat wewnętrznych stosunkowo najpóźniej zaczęto doceniać wpływ opadów atmosferycznych, mimo że początkowe stadium formowania się ich składu zachodzi w atmosferze (B. Walna, L. Kaczmarek, J. Siepak red., 1996; J. Burchard red., 2000). Ze względu na obfitość opadów atmosferycznych, niską mineralizację wód oraz ochronę prawną maszyn tatrzański stanowi optymalny obszar do określania wpływu wnoszonych przez opady składników na chemizm wód krążących w masywie. Wody opadowe, bez względu na wysokość opróbowania, charakteryzują się wielojonowością oraz dużym zróżnicowaniem mineralizacji. Wartości najniższe zawarte są w granicach od 9 do 15 mg/dm³, przy średnich z wielolecia 30–70 mg/dm³ i maksimach 80–200 mg/dm³ (D. Małecka, 1989; J.J. Małecki, 1998; D. Małecka, J.J. Małecki, 2000). Nie może to pozostać bez wpływu na kształtowanie się składu chemicznego wód podziemnych. W przypadku wód powierzchniowych najwyższą mineralizacją (160–180 mg/dm³) charakteryzują się potoki odwadniające utwory serii reglowej o dużym udziale skał węglanowych, a do najniższej zmineralizowanych (20–40 mg/dm³) należą wody potoków drenujących krystalinik Tatr Wysokich (fig. 7.18).

W przypadku wód podziemnych największą indywidualnością charakteryzują się wody krążące w skałach krystaliniku i piaskowcach dolnego triasu, zaliczane do rejonu I. Wody te w dużej mierze dziedziczą cechy chemizmu wód opadowych, ok. 90% rozpuszczonych składników stałych jest doprowadzana do wód podziemnych na drodze infiltracji i influacji opadów atmosferycznych. Rejon II reprezentuje wody krążące w skałach osadowych serii wierzchowej o średniej mineralizacji 115 mg/dm³. W skład rejonu III wchodzi wszystkie skały serii reglo-

Tabela 7.6

Parametry porowatości i szczelinowatości utworów pienińskiego pasa skałkowego (wg W. Humnickiego, 2007)

Parametr	Główne typy litologiczne skał		
	węglanowych	węglanowo-ilastych	fliszowych
Porowatość otwarta matrycy skalnej [%]	0,84	1,45	1,22
Porowatość szczelinowa [%]	1,82	0,83	1,47



- północna granica Tatrzańskiego Parku Narodowego
- kontakt utworów tatrzańskich z fliszem Podhala
- - - - - powierzchniowy dział wodny między zlewniami Czarnego i Białego Dunajca oraz Białki
- ⊙ wywierzyska (Ch – Chochołowskie, L – Lodowe, B – Bystrej Górne i Dolne, G – Goryczkowe, O – Olczyńskie, K – Koziańskie)
- 📍 źródła (Ch – Chochołowskie, PK – Pod Kopką, PC – Pod Capkami, Ba – Baptystów, P – Przypornik)

← kierunki przepływu wód krasowych stwierdzone eksperymentalnie

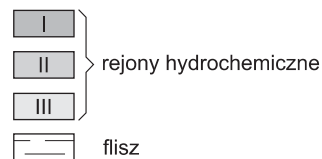


Fig. 7.18. Hydrochemiczna rejonizacja Tatrzańskiego Parku Narodowego (D. Małecka, 1989, 1996)

wej oraz utwory eocenu węglanowego. Jest to obszar o największym udziale zjawisk krasowych i głębokiej penetracji masywu, co wpływa na konsekwentny wzrost zawartości poszczególnych komponentów i najwyższą mineralizację wód, ok. 170 mg/dm³.

Wody masywu tatrzańskiego, według klasyfikacji Szczukariewa-Prickłońskiego, należą do wód ultrastłdkich i słodkich o zdecydowanej dominacji jonów wodorowęglanowych, wapniowych i magnezowych, są głów-

nie dwu- i trzyjonowe: HCO₃-Ca, HCO₃-Ca-Mg. Żelazo i mangan występują w znikomych ilościach, a azot azotanowy od 0 do 6,9 mg/dm³. Są to wody wysokiej jakości, żaden z analizowanych składników nie przekracza stężeń dopuszczalnych dla wód pitnych. Również pod względem zanieczyszczeń organicznych mieszczą się w pierwszej klasie czystości, a zawartość trytu wskazuje na składową współczesnego zasilania o wieku poniżej 50 lat (D. Małecka, Z. Nowicki, 2002).

Na terenie Tatr potencjalne zagrożenie dla środowiska, w tym również dla jakości wód podziemnych, stanowi turystyka i związana z nią infrastruktura oraz gospodarka wodno-ściekowa schronisk (J.J. Małecki, 1983). Obecnie wszystkie obiekty zapewniające obsługę licznych rzesz turystów (2–2,5 mln w skali roku) posiadają pozwolenia wodno-prawne oraz mechaniczno-biologiczne oczyszczalnie ścieków.

Znacznie mniejszym stopniem zagrożenia charakteryzują się wody podfliszowych poziomów wodonośnych. W przypadku niecki artezyjskiej Podhala o hydrochemicznych typach wód decyduje nie tyle wykształcenie litologiczne i wiek wodonośca, co odległość od obszaru za-

silania oraz warunki krążenia i tempo wymiany wód. Zdaniem S. Witczaka (J. Chowaniec i in., 1997a), w przeszłości geologicznej cała niecka podhalańska była wypełniona wodami słonymi. Wielokrotne przepłukiwanie jej w obecnie trwającym etapie infiltracyjnym doprowadziło do wysłodzenia wód w południowym skrzydle niecki. Pod względem hydrochemicznym wody te w pasie 800–1200 m od Tatr nie odbiegają od wód drenowanych przez wywierzyska i źródła eocenu węglanowego, co dało podstawę do uznania ich za główny użytkowy poziom wodonośny (D. Małecka i in., 2002a, b). Na całym obszarze są to wody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ i $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$. W centralnej i północnej części niecki mineralizacja wód

Tabela 7.7

Charakterystyka hydrochemiczna wód niecki artezyjskiej Podhala

Otwór wiertniczy	Odległość od Tatr [m]	Ujęty poziom wodonośny				
		wydajność Q [m ³ /h]	temp. wody na wypływie [°C]	średnia mineralizacja [mg/dm ³]	H ₂ S [mg/dm ³]	hydrochemiczny typ wody wg Szczukariewa-Priklóńskiego
Południowe skrzydło niecki artezyjskiej Podhala						
Staników Żleb	125	6,5	9,0	200	nw	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$
Hruby Regiel IG 2	525	44,8	10,0	300	nw	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$
Skocznia IG 1	720	22,7	16,8	330	0,17–0,51	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$
Zakopane IG 1	1680	50*	35,5	356	1,3	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
Zakopane 2	1600	80*	26,4	320	1,0	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$
Zazadnia IG 1	1550	25	22,0	187	nw	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$
Centralna i północna część niecki						
Furmanowa PIG 1	4700	77**	60,0	716	12,53	$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$
Poronin PAN 1	5400	80**	58,3	1136	28,13	$\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca}$
Chochołów IG 1	8500	150**	82,0	1407	7,64	$\text{SO}_4\text{-Ca-Na}$
Biały Dunajec PAN 1	10500	270***	49,0	2620	4,9	$\text{SO}_4\text{-Cl-Na-Ca}$
Bańska IG 1	12000	50**	79,7	2690	3,4	$\text{SO}_4\text{-Cl-Na-Ca}$

* – wydajność eksploatacyjna

** – wydajność w czasie pompowania zespołowego (J. Chowaniec i in., 1997a)

*** – po kwasowaniu otworu

Opracowano na podstawie materiałów archiwalnych i publikowanych.

konsekwentnie wzrasta, osiągając maksymalnie wartość ok. 3000 mg/dm³ (tab. 7.7). Ponadto długoletnie obserwacje stacjonarne prowadzone na Antałówce w Zakopanem wykazały, że temperatura kwalifikuje te wody do termalnych; są to wody słodkie charakteryzujące się stabilnością składu jonowego i mineralizacji (J.J. Małecki, 1995; D. Małecka, J.J. Małecki, 1998).

Masyw tatrzański odgrywa również ważną rolę w kształtowaniu składu chemicznego wód gruntowych całego Podhala. Wpływ ten oraz bezpośrednia infiltracja wód opadowych sprawiają, że występują tu wody słodkie o mineralizacji 200–400 mg/dm³ z dominacją wód HCO₃–Ca–Mg. Ponieważ udział siarczanów sodu i magnezu jest zbliżony do wartości granicznych według klasyfikacji Szczukariewa-Prikońskiego, podstawowy typ wód ulega często modyfikacji, szczególnie w obszarach zurbanizowanych, gdzie lokalnie występują wody o podwyższonej mineralizacji.

Określenie wpływu gospodarczej działalności człowieka na jakość wód podziemnych nie może być rozpatrywane w oderwaniu od środowiska geologicznego. Największy udział jonu siarczanowego w wodach szczelinowych fliszu podhalańskiego należy wiązać z utlenianiem w strefie przypowierzchniowej licznie rozproszonych ziarenek pirytu oraz ascensją wód siarkowodorowych. Dominacja w obrębie pienińskiego pasa skałkowego

prosty wód dwujonowych HCO₃–Ca jest wynikiem dużego udziału skał węglanowych oraz bezpośredniego wpływu zasilania wodami opadowymi.

Kotlina Orawsko-Nowotarska, zaliczana w podziale geologicznym do Karpat zewnętrznych, leży przekraczając w stosunku do struktur subregionu Karpat wewnętrznych. W czasie kolejnych zlodowaceń tatrzańskich cała powierzchnia międzyrzecza Czarnego Dunajca i Białki łącznie z pienińskim pasem skałkowym i Kotliną Orawsko-Nowotarską została zasypaana mięszką pokrywą utworów czwartorzędowych. Stąd też wody porowe Kotliny pod względem cech hydrochemicznych wykazują wiele analogii z wodami Rowu Podtatrzańskiego oraz aluwiami dolin rzecznych, stanowiących główne arterie drenażu utworów fliszu Podhala i pienińskiego pasa skałkowego. Przy wielojonowości wód, wywołanej zarówno litologią otaczających ją terenów, jak i wpływem gospodarczej działalności Nowego Targu i osiedli wiejskich, zdecydowanie dominują wody trzy- i czterojonowe typu: HCO₃–Ca–Mg, HCO₃–Na–Ca i HCO₃–Na–Mg–Ca, o mineralizacji 100–500 mg/dm³. Korzystne warunki infiltracji sprawiają, że wody w strefie przypowierzchniowej są bardziej wrażliwe na przenikanie zanieczyszczeń niż w głębszych partiach utworów klastycznych wypełniających Kotlinę (fig. 7.19). Mimo udokumentowania negatywnego wpływu działalności gospodarczej na

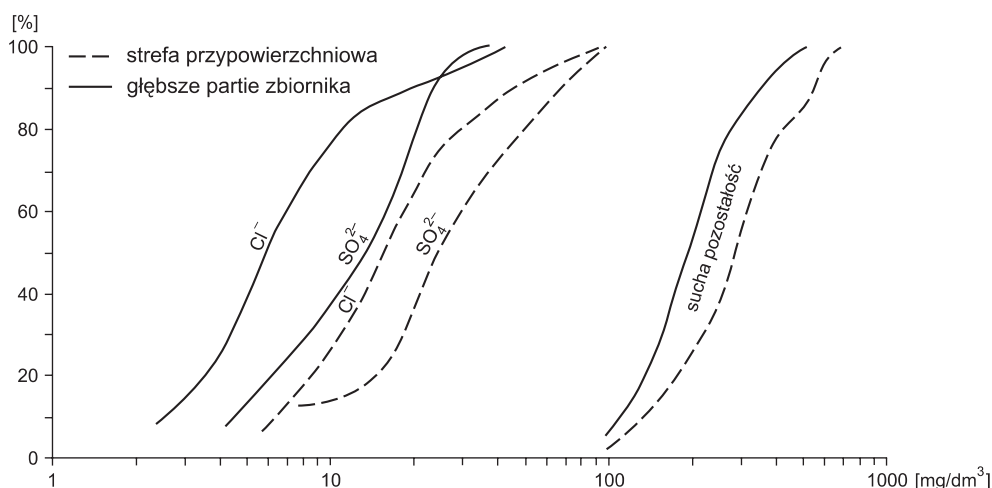


Fig. 7.19. Strefowość hydrochemiczna wód porowych Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (J.J. Małecki, 1997)

jakość wód podziemnych, szczególnie strefy przypowierzchniowej, granice stężeń regulowane przepisami sanitarnymi dla wód pitnych nie są przekroczone (J.J. Małecki, 1987). Wody te na Mapie hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 zostały zaliczone do wód dobrej jakości, ale nietrwałej.

Subregion Karpat zewnętrznych

W bogatej literaturze dotyczącej Karpat fliszowych początkowo zainteresowania badaczy skupiały się głównie na zagadnieniach występowania i wykorzystania wód leczniczych (patrz tom II). Dopiero od lat sześćdziesiątych ubiegłego stulecia nastąpił dynamiczny rozwój badań hydrogeologicznych dotyczący możliwości ujmowania i wykorzystania wód słodkich (L. Bober, N. Oszczytko, 1964; J. Bromowicz, Z. Rowiński, 1965; D. Poprawa, 1972; H. Niedzielski, 1974, 1978, 1980; D. Małecka, W. Murzynowski, 1978; N. Oszczytko i in.,

1981; J. Chowaniec i in., 1983; J. Malinowski red., 1991). Poza tym wielu cennych informacji na ten temat dostarczyły opracowania kartograficzne, a zwłaszcza arkusze Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000.

Utworami wodonośnymi w obrębie Karpat zewnętrznych są zarówno utwory piaszczysto-żwirowe i gliniasto-rumoszowe pokrywy czwartorzędowe, jak i utwory szczelinowe fliszu. Parametry hydrogeologiczne charakteryzujące wymienione środowiska wodne są zasadniczo różne, całość jednak wykazuje ściśle współzależności przejawiające się w więzi hydraulicznej wód porowych z wodami szczelinowymi fliszowego podłoża. Na podstawie ilościowych relacji pomiędzy udziałem piaskowców, zlepieńców i wapieni okrucowych oraz iłowców, mułowców lub margli wyróżnia się trzy subfacje: fliszu normalnego o równowadze wymienionych typów skał, fliszu łupkowego z przewagą osadów pelitycznych oraz fliszu piaszczystego o zdecydowanej przewadze piaskowców i zlepieńców. Z badań laborato-

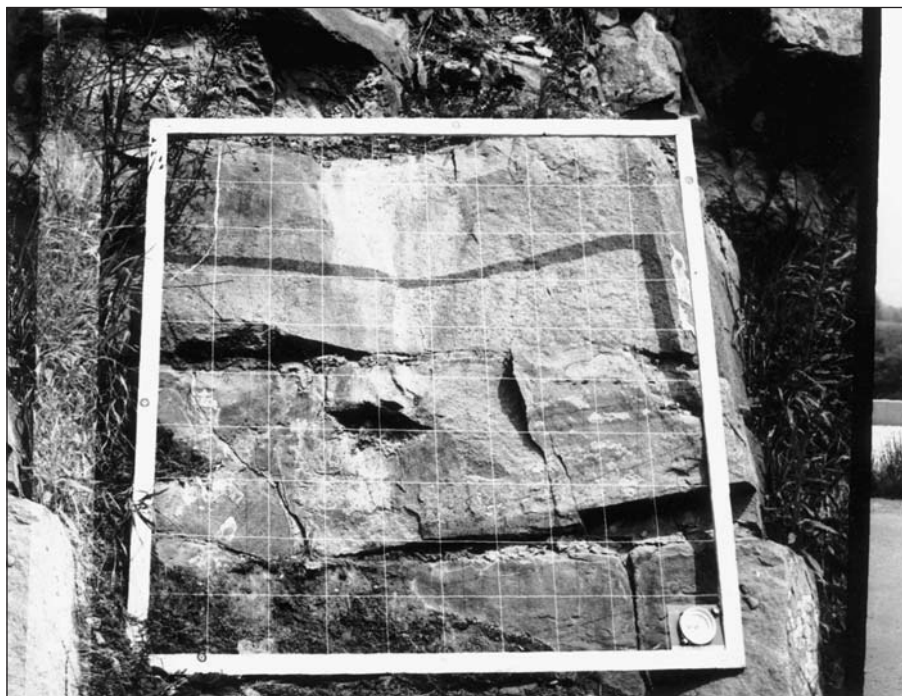


Fig. 7.20. Ochotnica – piaskowce gruboławicowe fliszu magurskiego o miąższości ławic 50–100 cm

ryjnych piaskowców i zlepieńców Karpat fliszowych prowadzonych przez różnych autorów wynika, że porowatość międzyziarnowa, jako czynnik warunkujący przepuszczalność i wodonośność utworów, nie ma praktycznego znaczenia.

Decydującą rolę w krążeniu wód podziemnych i zaopodrobieniu masywu odgrywa szczelinowatość. W piaskowcach drobno- i średnioziarnistych szczeliny są regularne, prostopadłe lub równoległe do uławicenia, natomiast w piaskowcach gruboławicowych przebieg ich jest nieregularny (fig. 7.20). Zaznacza się przy tym odwrotnie proporcjonalna zależność między miąższością ławic a częstotliwością występowania szczelin (T. Lenk, 1972; D. Małecka, W. Murzynowski, 1978). W rozważaniach hydrogeologicznych proponuje się przyjęcie współczynnika szczelinowatości dla fliszu łupkowego 1–2%, dla fliszu normalnego i piaszczystego 2–5%, a w partiach silnie tektonicznie zaangażowanych 5–8%. Analiza warunków hydrogeologicznych wykazała, że stopnia zawodnienia masywu nie można wiązać z konkretnymi poziomami stratygraficznymi. Na skutek ruchów górotwórczych typu fałdowego i płaszczowinowego powstało szereg łusek i skib, pociętych dodatkowo uskoki i liczną siecią spękań. Do dalszego ich zagęszczenia doprowadziły procesy erozyjne i wietrzeniowe, odpowiedzialne za stopień wypełnienia i drożność szczelin. Układ tego typu sprawia, że krążące w masywie wody, bez względu na wiek i charakter utworów, pozostają w bezpośrednim kontakcie. Niezwykle istotnym zagadnieniem, rzutującym na możliwości eksploatacyjne wód słodkich, jest określenie głębokości umożliwiającej aktywną wymianę tych wód. A.S. Kleczkowski (1979) w obrębie fliszu karpacciego wyróżnił:

- szczeliny związane z wietrzeniem współczesnym, sięgające do 10–15 m;
- szczeliny głębokiego wietrzenia, głównie odprężeniowe do 60–100 m;
- szczeliny tektoniczne, otwarte, sięgające niekiedy do znacznych głębokości.

Wiele cennych informacji na ten temat dostarczyły badania prowadzone pod kątem potrzeb budownictwa hydrotechnicznego (W. Jawański, 1973; H. Niedzielski, 1974; J. Dziewański red., 1998). Wykazano wyraźną za-

leżność pomiędzy wodochłonnością jednostkową a głębokością. Maksymalną głębokość strefy chłonnej określono na 80–100 m. Poniżej 100 m rozwarłość szczelin jest tak mała, że nie ma praktycznego znaczenia. Pośrednio o miąższości strefy aktywnej wymiany wód świadczą również głębokości studni wierconych. Najliczniej reprezentowane są studnie o głębokości 20–50 oraz 50–80 m. Otwory głębokie, powyżej 100 m, reprezentowane są za ledwie w kilku procentach (fig. 7.21).

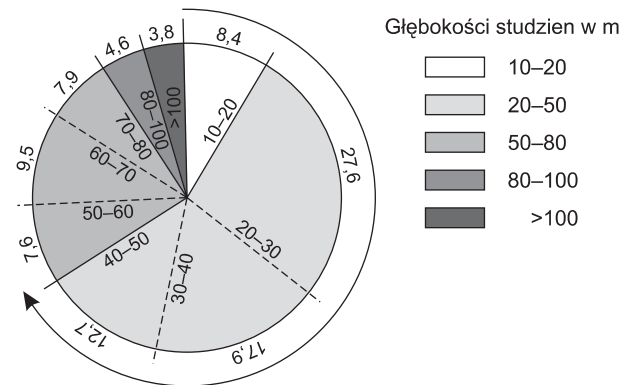


Fig. 7.21. Procentowy udział głębokości studni wierconych ujmujących wody szczelinowe Karpat (D. Małecka, W. Murzynowski, 1978)

Dodać należy, że od wartości tych, reprezentujących cały masyw karpaccy, istnieją lokalne odchylenia (fig. 7.22). Na przykład miąższość strefy przepuszczalnej w warstwach krośnieńskich centralnej depresji karpaccy jest dwukrotnie mniejsza w porównaniu z warstwami magurskimi, gdzie główną rolę w krążeniu wód odgrywają spękania poprzeczne tworzące kilka podsystemów (N. Oszczypko i in., 1981). Podobne zależności wykazują współczynniki filtracji – zdecydowanie mniej korzystne w przypadku warstw krośnieńskich.

Utwory Karpat fliszowych charakteryzują się słabą wodonośnością. Najczęściej notowane wartości współczynników filtracji, obliczonych na podstawie próbnych pompowań, wynoszą $1 \cdot 10^{-5}$, $1 \cdot 10^{-6}$, rzadziej $1 \cdot 10^{-7}$, a nawet $1 \cdot 10^{-8}$ m/s. Wartości wyższe, rzędu $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, występują sporadycznie. W skali całego obszaru dominują wydaj-

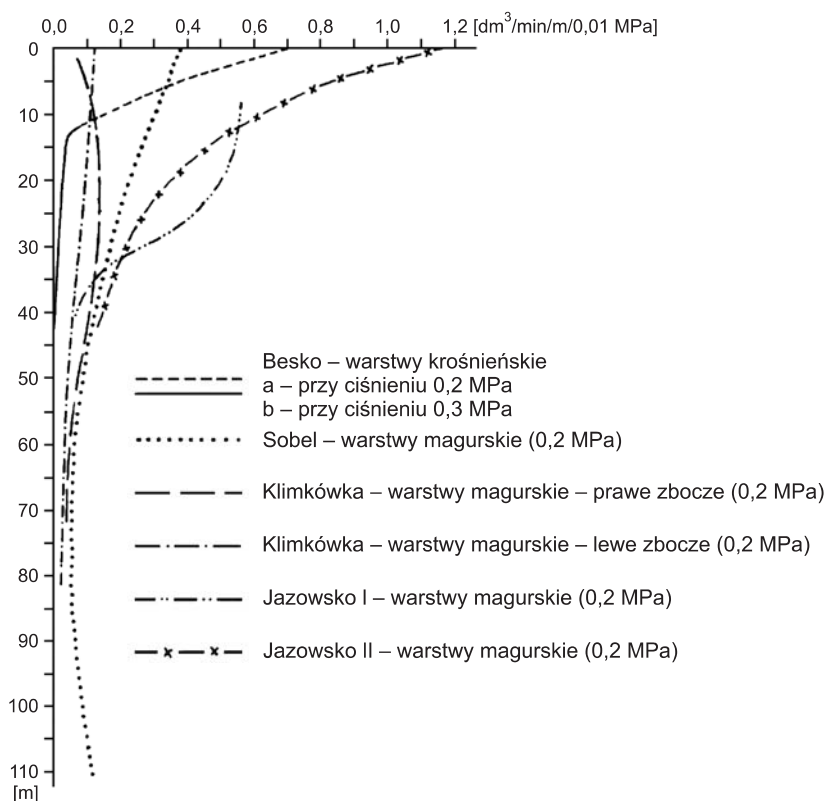


Fig. 7.22. Zależność wodochłonności jednostkowej od głębokości, aproksymacja wielomianem stopnia III (J. Chowaniec, 2004)

ności studni 1,0–2,5 m³/h, przy wydatkach jednostkowych zwykle poniżej 0,5 m³/h (D. Małecka, W. Murzynowski, 1978; N. Oszczytko i in., 1981; J. Chowaniec i in., 1983, 1985). Tylko w nielicznych otworach studziennych uzyskiwane są wysokie jak na warunki karpaccie wydajności 10–30 m³/h. Towarzyszą one głównie strefom dyslokacji tektonicznych oraz strefom przykrawędziowym dolin rzecznych, gdzie na skutek odprężenia masywu powstają systemy szczelin o dużym zasięgu i lepszych warunkach krążenia wód. Najbardziej perspektywiczne pod względem zasobności są obszary charakteryzujące się dużym udziałem piaskowców gruboławicowych, w których wydajności pojedynczych ujęć wynoszą od kilkunastu do 20 m³/h. Do obszarów takich (fig. 7.7) należą: południowo-zachodnia strefa jednostki śląskiej, a w jej części wschodniej obszar występowania warstw

krośnieńskich, zachodnia część jednostki skolskiej, a także fragmenty jednostki magurskiej (J. Chowaniec, 1991). Poza tym do charakterystycznych cech fliszu należy brak pionowej strefowości w zawodnieniu masywu.

W kształtowaniu warunków hydrogeologicznych Karpat fliszowych istotną rolę odgrywają utwory czwartorzędowe, stanowiące lokalnie zasobne zbiorniki wód podziemnych. Należą tu głównie piaski i żwiry o korzystnych warunkach infiltracji i dobrej przepuszczalności, wypełniające kotliny śródgórskie takie jak: Kotlina Żywiecka, Kotlina Sądecka, Doły Jasielskie oraz najbardziej wysunięta ku południowi Kotlina Orawsko-Nowotarska, a także doliny większych rzek wypełnione osadami fluwialnymi i fluwioglacjalnymi o miąższości 5–15 m. Poza dolinami rzeczными utwory fluwioglacjalne nie mają dużego znaczenia użytkowego, podobnie jak powszechnie

występujące pokrywy zwietrzelinowe. W kotlinach śródgórskich o silnie urzeźbionym podłożu i mieszanym, jeziorno-fluwialnym charakterze sedymentacji miąższość utworów oraz charakteryzujących je parametrów hydrogeologicznych jest zróżnicowana. Świadczą o tym wartości współczynników filtracji zawarte w granicach $1 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-2}$ m/s oraz wydajności studni wierconych od <1 do $50 \text{ m}^3/\text{h}$, a lokalnie nawet do $70 \text{ m}^3/\text{h}$. Najkorzystniejsze możliwości eksploatacyjne towarzyszą obszarom o znacznym nagromadzeniu piasków i żwirów. Na terenie Kotliny Nowosądeckiej, w okolicach Nowego Sącza (w Świniarsku), takie nagromadzenie dobrze przepuszczalnych osadów klastycznych stwierdzono w obrębie rynn erozyjnej, poprzecznej w stosunku do współczesnej doliny Dunajca, a w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej – w strefie depresyjnej stożka Białki (fig. 7.23), wypełnionej grubą serią osadów czwartorzędowych (H. Niedzielski, 1971; D. Małecka, 1981).

Na pozostałym obszarze Kotliny parametry hydrogeologiczne są zróżnicowane. Do najbardziej perspektywicznych należy teren położony na południowy zachód od Nowego Targu między rzeką Rogoźnik (dopływ Czarnego Dunajca) a szosą Kraków–Zakopane. Przepuszczalność należy, że przebiega tu pradolina Czarnego Dunajca, który na wysokości ujścia Rogoźnika głębokim zakolem kierował się ku wschodowi, łącząc się z dzisiejszą doliną Białego Dunajca. Za tego rodzaju interpretacją przemawia gwałtowna zmiana kierunku tych dolin rzecznych, korzystne parametry hydrogeologiczne oraz współczynnik przewodności przekraczający lokalnie $200 \text{ m}^2/\text{d}$ (fig. 7.24). Utwory fluwioglacjalne i aluwialne Kotliny Orawsko-Nowotarskiej oraz fragmenty dolin głównych rzek tatrzańskich tworzą wspólny poziom wodonośny o zwierciadle swobodnym. Wody te szerokim frontem przemieszczają się zgodnie z ogólną tendencją pochylenia terenu ku NE w zlewni Dunajca i NW w zlewni Orawy,

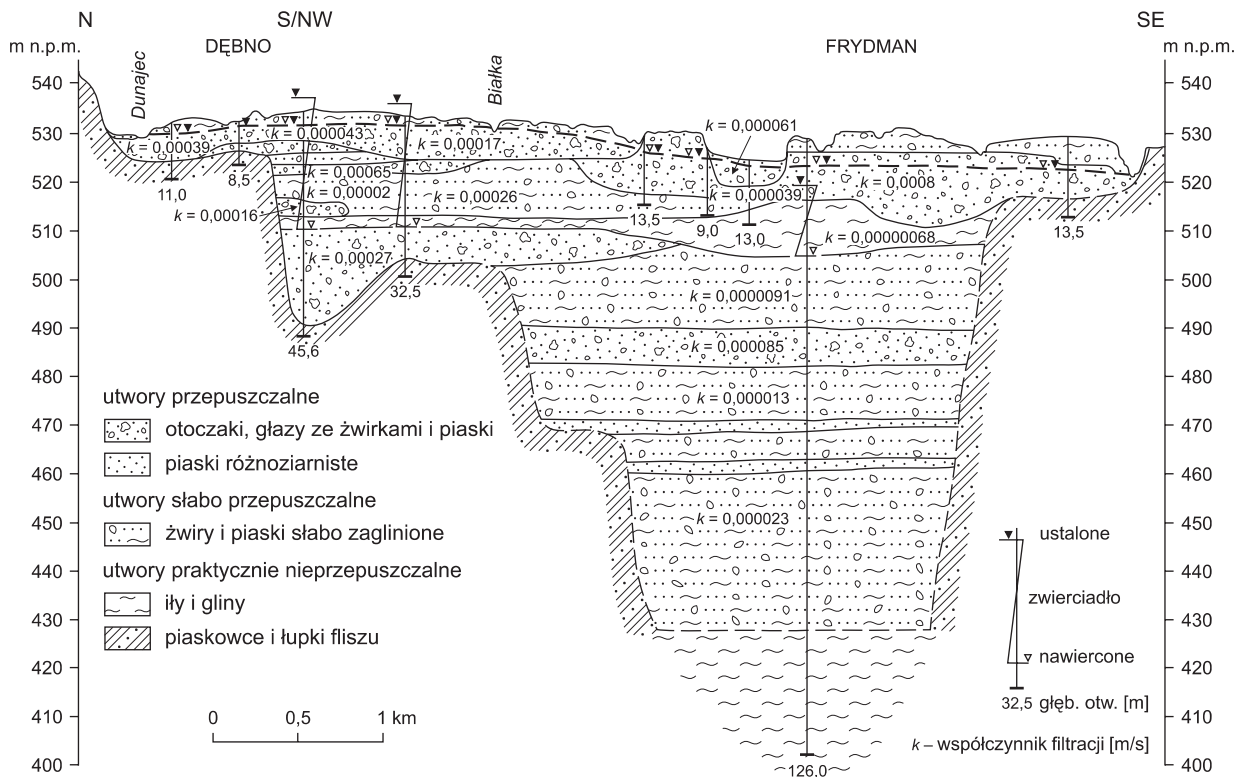


Fig. 7.23. Przekrój hydrogeologiczny przez stożek Białki (D. Małecka, 1996b)

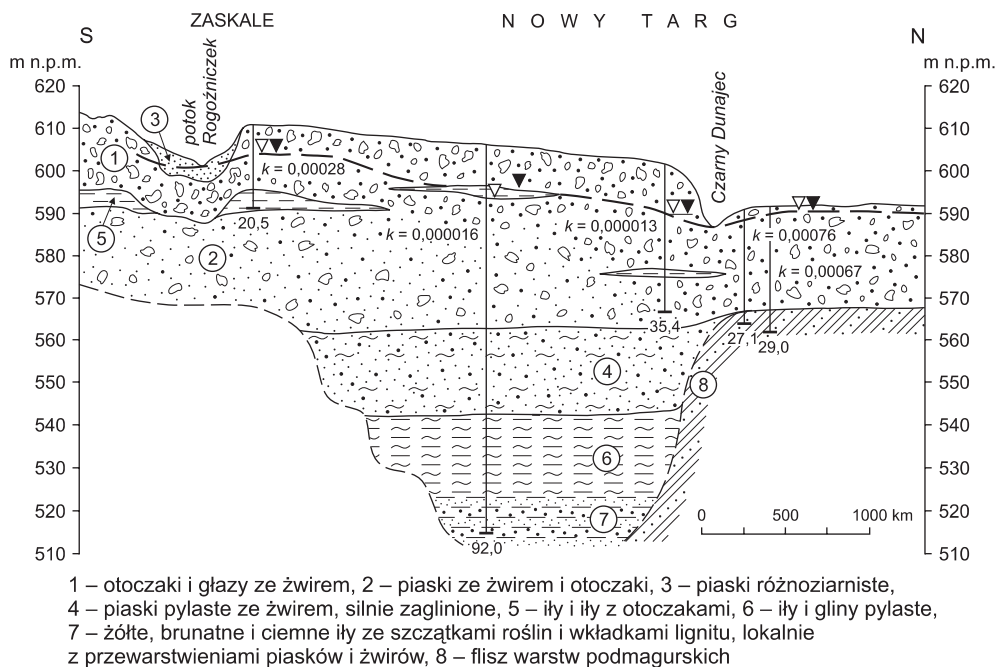


Fig. 7.24. Przekrój hydrogeologiczny przez centralną część Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (D. Małecka, J.J. Małecki, 1989)

gdzie przebiega dział wodny między zlewiskami Morza Bałtyckiego i Morza Czarnego.

W celu wykazania różnic w możliwościach eksploatacyjnych wód szczelinowych fliszu oraz porowych czwartorzędu poddano analizie wydajności ponad 1000 otworów studziennych w podziale na trzy subpopulacje (fig. 7.25). Rozkład wydajności poszczególnych ujęć oraz wydajności jednostkowych wskazuje na konsekwentny wzrost dominujących wartości od najmniej korzystnych we fliszu do najbardziej korzystnych w osadach czwartorzędowych. Podobne tendencje wykazuje również rozkład współczynników filtracji.

Pomimo stwierdzonych różnic, uwarunkowanych typem wodonośca, układ krążenia wód podziemnych w masywie karpackim wykazuje szereg wspólnych cech. Wody z obszarów wyżej położonych hipsometrycznie dążą w kierunku dolin rzecznych, stanowiących główne arterie drenażowe masywu. Nachylenie powierzchni piezometrycznej ogólnie zachowuje kierunek północny, z lokalnymi odchyleniami nawiązującymi do przebiegu dolin rzecznych. Głębokość do zwierciadła wód pod-

ziemnych jest zróżnicowana, największa w partiach wododziałowych – do 20–30 m, najmniejsza zaś w dolinach rzecznych – od 1 do kilku metrów. Reakcja zwierciadła wód i wydajności źródeł na opady atmosferyczne jest szybka i w skali wielolecia zachowuje analogiczny charakter. W przypadku kotlin śródgórskich notowane są wyraźne maksima roztopowe, przy zachowaniu wzrostu poziomu wywołanego opadami deszczu (fig. 7.26). Tego typu rytmika wahań znajduje również odzwierciedlenie w sezonowości składu chemicznego i ogólnej mineralizacji – rzadko jednak wpływa na zmiany hydrochemicznych typów wód.

Na terenie Karpat fliszowych zarówno w profilu pionowym utworów, jak i na powierzchni powszechnie notowane jest współwystępowanie wód mineralnych i zwykłych. Można stwierdzić, że subregion ten w porównaniu do masy wód mineralnych jest ubogi w wody słodkie, których występowanie ogranicza się do utworów czwartorzędowych oraz przypowierzchniowych partii fliszu. Jest to obszar podatny na ascenzyjny dopływ wód słonych z głębokich partii masywu, tym bardziej że za-

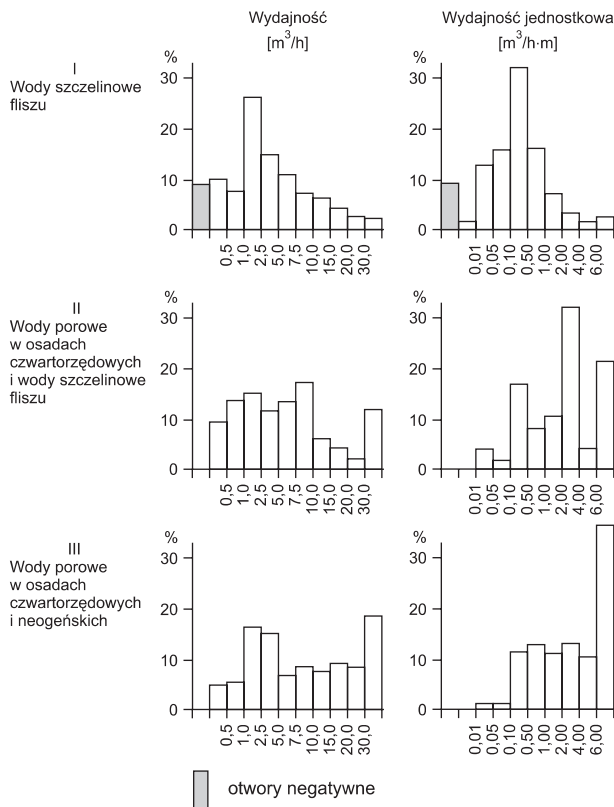


Fig. 7.25. Porównanie możliwości eksploatacyjnych wód podziemnych Karpat fliaszowych

równy wody mineralne, jak i swoiste, stanowiące podstawowy surowiec balneologiczny, występują we wszystkich jednostkach geologiczno-strukturalnych Karpat fliaszowych (patrz tom II).

Wody słodkie wykorzystywane w celach konsumpcyjnych należą do górnej strefy hydrochemicznej – strefy hipergenez. Mają charakter typowych wód infiltracyjnych z przewagą jonów wodorowęglanowych i wapniowych. Należą głównie do wód średniotwardych, o mineralizacji 200–500 mg/dm³, lokalnie powyżej 500 mg/dm³. Nieco niższą mineralizacją charakteryzują się wody porowe. Natomiast wody szczelinowe wykazują pewną gradację uwarunkowaną charakterem wodonośca – są to jednak różnice niewielkie. W obrębie utworów paleogeńskich dominują wody o mineralizacji 200–400 mg/dm³, w wodach kompleksu kredowego –

250–500 mg/dm³, a w warstwach istebniańskich i Igoczych – powyżej 500 mg/dm³.

Poza prostymi wodami dwujonowymi HCO₃–Ca licznie reprezentowane są wody typu HCO₃–Ca–Mg, HCO₃–Ca–Na, HCO₃–Ca–Na–Mg, a także wody pięcujonowe HCO₃–SO₄–Cl–Ca–Mg. Zawartość chlorków zwykle nie przekracza 40 mg/dm³, a żelaza kształtuje się od 0,15 do 1,5 mg/dm³, sporadycznie tylko osiąga wartość kilku mg/dm³. Ważnym składnikiem z punktu widzenia przydatności wód do celów konsumpcyjnych jest udział siarczanów. Zarówno w wodach źródłanych, jak i w studniach wierconych dominują wartości 15–30 mg/dm³. Wyższe, lokalnie ponadnormatywne koncentracje tego składnika stwierdzano w wodach o złym stanie bakteriologicznym, spowodowanym negatywnym wpływem gospodarczej działalności poszczególnych użytkowników.

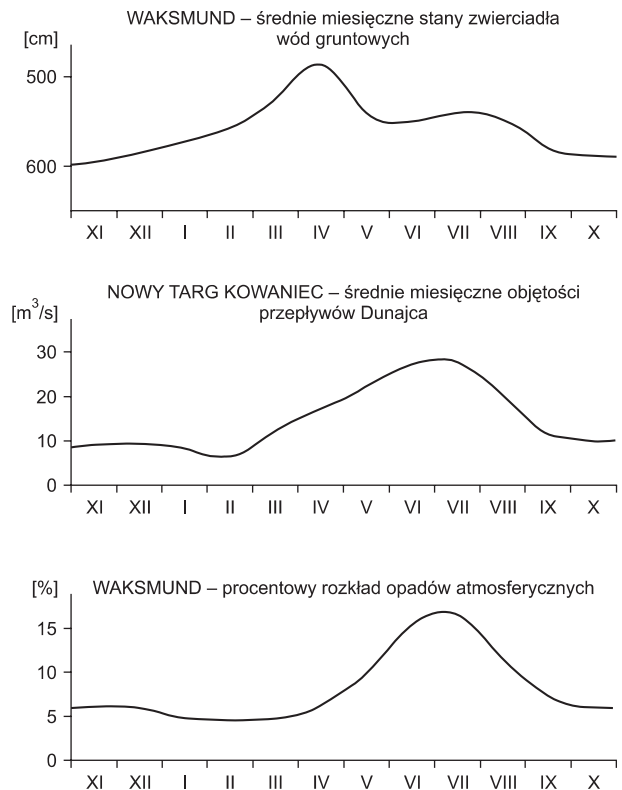


Fig. 7.26. Wpływ opadów atmosferycznych na reżim wód podziemnych i powierzchniowych Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (D. Małecka, 1981)

Jednakże panująca powszechnie opinia, że wody masywu karpackiego należą do najczystszych w kraju – mimo pewnych zmian w pierwotnym ich składzie fizykochemicznym – nie straciła na aktualności.

Subregion zapadliska przedkarpackiego

Na terenie zapadliska przedkarpackiego dominujące znaczenie w zasilaniu, gromadzeniu i przepływie wód podziemnych odgrywają utwory czwartorzędowe, stanowiące główne źródło zaopatrzenia ludności i przemysłu w wodę. Zarówno miąższość, jak i parametry hydrogeologiczne charakteryzujące to środowisko wodne są zróżnicowane, zależne od sytuacji morfologicznej terenu oraz typu sedimentacji. Największe nagromadzenie osadów aluwialnych (20–30 m) występuje w dolinie Wisły oraz ujściowych odcinkach zasilających ją rzek. Swobodne zwierciadło wody – współkształtnie układające się z morfologią terenu – występuje na głębokości od kilku do 5 m, a kierunek odpływu wód podziemnych nawiązuje do naturalnej bazy drenażowej, uwarunkowanej układem sieci hydrograficznej. Na pozostałej części zapadliska, poza obszarami, gdzie na powierzchni odsłaniają się praktycznie bezwodne utwory ilaste otoczone pokrywą osadów klastycznych (np. Wysoczyzna Kolbuszowska, Płaskowyż Tarnowski), miąższość warstwy wodonośnej jest bardzo zróżnicowana i z reguły nie przekracza 20 m.

Zdecydowanie odmiennie, najkorzystniejsze warunki geologiczne i hydrogeologiczne panują w obrębie tak zwanej przykarpackiej doliny kopalnej, najlepiej rozpoznanej pomiędzy Tarnowem a Rzeszowem (B. Paczyński, 1985; B. Paczyński red., 1995). Pradolina ta, występująca w bezpośrednim sąsiedztwie nasunięcia karpackiego, została wypełniona grubym materiałem żwirowym i piaszczystym, naniesionym przez rzeki w okresie peryglacjalnym oraz w czasie kolejnych zlodowaceń tatrzańskich. Podczas gdy wydajności pojedynczych otworów eksploatujących czwartorzędowe poziomy wodonośne kształtują się w granicach od kilku do kilkunastu m^3/h , przy zróżnicowanych współczynnikach filtracji od $1 \cdot 10^{-7}$ do $1 \cdot 10^{-2}$ m/s, w obrębie przykarpackiej doliny kopalnej przy korzystnych warunkach hydrogeologicznych osiągają wydajności przekraczające $50 \text{ m}^3/\text{h}$.

W celu potwierdzenia tej tezy poddano analizie rozkład wydajności studni wierconych z terenu sześciu arkuszy Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1: 50 000 (fig. 7.27, 7.28). Przy dużym zróżnicowaniu możliwości eksploatacyjnych w rozkładzie wydajności poszczególnych ujęć zaznaczają się dwie wyraźne dominanty – poniżej $0,5 \text{ m}^3/\text{h}$ – z reguły poza doliną kopalną, oraz wartości przekraczające 50, a nawet $100 \text{ m}^3/\text{h}$ – w strefie przykarpackiej. W tabeli 7.8 podano hydrogeologiczną charakterystykę wybranych ujęć, które pomimo niewielkiej głębokości otworów i małej miąższości warstwy wodonośnej osiągają najwyższe wydajności, przekraczające $80 \text{ m}^3/\text{h}$. Dodać należy, że wykresy krzywych kumulacyjnych odzwierciedlające możliwości eksploatacyjne czwartorzędu w obrębie analizowanych arkuszy wykazują zbliżone tendencje przebiegu (fig. 7.28).

W obszarach, gdzie utwory miocenu pokrywają gliny zwałowe i piaski lodowcowe o niewielkiej miąższości, czwartorzęd nie ma użytkowego znaczenia. Na pozostałym obszarze zapadliska, szczególnie we wschodniej jego części, prędkość przepływu wód podziemnych waha się od 40 do 230 m/a. Na całym obszarze naturalną bazę drenażową stanowią rzeki zasilające Wisłę i San z Wisłokiem. Swobodne zwierciadło wód podziemnych układu się współkształtnie z morfologią terenu, a przebieg hydroizohips generalnie zachowuje kierunek południkowy. Osady klastyczne wypełniające zarówno współczesne, jak i kopalne doliny rzeczne stanowią poziom wodonośny

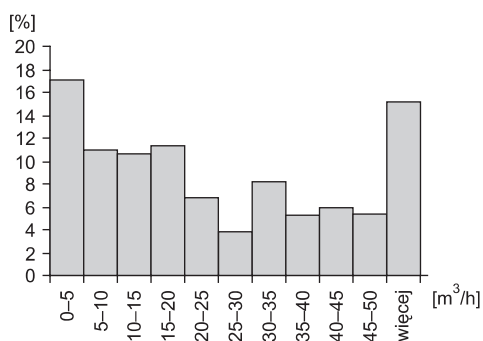


Fig. 7.27. Rozkład wydajności studni wierconych ujmujących czwartorzędowe poziomy wodonośne w obrębie wybranych arkuszy Mapy hydrogeologicznej Polski, 1:50 000 (n = 445)

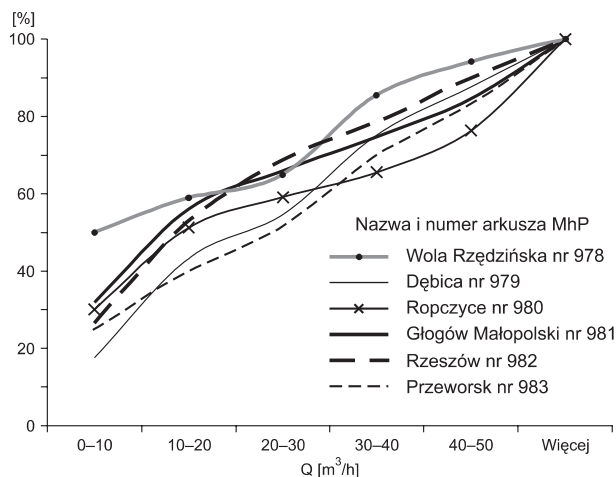


Fig. 7.28. Krzywe kumulacyjne odzwierciedlające możliwości eksploatacyjne czwartorzędowych poziomów wodonośnych (opracowano na podstawie danych z arkuszy Mapy hydrogeologicznej Polski, 1:50 000)

pozostający w więzi hydraulicznej z wodami powierzchniowymi.

W utworach miocenijskich występowanie wód słodkich ograniczone jest przeważnie do strefy o miąższości ok. 30 m. Lokalnie tylko nieciągłe poziomy wodonośne, charakteryzujące się niskimi parametrami ilościowymi i jakościowymi (K. Witek, 1983, 1984; B. Paczyński red.,

1995), mogą występować znacznie głębiej. Między Krakowem a Bochnią neogeńskie piętro wodonośne reprezentowane jest przez drobnoziarniste piaski i słabo zwięzłe piaskowce bogucickie o współczynnikach filtracji od $6 \cdot 10^{-6}$ do $8 \cdot 10^{-5}$ m/s. Przy zmiennej miąższości od 10 do 100 m i zróżnicowanych możliwościach eksploatacyjnych występują tu wydajne poziomy z wodami bardzo dobrej jakości. Po zachodniej stronie Wisły poziom miocenijski eksploatowany jest w celu zaopatrzenia w wodę Staszowa. Natomiast w rejonie Sandomierza neogeńskie piętro wodonośne stanowi ponad 40-metrowy kompleks wapieni i margli serii chemicznej oraz ok. 50-metrowa seria baranowska, izolowana od powierzchni grubą warstwą iłów krakowieckich. Obie te serie tworzą połączony poziom wodonośny o zwierciadle napiętym. Słabe parametry hydrogeologiczne i wysoka mineralizacja wód sprawiają, że poziom ten nie nadaje się do eksploatacji w celach konsumpcyjnych. Zawartość żelaza przekraczająca 10 mg/dm^3 sprawia, że uzdatnianie tych wód jest trudne i bardzo kosztowne.

Na terenie zapadliska przedkarpackiego starsze poziomy wodonośne wykorzystywane są w znikomym stopniu. Należą tu wody szczelinowo-krasowe wapieni jurajskich i wody szczelinowe krążące w osadach marglistych kredy górnej. Poniżej wód słodkich występują wody mineralne siarczkowe i siarkowodorowe znane z takich miej-

Tabela 7.8

Charakterystyka hydrogeologiczna wybranych ujęć czwartorzędowych z terenu przykarpackiej doliny kopalnej (wg Mapy hydrogeologicznej Polski, 1:50 000)

Nazwa i numer arkusza	Miejscowość i użytkownik	Głębokość otworu [m]	Miąższość warstwy wodonośnej [m]	Wydajność [m ³ /h]	Współczynnik filtracji [m/s]	Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne [m ³ /h]
Głogów nr 981	Olchowa, Gospodarstwo pomocnicze przy Urzędzie Gminy w Iwierzycach	28,5	12,0	80,0	$3,36 \cdot 10^{-4}$	35,0
Głogów nr 981	Zaczernie, Kombinat szklarniowy Trzebownisko	10,5	4,7	127,7	$3,30 \cdot 10^{-4}$	22,5
Rzeszów nr 982	Kraczkowa, Miejskie Zakłady Wodociągów i Kanalizacji w Łańcucie	23,0	4,8	80,0	$4,43 \cdot 10^{-4}$	37,0
Rzeszów nr 982	Rakszawa, ZUK Energokom	21,1	8,1	87,4	$3,90 \cdot 10^{-4}$	30,0

scowości jak Horyniec Zdrój, Lipa, Latoszyn, Solec oraz Busko Zdrój. Jak już podkreślano, podstawę zaopatrzenia subregionu w wodę stanowi czwartorzędowe piętro wodonośne. Korzystne warunki infiltracji, przy meteorycznym zasilaniu, sprawiają, że wody tego piętra należą do wód słodkich o mineralizacji 150–400 mg/dm³ i reprezentują według klasyfikacji Szczukariewa-Prikońskiego typy HCO₃–Ca, rzadziej HCO₃–Ca–Mg. Ze względu na lokalnie podwyższoną zawartość żelaza i manganu lub związków azotu wymagają prostego uzdatniania. Niekorzystny stopień izolacji warstwy wodonośnej sprawia, że dobra jakość tych wód jest nietrwała. Negatywny wpływ gospodarczej działalności człowieka na ich jakość szczególnie wyraźnie zaznacza się w północno-wschodniej strefie zapadliska, związanej z przemysłem górnym. Woda zawsze towarzyszy wszelkiej działalności wydobywczej, stanowiąc dla niej poważne zagrożenie. Problematyce tej poświęcone jest obszerne trzutomowe opracowanie „Hydrogeologia polskich złóż kopalin i problemy wodne górnictwa”. W przypadku zapadliska przedkarpackiego, gdzie na szeroką skalę prowadzi się rekultywację zdegradowanych terenów w związku z likwidacją kopalń eksploatujących siarkę, wiele cennych informacji zawiera tom trzeci wydany pod redakcją Z. Wilka i R. Kulmy (2004).

W subregionie zapadliska przedkarpackiego przeznaczone do likwidacji tereny przemysłowe obejmują trzy obszary (fig. 7.29, tab. 7.9). Eksploatacja złóż siarki zarówno metodą odkrywkową, jak i otworową, polegająca na wytapianiu surowca w złożu wodą o temperaturze 150–160°C, prowadzi do skażenia środowiska – w tym również wód podziemnych. Zarówno wody opadowe, jak i kopalniane usuwane z górotworu charakteryzują się wysoką zawartością siarczanów, siarczków, chlorków i żelaza oraz znaczną mineralizacją. Wpływają również na degradację wód podziemnych głównego użytkowego poziomu wodonośnego zarówno przez dyskwalifikację ich jakości, jak i na skutek zmian w dynamice ich krążenia, prowadzącej często do podtapiania terenów przemysłowych. Zagadnienia te, niezwykle ważne z punktu widzenia ochrony środowiska, znalazły odzwierciedlenie w bogatej literaturze przedmiotu (R. Uberman i in., 1994; T. Burchard i in., 2000 a, b; B. Gawlik, A. Turaj, 2000; J. Kowal, 2000; R. Stachowicz, M. Zardzewiały, 2000; R. Uberman, E. Gorylewski, 2000).

Dopełnieniem charakterystyki hydrogeologicznej i możliwości eksploatacyjnych regionu górnej Wisły są opracowania dotyczące głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wymagających szczególnej ochrony oraz podział kraju na jednolite części wód podziemnych (JCWPd).

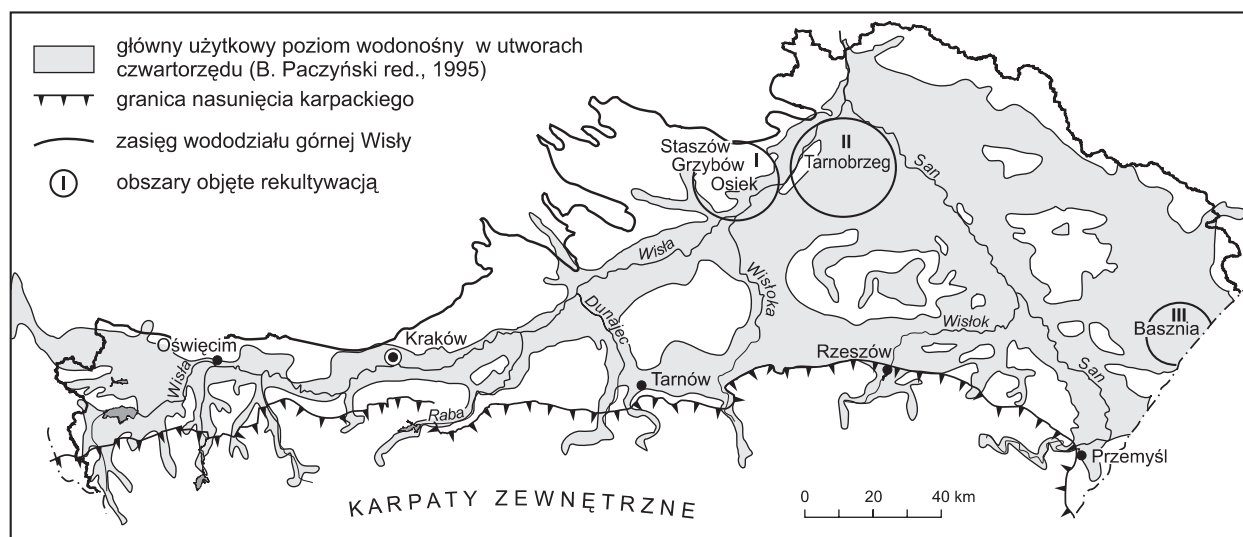


Fig. 7.29. Obszary eksploatacji złóż siarki objęte rekultywacją, subregion zapadliska przedkarpackiego

Tabela 7.9

**Przeznaczone do likwidacji kopalnie złóż siarki i jednostki przemysłu siarkowego
z terenu zapadliska przedkarpackiego**

Tereny poprzemysłowe	Nazwa obiektu	Metody eksploatacji	Uwagi
I – na północny zachód od Wisły, poniżej Staszowa	Kopalnia Siarki Grzybów w Rzędowie	otworowa, podziemnego wytopiania	w likwidacji od 1997 r.
	Zakłady Chemiczne Przemysłu Siarki Siarkopol w Grzybowie	zakład przetwórczy	wyczerpanie złoża, w likwidacji od 1993 r.
	Kopalnia Siarki Osiek w Osieku	otworowa	
	Kopalnia Siarki Jeziórko w Tarnobrzegu	otworowa	w likwidacji od 1997 r.
II – okręg tarnobrzieski	Kopalnia siarki Machów w Tarnobrzegu	odkrywkowa	kopalnie Piaseczno i Machów w likwidacji od 1994 r., w miejscu wyrobiska planowany zbiornik wodny
	Zakład Przetwórczy Siarki Siarkopol w Tarnobrzegu	zakład przetwórczy	
III – wschodnia część zapadliska w rejonie Lubaczowa	Kopalnia Siarki Basznia w Baszni Dolnej	otworowa	największe złoża siarki w kraju, w likwidacji od 1994 r.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

W regionie górnej Wisły, na tle ogólnie niekorzystnych warunków hydrogeologicznych, w obrębie Karpat wydzielono 21 zbiorników spełniających wymagania dobrej jakości wód o znaczeniu użytkowym, pozwalającym na zabezpieczenie lokalnych potrzeb gospodarki wodnej, oraz 13 zbiorników w zapadlisku przedkarpackim (fig. 7.30).

Najbardziej ku południowi wysunięty jest zbiornik Zakopane nr 441, który pod względem hydrogeologicznym wykazuje wyraźną dwudzielność. Południową część – chronioną przez Tatrzański Park Narodowy – stanowią zawadnione utwory eocenu węglanowego i osadowych serii tatrzańskich, natomiast północną – słodkie wody artezyjskie niecki podhalańskiej. Podział ten znajduje również całkowite uzasadnienie w składzie fizykochemicznym i bakteriologii wód. Zbiornik Zakopane w granicach państwa obejmuje powierzchnię 145 km² i kontynuuje się

zarówno ku zachodowi, jak i wschodowi poza jego granice (fig. 7.16).

Z analizy danych zawartych w tabeli 7.10 wynika, że na terenie Karpat fliszowych, bez względu na wielkość zajmowanego obszaru, do najbardziej perspektywicznych należą wody porowe utworów czwartorzędowych kotlin śródgórskich (GZWP nr 437 i 440) oraz utworów aluwialnych, których największe miąższości notowane są w dolnych odcinkach rzek opuszczających masyw karpacki (GZWP nr 430, 435, 442, 443, 444). Wszystkie wymienione zbiorniki charakteryzują się stosunkowo wysokim modułem zasobów dyspozycyjnych, przekraczającym 2 l/s·km². Dla porównania, w zbiornikach szczelinowo-porowych o powierzchni od 250 do >1200 km² wartość modułu zasobów dyspozycyjnych jest ponadśmiokrotnie mniejsza (GZWP nr 348, 431, 438).

Na terenie zapadliska przedkarpackiego spośród 13 zbiorników wód podziemnych wymagających szczegól-

Charakterystyka hydrogeologiczna głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wydzielonych w regionie górnej Wisły (wg A.S. Kleczkowskiego, 1990)

Nr GZWP	Nazwa zbiornika	Typ zbiornika	Wiek utw. wodonośnych	Region hydrogeologiczny	Powierzchnia GZWP [km ²]	Śr. głębokość ujęć [m]	Szac. zasoby dysp. [tys. m ³ /d]	Moduł zasobów dysp. [l/s·km ²]
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Subregion Karpat wewnętrznych								
441	Zbiornik Zakopane	szczelinowo-krasowych	Pg-T ₂	MK	145	800	9,6	0,77
Subregion Karpat zewnętrznych (fliszowych)								
347	Dolina rzeki górna Wisła	porowy	Q _D	MK	99	8	13,0	1,52
348	Zbiornik warstw Godula (Beskid Śląski)	szczelinowo-porowy	K _F	MK	410	60	8,5	0,24
448	Dolina rzeki Biała	porowy	Q _D	MK	22	6	3,0	1,58
446	Dolina rzeki Soła	porowy	Q _D	MK	116	8	15,0	1,50
447	Zbiornik warstw Godula (Beskid Mały)	szczelinowo-porowy	K _F	MK	256	60	8,0	0,36
445	Zbiornik warstw Magura (Babia Góra)	szczelinowo-porowy	Pg _F	MK	763	80	23,5	0,36
444	Dolina rzeki Skawa	porowy	Q _D	MK	86	8	16,5	2,22
439	Zbiornik warstw Magura (Gorce)	szczelinowo-porowy	Pg _F	MK	450	80	23,0	0,59
440	Dolina kopalna Nowy Targ	porowy	Q _K	MK	280	35	86,0	3,55
443	Dolina rzeki Raba	porowy	Q _D	MK	59	8	11,5	2,26
442	Dolina rzeki Stradomka	porowy	Q _D	MK	26	6	5,0	2,23
436	Zbiornik warstw Istebna (Ciężkowice)	szczelinowo-porowy	Pg _F -K _F	MK	119	60	3,5	0,34
437	Dolina rzeki Dunajec (Nowy Sącz)	porowy	Q _D	MK	145	10	37,0	2,95
435	Dolina rzeki Dunajec (Zakliczyn)	porowy	Q _D	MK	47	10	12,0	2,96
438	Zbiornik warstw Magura (Nowy Sącz)	szczelinowo-porowy	Pg _F	MK	250	80	5,0	0,25
434	Dolina rzeki Biała Tarnowska	porowy	Q _D	MK	54	6	7,0	1,50
433	Dolina rzeki Wisłoka	porowy	Q _D	MK	200	8	26,0	1,50
432	Dolina rzeki Wisłok	porowy	Q _D	MK	172	8	22,0	1,48
430	Dolina rzeki San	porowy	Q _D	MK	179	10	35,0	2,26

Tabela 7.10 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
431	Zbiornik warstw Krosno (Bieszczady)	szczelinowo-porowy	Pg _F	MK	1220	60	25,0	0,24
Subregion Zapadliska przedkarpackiego								
346	Zbiornik Pszczyna-Żory	porowy	Q _K	Ppk	180	15-40	31,0	1,99
326	Zbiornik Częstochowa (E)	szczelinowo-porowy	J ₃	M K-S	3257	160	1020,0	3,62
450	Dolina rzeki Wisła (Kraków)	porowy	Q _D	Ppk	95	15-30	20,0	2,44
451	Subzbiornik Bogucice	porowy	Pg	SZB (Ppk)	176	60-200	40,0	2,63
423	Subzbiornik Staszów	porowy	Pg	Ppk	33	30-70	3,0	1,05
424	Dolina Borowa	porowy	Q _D	Ppk	53	10-30	4,5	0,98
425	Zbiornik Dębica-Stalowa Wola-Rzeszów	porowy	Q _{DK}	Ppk	1500	10-30	140,0	1,08
426	Dolina kopalna Kolbuszowa	porowy	Q _K	Ppk	20	18-70	5,0	2,89
422	Zbiornik Romanówka	porowo-szczelinowo-krasowy	J ₃	MSt	74	<100	14,0	2,19
406	Niecka lubelska (Lublin)	szczelinowo-porowy	K ₂	NL	6650	85	1330,0	2,31
428	Dolina kopalna Biłgoraj-Lubaczów	porowy	Q _K	Ppk	376	10-65	38,0	1,17
429	Dolina Przemyśl	porowy	Q _D	Ppk	60	10-30	8,0	1,54
407	Niecka lubelska (Chełm-Zamość)	szczelinowo-porowy	K ₂	NL	8800	70	1050,0	1,38

Kol. 4. Q_D – zbiornik czwartorzędowy dolin, Q_K – zbiornik czwartorzędowy dolin kopalnych, Pg_F, Pg-K_F, K_F – zbiorniki we fliszu karpackim (paleogeński, paleogeńsko-kredowy, kredowy), Pg-T₂ – zbiornik paleogeńsko-triasowy (trias środkowy), K₂ – zbiornik gómkredowy, J₃ – zbiornik górnourajski;

Kol. 5. Region hydrogeologiczny: prowincja górsko-wyżynna: MK – masyw karpacki; MSt – masyw świętokrzyski; NL – niecka lubelska; MKS – monoklina krakowsko-śląska; prowincja nizinna: Ppk – pasmo przedkarpackie zbiorników wód czwartorzędowych; SZB – subzbiornik neogeński – bogucicki

nej ochrony cztery reprezentowane są w postaci niewielkich fragmentów. Są to: w okolicy Krakowa zbiornik jurajski nr 326 o najwyższym module zasobów odnawialnych 3,62 l/s·km² oraz zbiornik czwartorzędowy nr 450. Poza tym wzdłuż wschodniej granicy zapadliska występują fragmenty kredowej niecki lubelskiej reprezentujące zbiorniki nr 406 i 407.

W lewobrzeżnej części doliny Wisły występują dwa obszarowo niewielkie zbiorniki, mające jednak ważne znaczenie gospodarcze. Są to mioceniński zbiornik porowy

nr 423, zaopatrujący w wodę Staszów, oraz porowo-szczelinowo-krasowy zbiornik jurajski nr 422, stanowiący źródło zaopatrzenia aglomeracji sandomierskiej.

Spośród zbiorników czwartorzędowych, obejmujących głównie utwory aluwialne dolin rzecznych, do największych obszarowo należy zbiornik nr 425 o zasobach dyspozycyjnych 591 700 m³/d. Zbiornik ten obejmuje dolinę Wisłoki i Sanu z jego lewobrzeżnym dopływem, który u podnóża nasunięcia karpackiego łączy się z zasobną w wody doliną kopalną. Moduły zasobów dyspozycyj-

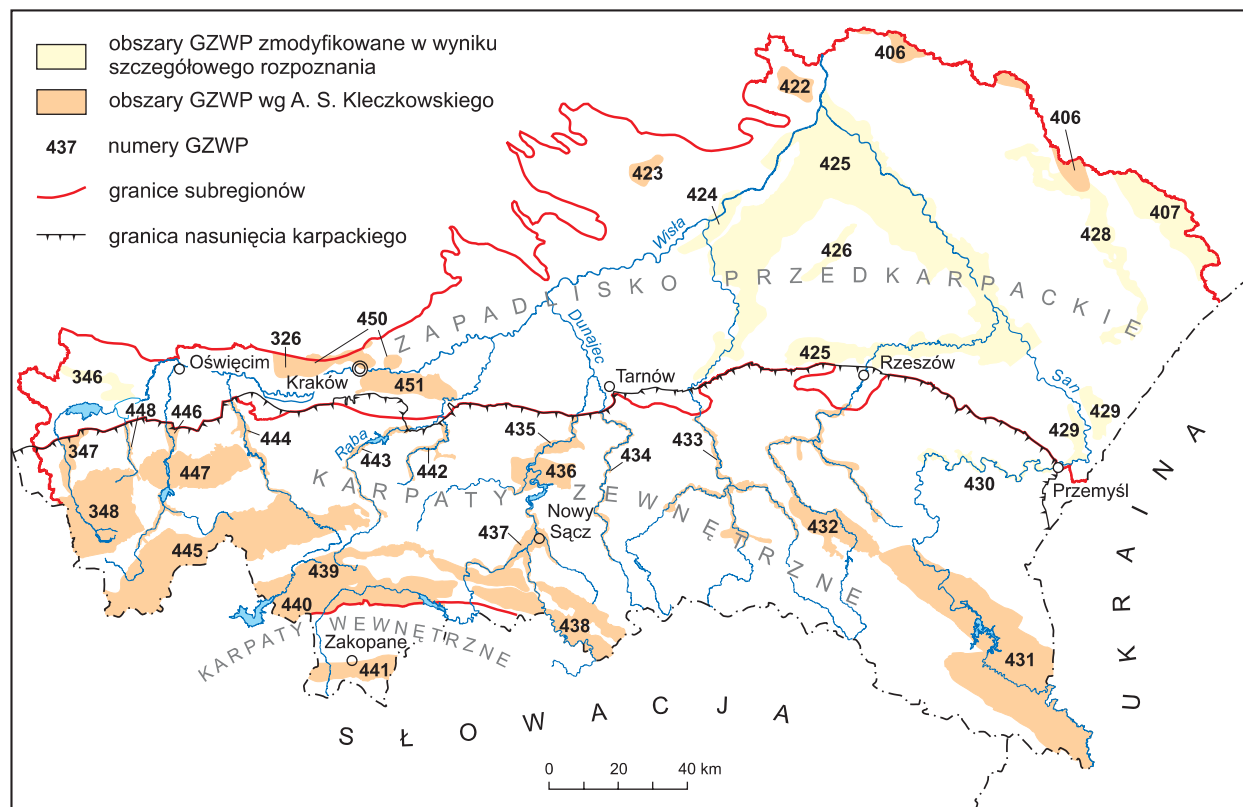


Fig. 7.30. Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) wydzielone w regionie górnej Wisły

nych zbiorników czwartorzędowych zawarte są w granicach od 1 do ponad 2 l/s·km².

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

Na podstawie szeregu warstw informacyjnych w zakresie rozpoznania dynamiki, jakości i wykorzystania wód podziemnych obszar Polski został podzielony na jednolite części wód podziemnych (JCWPd), odpowiednik angielskiej nazwy *groundwater body* (GWB). Według tego podziału, nawiązującego do wymagań Ramowej Dyrektywy Wodnej, wyróżniono: w obrębie masywu karpackiego 12 JCWPd o łącznej powierzchni około 20 000 km² oraz 12 JCWPd na terenie zapadliska przedkarpackiego (fig. 7.31).

W obrębie masywu karpackiego dominuje mieszany typ wodonośca porowo-szczelinowy, a na terenie zapa-

dliska porowy (tab. 7.11). Jedynie w północno-zachodnim obrzeżeniu zapadliska występują fragmenty wodonośców szczelinowych i szczelinowo-krasowych o zróżnicowanych współczynnikach filtracji (JCWPd nr 105, 124, 147). Różnice pomiędzy masywem karpackim a zapadliskiem dotyczą również stopnia izolacji utworów wodonośnych. Na terenie zapadliska stopień izolacji jest zróżnicowany, kwalifikujący wydzielone jednolite części wód podziemnych do niekorzystnych, średnich, a lokalnie nawet o korzystnym stopniu izolacji (JCWPd nr 139).

Gospodarka wodna regionu

W nawiązaniu do zlewniowego systemu zarządzania zasobami wodnymi kraju, prawie cały region górnej Wisły położony jest w obszarze działania Regionalnego Zarządu

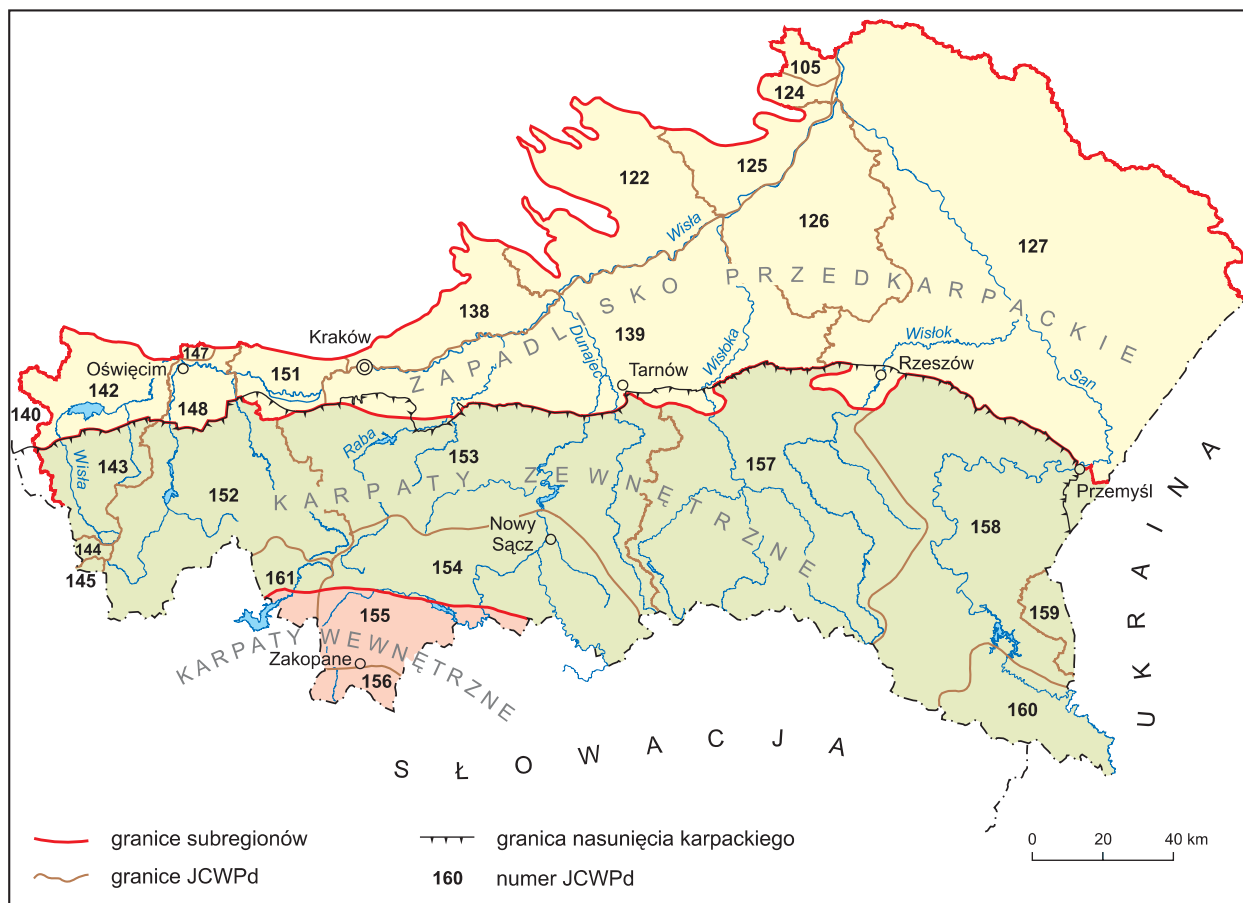


Fig. 7.31. Jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wydzielone w regionie górnej Wisły (P. Herbich i in., 2004)

Gospodarki Wodnej z siedzibą w Krakowie. Tylko niewielki fragment górnego odcinka zlewni Wisły po Skawę należy do RZGW w Gliwicach. Cały analizowany teren, szczególnie masyw karpacki, mimo najwyższych w kraju opadów atmosferycznych charakteryzuje się słabymi możliwościami eksploatacyjnymi i nie stwarza możliwości zaopatrzenia w wodę dużych ośrodków przemysłowych czy też większych aglomeracji miejskich. Stąd też gospodarka wodna regionu opiera się na wykorzystaniu zarówno wód podziemnych, jak i powierzchniowych.

W Karpatach fliszowych eksploatowane są wody szczelinowe i porowe utworów czwartorzędowych dolin rzecznych i kotlin śródgórskich, natomiast w obrębie zapadliska przedkarpackiego główne źródło zaopatrzenia

stanowią wody porowe. Zgodnie z klasyfikacją jakości wód stosowaną na Mapie hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, poza lokalnie występującymi wodami o bardzo dobrej jakości, które spełniają warunki stawiane wodom pitnym (Dz.U. nr 203, poz. 1718, z dnia 5 XII 2002), do najliczniej reprezentowanych należą wody dobrej jakości, wymagające prostego uzdatniania.

W obrębie zapadliska przedkarpackiego dominuje odsłonięty, często zanieczyszczony, poziom wodonośny o zróżnicowanej miąższości i możliwościach eksploatacyjnych. Potencjalnie największe zagrożenie dla jakości wód podziemnych stanowią tereny poeksploatacyjne złóż siarki, szczególnie w obszarach powstawania stożków represji (J. Prażak, 2002).

Tabela 7.11

Charakterystyka geologiczna i hydrogeologiczna jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) – region górnej Wisły

Nr JCWPd	Stratygrafia	Litologia	Miąższość [m]	Typ wodonośca	Wodoprzepuszczalność k [m/s]	Stopień izolacji	Powierzchnia [km ²]
1	2	3	4	5	6	7	8
Subregion Karpat wewnętrznych							
155	Q/Pg	piaski, żwiry/ piaskowce	<10/ 10–20	porowaty/ słabo przepuszczalny	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3} /$ $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	3c	908,8
156	Pg, T ₂ , C	wapienie, dolomity, granity	>40	szczelinowy, słabo przepuszczalny	$1 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-4}$	3c	196,7
Subregion Karpat zewnętrznych (fliszowych)							
143	Pg–K	piaskowce	10–20	porowaty (szczelinowy)	$1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	3	686,0
144	Pg–K	piaskowce	10–20	porowaty (szczelinowy)	$1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	3	56,9
145	Pg–K	piaskowce	10–20	porowaty (szczelinowy)	$1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	3	24,6
152	Q, Pg, K	piaski, żwiry, piaskowce	<10, 10–20	porowaty, słabo przepuszczalny	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3} /$ $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	3c	2611,6
153	Q/Pg	piaski, żwiry/ piaskowce	<10/ 10–20	porowaty/ słabo przepuszczalny	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3} /$ $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	3c	3522,2
154	Q/Pg	piaski, żwiry/ piaskowce	<10/ 10–20	porowaty/ słabo przepuszczalny	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3} /$ $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	3c	1993,5
157	Q/Pg	piaski, żwiry/ piaskowce	< 10/ 10–20	porowaty/ słabo przepuszczalny	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3} /$ $1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-6}$	3c	4420,6
158	Q/Pg	piaski, żwiry/ piaskowce	<10/ 10–20	porowaty/ słabo przepuszczalny	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3} /$ $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	3c	3811,3
159	Q/Pg	piaski, żwiry/ piaskowce	<10/ 10–20	porowaty/ słabo przepuszczalny	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3} /$ $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	3c	233,0
160	K ₂	margle	>40	szczelinowy	$3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	3a	827,2
Subregion zapadliska przedkarpackiego							
142	Q	piaski	<10, 10–20	porowaty	$1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-4}$	3a	863,7
147	C ₂	piaskowce	>40	słabo przepuszczalny	$1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-5}$	2	36,3

Tabela 7.11 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
148	Q	piaski	<10, 10–20	porowaty	$1 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-4}$	3a	339,8
151	Q	piaski	<10, 10–20	porowaty	$1 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-4}$	3c	264,9
138	Q	piaski, żwiry	<10, 10–20	porowaty	$1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}$	2a	862,4
139	Q/Pg	piaski, żwiry, piaskowce	<10, 10–20/ >40	porowaty/porowaty	$1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}$ / $1 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	2a/1b	3662,8
122	Q, Pg	piaski	<10	porowaty	$3 \cdot 10^{-4}$ – $1 \cdot 10^{-3}$	3a	1740,4
125	Q, Pg	piaski	10–20	porowaty	$1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-4}$	3a	639,2
126	Q	piaski, żwiry	10–20	porowaty	$1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}$	2a	1878,8
127	Q	piaski, żwiry	10–20	porowaty	$1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-3}$	2a	8933,1
124	J ₃	wapienie	>40	szczelinowy, krasowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	3b	148,1
105	K ₂	margle	>40	szczelinowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	3a	163,0

Stratygrafia: Q – czwartorzęd, Pg – paleogen, K – kreda, K₂ – kreda górna, J₃ – jura górna, T₂ – trias środkowy, C – karbon

Stopień izolacji jednolitych części wód podziemnych:

1. Korzystny: a. ciągły nadkład wód podziemnych ze spoiwych warstw o rozległym rozmieszczeniu i miąższości > 10 m,
 - b. hydraulicznie napięte, w szczególności artezyjskie warunki,
 - c. średnie działanie ochronne, jednakże poziom zasilania wód podziemnych < 100 mm/a (np. ił, muł, margiel),
2. Średni: a. przeważający nadkład wód podziemnych ze spoiwych warstw, jednakże z silnie zmieniającą się miąższością,
 - b. większa filtracja/wodoprzepuszczalność, tzn. niska zdolność retencji substancji szkodliwych, przy bardzo dużej miąższości, np. ilaste piaski, zeszcelinowacony iłowiec i margiel,
3. Niekorzystny: a. przeważający nadkład wód podziemnych ze spoiwych warstw o miąższości < 10 m,
 - b. duża miąższość, jednakże wysoka filtracja/wodoprzepuszczalność i poprzez to niska zdolność retencji substancji szkodliwych, średnie działanie ochronne, jednakże poziom zasilania wód podziemnych > 200 mm/a, np. piaski, żwiry, dobrze zeszcelinowacone, w szczególności krasowijące lite utwory skalne.

Niezwykle ważnym problemem jest tu rekultywacja wyrobisk poeksploatacyjnych, obejmująca różnorodne etapy prac i towarzyszący im monitoring wód podziemnych i powierzchniowych oraz atmosfery w zakresie pyłu zawieszonego i siarkowodoru.

Zgodnie z wymaganiami prawa wodnego i zaleceń Ramowej Dyrektywy Wodnej, prawidłowe gospodarowanie zasobami wodnymi w danych warunkach środowiskowych wymaga ustalenia zasobów perspektywicznych, określonych na podstawie przybliżonej oceny odnawialnych zasobów wód podziemnych. Obliczenia takie,

uwzględniające warunki przyrodnicze oraz wpływ gospodarczej działalności człowieka na wody podziemne, zawiera opracowanie Państwowego Instytutu Geologicznego (P. Herbich i in., 2003). W opracowaniu tym region górnej Wisły został podzielony na 10 obszarów bilansowych, niepokrywających się z obszarami subregionów (fig. 7.32). Uniemożliwia to określenie różnic pomiędzy masywem karpackim o dominacji wód szczelinowych a zapadliskiem przedkarpackim, gdzie głównym źródłem zaopatrzenia ludności i przemysłu w wodę są utwory czwartorzędowe. Spośród wydzielonych obszarów bilan-



Fig. 7.32. Obszary bilansowe regionu górnej Wisły

sowych jedynie KO9 reprezentuje możliwości eksploatacyjne Karpat fliszowych. Zasoby odnawialne określone zostały tu na $461 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$, a perspektywiczne na $117,8 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$ (tab. 7.12).

Podobną wartość zasobów perspektywicznych ($113 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$) stwierdzono również w obszarze KO1, reprezentującym Wisłę od Przemszy do Skawy. Zlewnia Dunajca, reprezentująca łącznie subregion Karpat wewnętrznych i zewnętrznych, przy zbliżonych wartościach zasobów perspektywicznych ($109,3 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$), charakteryzuje się stosunkowo korzystnymi wartościami zasobów odnawialnych. Pozostałe obszary bilansowe reprezentują masyw karpacki i zapadlisko łącznie lub wykraczają poza ich północną granicę.

Pomimo występowania na terenie Karpat i zapadliska przedkarpackiego szeregu zbiorników wód podziemnych, w wielu regionach istnieje konieczność uzupełniania niedoboru wód na drodze budowy zbiorników retencyjnych lub ujęć brzegowych, pozwalających często na

uzyskanie dużych wydajności. Posłużyć się tu można przykładem ujęć z terenu zlewni górnej Wisły w Kobiernicach lub zlewni Soły w Pogórze, gdzie dominują wartości współczynników filtracji rzędu $1\cdot 10^{-4} \text{ m/s}$, przy współczynnikach przewodności $20\text{--}300 \text{ m}^2/\text{d}$ i wydajnościach osiagających $200 \text{ m}^3/\text{h}$. Ważną rolę w zaopatrzeniu odgrywają również liczne zbiorniki retencyjne, spełniające szereg funkcji gospodarczych (tab. 7.13). Spośród 16 takich obiektów hydrotechnicznych niemal połowa stanowi źródło zaopatrzenia w wodę pitną. Ponadto zbiorniki te mają na celu wyrównanie przepływu rzek i ochronę przeciwpowodziową, produkcję energii elektrycznej oraz stworzenie warunków do rozwoju turystyki i rekreacji. Najpóźniej, bo w 1997 r., został oddany do użytku zbiornik czorsztyński, nad celowością budowy którego dyskusje trwały od początku ubiegłego stulecia. Zbiornik ten, położony u wrót do przełomu Dunajca przez Pieniny, we wschodnim krańcu Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, odgrywa ważną rolę w kształtowaniu

Tabela 7.12

Zasoby regionalne obszarów bilansowych wchodzących w skład regionu górnej Wisły (P. Herbach i in., 2003)

Nr obszaru bilansowego	Nazwa zlewni – obszaru bilansowego	Powierzchnia [km ²]	Zasoby odnawialne		Zasoby dyspozycyjne		Zasoby perspektywiczne	
			[m ³ /d]	[m ³ /d·km ²]	[m ³ /d]	[m ³ /d·km ²]	[m ³ /d]	[m ³ /d·km ²]
KO1	Wisła od Przemśły do Skawy	2881,2	646 957	225	184 050	67	15 000	113
KO2	Czarna Orawa	357,5	139 568	390,4			41 000	114,7
KO3	Wisła od Skawy do Dunajca	6210,2	1 893 705	305	20 840	93	552 000	92,1
KO4	Dunajec	4833,9	2 523 814	369	69 009	196	490 000	109,3
KO5	Wisła od Dunajca do Wisłoki	6625,9	1 749 949	264	62 160	249,7	818 000	128
KO6	Wisłoka	4094,7	1 149 365	281	108 630	90	386 000	94
KO7	Wisła od Wisłoki do Sanu	2906,1	626 957	216	194 270	110,3	92 000	80,7
KO8	San	14 396,4	3 958 910	275	83 760	21,4	1 529 000	146
KO9	Strwiąż	229,2	105 737	461			27 000	117,8
KO10	Wisła od Sanu do Sanny	1071,8	239 050	223	19 400	68,9	89 000	112,2

warunków hydrogeologicznych całego Podhala. Od południa jego obrzeżenie i podłoże stanowią utwory pienińskiego pasa skałkowego i częściowo fliszu podhalańskiego, a od północy flisz Karpat zewnętrznych. Położenie geostrukturalne zespołu zbiorników Czorsztyn–Niedzica–Sromowce Wyżne sprawia, że chemizm wód kształtowany jest pod wpływem czynników geogenicznych oraz gospodarki wodno-ściekowej górnej części zlewni Dunajca. Budowa nowej oczyszczalni ścieków w Zakopanem oraz mechaniczno-biologicznej oczyszczalni uwzględniającej utylizację ścieków garbarskich w Nowym Targu, a także kanalizacja osiedli wiejskich i praca lokalnych oczyszczalni, dla których bezpośrednim lub pośrednim odbiornikiem jest zespół zbiorników czorsztynskich, wpłynęła na wyraźną poprawę jakości wód. Przy ewentualnym ich wykorzystaniu w celach konsumpcyj-

nych, zastrzeżenia budzi jedynie stan bakteriologiczny wód (D. Małecka, 1996b; D. Małecka i in., 1996; D. Małecka, W. Humnicki, 2002).

O skali wykorzystania wód powierzchniowych w gospodarce wodnej regionu górnej Wisły między innymi świadczy fakt, że przy rocznym zapotrzebowaniu Krakowa na wodę w wysokości ok. 100 mln m³, ponad połowę stanowią wody powierzchniowe Raby gromadzone w zbiorniku Dobczyce. W przypadku dalszego wzrostu zapotrzebowania rozważana jest możliwość przerzutu wody z Dunajca do Raby, powyżej zbiornika retencyjnego w Dobczycach. Przykładem takich przerzutów wód może być również ujęcie infiltracyjne dla Pińczowa lub ujęcie wód powierzchniowych Nidy w Nowym Korczyniu dla zaopatrzenia dużego, biegnącego przez tereny kilku gmin, wodociągu „Nida 2000”.

Zbiorniki retencyjne w regionie górnej Wisły

Nr*	Nazwa zbiornika	Arkusze MhP 1:50 000	Zlewnia rzeki	Powierzchnia zbiornika [km ²]	Przeznaczenie	Rok ukończenia budowy
1	Łąka	Pszczyna	Pszczynka	4,10	zaopatrywanie w wodę przemysłową, ochrona przed powodzią terenów poniżej zapory, stworzenie warunków do rozwoju turystyki i rekreacji	1987
2	Goczałkowicki	Pszczyna	Wisła	26,50	zaopatrywanie w wodę pitną, ochrona przed powodzią terenów poniżej zapory	1955
3	Wisła Czarne	Wisła	Mała Wisła	0,40	zaopatrywanie w wodę pitną, ochrona przed powodzią terenów poniżej zapory	1974
4	Wapienica	Skoczów	Wapienica	0,18	zaopatrywanie w wodę pitną,	1932
5	Tresna (Jezioro Żywieckie)	Bielsko-Biała	Soła	10,00	wyrównanie przepływów Soły, ochrona przed powodzią terenów poniżej zapory, stworzenie warunków do rozwoju turystyki i rekreacji	1967
6	Porąbka (Jezioro Międzybrodzkie)	Bielsko-Biała	Soła	3,67	produkcja energii elektrycznej	1937
7	Czaniec	Bielsko-Biała	Soła	0,46	zbiornik wyrównawczy dla zbiornika międzybrodzkiego, zaopatrywanie w wodę pitną	1967
8	Dobczyce	Wieliczka	Raba	10,65	zaopatrywanie w wodę pitną	1987
9	Czorsztyn –Niedzica	Szczawnica Krościenko	Dunajec	13,35	produkcja energii elektrycznej, ochrona przed powodzią terenów poniżej zapory, stworzenie warunków do rozwoju turystyki i rekreacji	1997
10	Sromowce Wyżne	Szczawnica –Krościenko	Dunajec	0,88	produkcja energii elektrycznej, zapewnienie gwarantowanego odpływu do przełomu pienińskiego, zbiornik wyrównawczy dla zbiornika Czorsztyn–Niedzica	1994
11	Rożnowski	Męcina	Dunajec	16,00	zbiornik wielozadaniowy	1942
12	Czchowski	Męcina	Dunajec	3,45	zbiornik wyrównawczy dla zbiornika rożnowskiego	1942
13	Klimkówka	Gorlice	Ropa	3,00	ochrona przed powodzią terenów poniżej zapory, wyrównanie przepływów Ropy, produkcja energii elektrycznej, stworzenie warunków do rozwoju turystyki i rekreacji	1996
14	Besko	Rymanów	Wisłok	1,30	zaopatrywanie w wodę pitną, ochrona przed powodzią terenów poniżej zapory, wyrównanie przepływów Ropy, produkcja energii elektrycznej	1978
15	Solina	Lesko, Ustrzyki D., Jabłonki, Lutowiska	San	21,05	retencjonowanie wody, zaopatrywanie w wodę pitną, produkcja energii elektrycznej	1968
16	Myczkowce	Lesko	San	2,00	zbiornik wyrównawczy dla zbiornika Solina, produkcja energii elektrycznej	1968

* – numeracja wg figury 7.7

Literatura

- ATLAS klimatyczny Polski, 1977–1979 – Część tabelaryczna. Wyd. Komunikacji i Łączności. Warszawa.
- BAC-MOSASZWILI M., 1997 – Wyniesienie Tatr i ruchy neotektoniczne. *Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 22–25. Zakopane, Warszawa.
- BAC-MOSASZWILI M., JAROSZEWSKI W., PASSENDORFER E., 1982 – W sprawie tektoniki Czerwonych Wierchów i Giewontu w Tatrach. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **52**, 1–4.
- BARCZYK G., HUMNICKI W., 1999 – Wpływ zawodnienia masywu na migrację wód w krasowym systemie wywierzyska Goryczkowego w Tatrach. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 9: 21–28. Warszawa–Kielce.
- BARCZYK G., HUMNICKI W., MAŁECKA D., 1995 – Określenie współczynnika filtracji masywu tatrzańskiego na podstawie pomiarów szczelinowatości. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 7, cz. 2: 231–238. Kraków–Krynica.
- BIRKENMAJER K., 1977 – Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt. Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, **14**, 45: 158 ss.
- BIRKENMAJER K., 1986 – Zarys ewolucji geologicznej pieniniego pasa skałkowego. *Prz. Geol.*, **34**, 6: 293–304.
- BOBER L., OSZCZYPKO N., 1964 – Związek między szczelinowatością i zawodnieniem piaskowca magurskiego ze Śnieżnicy (Beskid Wyspowy). *Kwart. Geol.*, **8**, 3: 626–639.
- BROMOWICZ J., ROWIŃSKI Z., 1965 – Kilka uwag o piaskowcach fliszu podhalańskiego. *Kwart. Geol.*, **9**, 4: 838–856.
- BURCHARD J. (red.), 2000 – Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce. Wyd. Uniw. Łódzkiego, Komisja Hydrologiczna Pol. Tow. Geol. Łódź.
- BURCHARD T., KIREJCZYK J., PANTULA Z., 2000a – Ekologiczne aspekty likwidacji kopalń siarki. *Mat. Konf. nt. Doświadczenia z likwidacji zakładów górniczych*. Wyd. SITG. Katowice.
- BURCHARD T., KIREJCZYK J., PANTULA Z., TABOR M., 2000b – Identyfikacja zagrożeń dla środowiska w Kopalni Siarki „Basznia” – sposoby ich zabezpieczenia i likwidacji. *Mat. Konf. nt. Rekultywacja i zagospodarowanie terenów zdegradowanych działalnością górniczą i przemysłową*. Wyd. OBR PS Siarkopol. Tarnobrzeg.
- CHOWANIEC J., 1989 – Hydrogeologiczne warunki zasilania i przepływu wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych Podhala między Zakopanem i Białym Dunajcem. *Arch. Państw. Inst. Geol. Oddz. Kraków*.
- CHOWANIEC J., 1991 – Region karpacki. *W: Budowa geologiczna Polski*. T. 7. Hydrogeologia: 204–215. Wyd. Geol. Warszawa.
- CHOWANIEC J., 2002 – Strefowość zawodnienia w profilu pionowym fliszu podhalańskiego w świetle badań wodochłonności. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **404**: 19–28.
- CHOWANIEC J., 2003 – Wody podziemne niecki podhalańskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 11, cz. 1: 45–53. Gdańsk.
- CHOWANIEC J., 2004 – Wody podziemne wschodniej części Karpat i zapadliska przedkarpackiego oraz ich ochrona. *Przew. 75. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 79–91. Kraków.
- CHOWANIEC J., DŁUGOSZ P., DROZDOWSKI B., NAGY S., POPRAWA D., WITCZAK S., WITEK K., 1997a – Dokumentacja hydrogeologiczna wód termalnych niecki podhalańskiej. *Arch. Państw. Inst. Geol. Oddz. Karpacki. Kraków*.
- CHOWANIEC J., MAŁECKA D., POPRAWA D., 1997b – Wody płytkiego i głębokiego krążenia w Tatrach i na przedpolu. *Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 141–164. Zakopane.
- CHOWANIEC J., GIERAT-NAWROCKA D., WITEK K., 1985 – Normal waters in flysch strata of the Polish Carpathians. *Proc. 13. Congress CBGA. Part. II*: 395–397. Kraków.
- CHOWANIEC J., OSZCZYPKO N., WITEK K., 1983 – Hydrogeologiczne cechy warstw krośnieńskich centralnej depresji karpackiej. *Kwart. Geol.*, **27**, 4: 797–810.
- DAJBROWSKI T., GŁĄZEK J., 1968 – Badania przepływów krasowych we wschodniej części Tatr Polskich. *Speleologia*, **3**, 2: 85–98.
- DYNOWSKA I., MACIEJEWSKI M. (red.), 1991 – Dorzecze górnej Wisły. Cz. 1. PWN. Warszawa, Kraków.
- Dz.U. nr 203 poz. 1718, z dnia 5 XII 2002. Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 19 XI 2002 r. w sprawie wymagań dotyczących jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi.
- DZIEWAŃSKI J. (red.), 1998 – Warunki geologiczno-inżynierskie podłoża zbiorników wodnych Czorsztyn–Niedzica i Sromowce Wyżne im. Gabriela Narutowicza. *Studia, rozprawy, monografie*. Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S., SMITH A., 1964 – Flisz jako facja. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **31**: 245–266.
- GAWLIK B., TURAJ A., 2000 – Aktualny stan prac likwidacyjnych, problemy przy likwidacji wyrobisk „Machów” i „Piaseczno”, rekultywacja i zagospodarowanie terenów pogórniczych. *Mat. Konf. nt. Rekultywacja i zagospodarowanie terenów zdegradowanych działalnością górniczą i przemysłową*. Wyd. OBR PS Siarkopol. Tarnobrzeg.
- GIEYSZTOR I., 1961 – Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, **26**: 1–80.
- GOŁĄB J., 1947 – Hydrogeologia zachodniego Pasma Gubałowskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **32**: 39–46.
- GOŁĄB J., 1952 – Tektonika Podhala. [Streszcz. ref.]. *Geol. Biul. Inf.*, 1: 12–13.
- GOŁĄB J., 1959 – Zarys budowy geologicznej zachodniego Podhala. *Biul. Inst. Geol.*, **149**: 225–239.

- HALICKI B., 1930 – Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Spraw. PIG*, 3, 3–4. Warszawa.
- HALICKI B., 1963 – Tektonika Podhala. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33, 3: 349–359.
- HANZEL V., 1987 – Puklinovo – krasové vody Belianskych a Vysokých Tatier. *Slovenský kras*, 25: 65–82.
- HERBICH P., DĄBROWSKI S., NOWAKOWSKI C., 2003 – Ustalenie zasobów perspektywicznych wód podziemnych w obszarach działalności Zarządów Gospodarki Wodnej (raport końcowy). Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HERBICH P., HORDEJUK T., KAZIMIERSKI B., NOWICKI Z., SADURSKI A., SKRZYPCZYK L., 2004 – Jednolite części wód podziemnych (zagregowane). Państwowa Służba Hydrogeologiczna. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HESS M., 1965 – Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 12: 255 ss.
- HESS M., 1969 – Główne problemy klimatologiczne Karpat. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.* 25: 7–47.
- HUMNICKI W., 1989 – Znaczenie badań stacjonarnych w rozpoznaniu związków hydraulicznych wód powierzchniowych i podziemnych zlewni Białki w Tatrach. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc.*, 58, Konferencje: 215–220.
- HUMNICKI W., 2003 – Odpływ podziemny w wybranych zlewniach Pienińskiego Parku Narodowego. *W: Pieniny, przyroda i człowiek*, t. 8: 41–51. Wyd. PPN, Krościenko n. Dunajcem.
- HUMNICKI W., 2007 – Hydrogeologia Pienin. Wyd. UW. Warszawa.
- JAWAŃSKI W., 1973 – Charakterystyka spękań fliszu karpacciego dla modelowania przepływu wody. *W: Z problematyki budownictwa wodnego: 167–192*. Wyd. PWN. Warszawa–Poznań.
- KĘPIŃSKA B., 1997 – Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. *Studia, Rozprawy, Monografie IGSMiE PAN*, 48: 111 ss.
- KĘPIŃSKA B., 2001 – Warunki hydrotermalne i termiczne podhalańskiego systemu geotermalnego w rejonie otworu Biały Dunajec PAN-1. *Studia, Rozprawy, Monografie IGSMiE PAN*, 93: 141 ss.
- KLECZKOWSKI A.S., 1979 – Hydrogeologia ziem wokół Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony (1:500 000). Wyd. AGH. Kraków.
- KLIMASZEWSKI M., 1995 – Geomorfologia. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M., STARKEL L., 1972 – Karpaty polskie. Geomorfologia Polski, t. 1. PWN. Warszawa.
- KŁAPOWA M., 1993 – Klimat. *W: Przyroda Kotliny Zakopiańskiej. Tatr i Podtatrze*, t. 2: 31–47. Wyd. TPN. Kraków–Zakopane.
- KOLAGO C., 1983 – Nowa wersja podziału hydrogeologicznego Polski. *Kwart. Geol.*, 27, 2: 365–372.
- KONDRACKI J., 1994 – Geografia Polski. Mezoregiony fizyczno-geograficzne. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KOSZARSKI L., ŚLĄCZKA A., 1973 – Karpaty zewnętrzne (fliszowe). Kreda dolna i kreda górna. *W: Budowa geologiczna Polski*, t. I, cz. 2. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOWAL J., 2000 – Likwidacja i rekultywacja terenów poeksploatacyjnych Kopalni Siarki „Jeziórko” zakładu górniczego KIZPS Siarkopol w Tarnobrzegu. *Mat. Konf. nt. Doświadczenia z likwidacji zakładów górniczych*. Wyd. SITG, Katowice.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1972 – Karpaty. *W: Budowa geologiczna Polski*, t. IV, cz. 3. Wyd. Geol. Warszawa.
- KULLMAN E., ZAKOVIČ M., 1974 – Hydrogeológia Chočského pohoria. Západné Karpaty – séria hydrogeológia a inž. Geológia: 63–113. GÚDŠ Bratislava.
- LEFELD J., 1999 – Tectonics of the Subatric unites, Eastern Tatra Mts. *Stud. Geol. Pol.*, 115: 139–166.
- LENK T., 1972 – Metody badań szczelinowatości skał. *Prace Instytutu Naftowego*. Wyd. Śląsk. Katowice.
- MAŁECKA D., 1981 – Hydrogeologia Podhala. *Pr. Inst. Geol.*, seria spec., 14. Wyd. Geol. Warszawa.
- MAŁECKA D., 1984 – Rola masywu tatrzańskiego w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych górnej części zlewni Dunajca. *Parki Narodowe i Rezerваты Przyrody*, 5, 1: 128–147. Białowieża.
- MAŁECKA D., 1985 – Znaczenie badań stacjonarnych w rozpoznaniu reżimu hydrogeologicznego źródeł i wywierzyisk krasowych w Tatrach. *Mat. Symp. Aktualne problemy hydrogeologii: 119–131*. AGH. Kraków.
- MAŁECKA D., 1989 – Metodyczne aspekty określania tła i strefowości hydrochemicznej młodych masywów górskich. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc.*, 58: 231–238.
- MAŁECKA D., 1993 – Hydrogeologia krasu tatrzańskiego. *Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego*, t. III: 11–35. Wyd. Pol. Tow. Przyjaciół Nauk o Ziemi, TPN. Kraków.
- MAŁECKA D., 1996a – Hydrogeologiczna charakterystyka Tatr w świetle badań monitoringowych. *W: „Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek”*, t. 1: 19–30. Zakopane.
- MAŁECKA D., 1996b – Wpływ zbiornika czorsztyńskiego na środowisko wodne obszarów przyległych. *Mat. Konf. Kom. Gosp. Wodnej PAN: 25–43*. Wyd. Polit. Warsz. Warszawa.
- MAŁECKA D., 2003 – The thermal waters of Podhale, southern Poland: history of research, genesis and utility. *Geol. Quart.*, 47, 2: 1195–1210.
- MAŁECKA D., HUMNICKI W., 1989 – Rola warunków hydrodynamicznych w kształtowaniu reżimu Wywierzyiska Olczyńskiego. *Prz. Geol.*, 37, 2: 78–84.

- MAŁECKA D., HUMNICKI W., 2002 – Problemy hydrogeologii i ochrony wód Pienińskiego Parku Narodowego. *Pieniny Przynr. Człow.*, 7: 49–70.
- MAŁECKA D., HUMNICKI W., BARCZYK G., 2002a – Mapa hydrogeologiczna Polski wraz z objaśnieniami, 1:50 000, ark. Tatry Zachodnie. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MAŁECKA D., HUMNICKI W., MAŁECKI J.J., 2002b – Mapa hydrogeologiczna Polski wraz z objaśnieniami, 1:50 000, ark. Tatry Wysokie. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MAŁECKA D., HUMNICKI W., MAŁECKI J.J., ŁABA-SZEWSKI W., 1996 – Charakterystyka i ocena aktualnej jakości wód w rejonie zbiornika czorszyńskiego. *Prz. Geol.*, 44, 11: 1103–1110.
- MAŁECKA D., MAŁECKI J.J., 1989 – Opracowanie zasad przestrzennego zagospodarowania zbiornika wód podziemnych nr 440 – Dolina kopalna Nowy Targ. Arch. AGH. Kraków.
- MAŁECKA D., MAŁECKI J.J., 1996 – The Tatras a reservoir of ground waters of high quality. *Pr. Nauk. UŚl.*, 1563: 116–127. Katowice.
- MAŁECKA D., MAŁECKI J.J., 1998 – Monitoring wód podziemnych w rozpoznaniu regionalnych warunków hydrogeologicznych okolic Zakopanego. II Forum inżynierii ekologicznej: 383–400. Wyd. Ekoinż. Lublin.
- MAŁECKA D., MAŁECKI J.J., 2000 – Udział opadów atmosferycznych w kształtowaniu chemizmu wód strefy hipergenicznej. *W: Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce: 71–87.* Wyd. Uniw. Łódzkiego. Łódź.
- MAŁECKA D., MAŁECKI J.J., 2005 – Hydrogeologiczna charakterystyka wód szczelinowo-krasowych eocenu numulitowego Tatr i niecki arcyżyjskiej Podhala. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 12: 477–484. Wyd. Uniw. M. Kopernika. Toruń.
- MAŁECKA D., MURZYNOWSKI W., 1978 – Rejonizacja hydrogeologiczna Karpat fliszowych. *Bibl. Wiad. IMUZ*, 56: 1–47.
- MAŁECKA D., NOWICKI Z., 2002 – Skład izotopowy wód podziemnych Tatr i Podhala. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 404: 145–161.
- MAŁECKA D., POPRAWA D., 1979 – Wybrane zagadnienia dotyczące hydrogeologii Tatr oraz południowego skrzydła Niecki Podhala. *Przew. 51. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 220–242. Wyd. Geol. Warszawa.
- MAŁECKA D., RONIEWICZ P., 1997 – Sedymentacja eocenu węglanowego i jego znaczenie w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych strefy kontaktu Tatr z fliszem Podhala. *Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 73–92. Zakopane.
- MAŁECKA D., SOKOŁOWSKI S., ŁOJAS J., MAŁECKI J.J., ROSIŃSKI A., MURZYNOWSKI W., 1977 – Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wód termalnych z otworu Zakopane 2. Arch. IHiGI UW. Warszawa.
- MAŁECKA D., WITKOWSKI A., 1981 – Czynniki warunkujące reżim wód gruntowych w utworach aluwialnych doliny Białego Dunajca. *Biul. Geol. UW*, 24: 277–299.
- MAŁECKI J.J., 1983 – Ocena zagrożenia wód tatrzańskich pod wpływem czynników antropogenicznych. *Mat. V Symp. Problemy zagrożenia i ochrony wód podziemnych: 18–25.* Częstochowa.
- MAŁECKI J.J., 1987 – Wpływ aglomeracji Zakopanego i Nowego Targu na jakość wód gruntowych w dolinie Białego Dunajca. *Mat. VI Symp. Ochrona wód podziemnych w obszarach zurbanizowanych: 181–198.* Częstochowa.
- MAŁECKI J.J., 1995 – Fyzykochemiczna charakterystyka wód termalnych Antałówki w świetle badań stacjonarnych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 7, cz. 2: 307–315. Kraków–Krynica.
- MAŁECKI J.J., 1997 – Wody Tatr i Podhala – przemiany i zagrożenia. *Przew. 68. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 32–44. Zakopane, Warszawa.
- MAŁECKI J.J., 1998 – Rola strefy aeracji w kształtowaniu składu chemicznego płytkich wód podziemnych wybranych środowisk hydrogeochemicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 381.
- MAŁECKI J.J. (red.), 2006 – Wyznaczanie parametrów migracji zanieczyszczeń w ośrodku porowatym dla potrzeb badań hydrogeologicznych i ochrony środowiska. Ministerstwo Środowiska. Warszawa.
- MASTELLA L., 1975 – Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45, 3–4: 361–401.
- MASTELLA L., KONON A., MARDAL T., 1996 – Tektonika fliszu podhalańskiego w dolinie Białki. *Prz. Geol.*, 44, 12: 1189–1194.
- MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., SZCZĘSNY R., 1988 – Tektonika północno-zachodniej części fliszu podhalańskiego. *Prz. Geol.*, 36, 10: 566–571.
- MOTYKA J., 1998 – A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks, illustrated by examples from Poland. *Hydrogeol. J.*, 6, 4: 469–482.
- NEY R., 1968 – Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, 45: 7–82.
- NIEDZIELSKI H., 1971 – Tektoniczne pochodzenie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 12, 2: 397–408.
- NIEDZIELSKI H., 1974 – Wodochłonność skał fliszowych w wybranych regionach Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 44, 1: 115–139.
- NIEDZIELSKI H., 1978 – Warunki hydrogeologiczne fliszu karpackiego w świetle badań geologiczno-inżynierskich. *Zesz. Nauk. PAN Krak.*, 4, *Bud. Wodne*, 27: 108 ss.
- NIEDZIELSKI H., 1980 – Charakterystyka wodonośności fliszu karpackiego na podstawie wydatku studzien. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50, 1: 139–159.
- NOWICKI J., SOKOŁOWSKI J., SZEWCZYK B., 1985 – Wykorzystanie ciepła wód termalnych niecki podhalańskiej z ujęcia Bańska IG 1 do centralnego ogrzewania i przygotowania wody cieplej użytkowej. *Mat. Konf. Ocena możliwości*

- eksploatacji wód termalnych w niecce podhalańskiej: 57–73. Wyd. AGH. Kraków.
- OSZCZYPKO N., 1973 – Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **271**: 101–197.
- OSZCZYPKO N., 1992 – Rozwój basenu magurskiego w górnej kredzie i paleogenie. *Prz. Geol.*, **40**, 7: 397–404.
- OSZCZYPKO N., 1999 – Przebieg miocenijskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 209–230.
- OSZCZYPKO N., CHOWANIEC J., KONCEWICH A., 1981 – Wodonośność piaskowców magurskich w świetle badań wodochłonności. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **51**, 1–2: 273–302.
- OZIMKOWSKI W., 1992 – Geologia fliszu podhalańskiego w ujęciu fotointerpretacyjnym. *Biul. Geol. UW*, **32**: 93–120.
- PACHLA J., ŻACZKIEWICZ W., 1985 – Drogi krążenia wód krasowych na przykładzie zlewni potoku Sucha Woda. *Ga-cek*, **2**: 39–44.
- PACZYŃSKI B., 1980 – Podstawy systematyki regionalnej wód podziemnych Polski. Pr. Inst. Geol., seria spec. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., 1985 – Zasoby zwykłych wód podziemnych na obszarze kraju i kierunki badań regionalnych dla ich uściślenia. Mat. Konf. Geologia gospodarcze narodowej: 185–193. Wyd. AGH. Kraków.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000. Cz. II. Wyd. Inst. Geol. Warszawa.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B., 1990 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- POMIANOWSKI P., 1995 – Budowa depresji orawskiej w świetle analizy wybranych materiałów geofizycznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **64**, 1–4: 67–80.
- POPRAWA D., 1972 – Zasoby użytkowych wód podziemnych na obszarze Karpat. Pr. Hydrogeol. Inst. Geol., seria spec., 2. Warszawa.
- PRAŻAK J., 2002 – Chemizm i jakość wód podziemnych w województwie świętokrzyskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **400**: 77–90.
- ROMER E., 1929 – Tatrzańska epoka lodowa. *Pr. Geogr. E. Romera*, 11. Lwów.
- RONIEWICZ P., 1969 – Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr. *Acta Geol. Pol.*, **19**, 3: 503–608.
- SIKORA W., 1976 – On lineaments found in the Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **46**, 1–2: 3–37.
- SOCZYŃSKA U. (red.), 1997 – Hydrogeologia dynamiczna. Wyd. PAN. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J., 1984 – Energia geotermalna wielką szansą Podhala. *Problemy*, **8**: 10–16.
- SOKOŁOWSKI J., 1985 – Warunki występowania wód termalnych w niecce podhalańskiej. Mat. Konf. Ocena możliwości eksploatacji wód termalnych w niecce podhalańskiej: 25–46. AGH. Kraków.
- SOKOŁOWSKI J., 1989 – Koncepcja budowy zakładu geotermalnego i ochrony środowiska naturalnego na Podhalu. *Tech. Poszuk. Geol., Geosyn. Geoter.*, **2**: 1–7.
- SOKOŁOWSKI J., POPRAWA D., 1985 – Propozycja programu badań i kompleksowego zagospodarowania wód termalnych niecki podhalańskiej. Mat. Konf. Ocena możliwości eksploatacji wód termalnych w niecce podhalańskiej: 47–55. AGH. Kraków.
- SOKOŁOWSKI S., 1959 – W sprawie poszukiwań geologicznych w rejonie tatrzańskim. *Prz. Geol.*, **7**, 8: 341–343.
- STACHOWICZ R., ZARDZEWIĄŁY M., 2000 – Zagrożenia ekologiczne a rekultywacja terenów kopalni otworowej siarki „Grzybów”. Mat. Konf. Doświadczenia z likwidacji zakładów górniczych. Wyd. SITG. Katowice.
- STOPA-BORYCZKA M., 1973 – Cechy termiczne klimatu Polski. Wyd. UW. Warszawa.
- STUPNICKA E., 1997 – Geologia regionalna Polski. Wyd. UW. Warszawa.
- UBERMAN R., GOŁDA T., GORYLEWSKI E., 1994 – Problemy likwidacji kopalń i rekultywacji terenów pogórnich w górnictwie siarki. Mat. Konf. Współczesne problemy ochrony środowiska w górnictwie: 45–64. Krynica.
- UBERMAN R., GORYLEWSKI E., 2000 – Wybrane problemy rekultywacji i zagospodarowania wyrobisk i terenów poeksploatacyjnych w górnictwie siarki. *Prz. Gór.*, **9**: 12–15.
- UHLIG V., 1890 – Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen II. th. Der pieninische Klippenzug Ib. K.K. Geol. R.A. Ed. 40. Wien.
- UNRUG R., 1980 – Tectonic rotation of flysch nappes in the Polish Outer Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **50**, 1: 27–39.
- WALNA B., KACZMAREK L., SIEPAK J. (red.), 1996 – Chemizm i oddziaływanie kwaśnych deszczy na środowisko przyrodnicze. Wyd. UAM. Poznań.
- WARSZYŃSKA J. (red.), 1995 – Karpaty polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność. UJ. Kraków.
- WATYCHA L., 1959 – Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, **7**, 8: 350–356.
- WATYCHA L., 1970 – Badania czwartorzędowe i neogenu w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- WATYCHA L., 1971 – Otwór wiertniczy Czarny Dunajec IG-1, Koniówka IG-1. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- WILK Z., KULMA R., 2004 – Hydrogeologia polskich złóż kopalni i problemy wodne górnictwa, t. 3. AGH. Kraków.
- WISZNIEWKI W., CHEŁCHOWSKI W., 1987 – Regiony klimatyczne. Atlas hydrologiczny. Wyd. Geol. Warszawa.
- WITEK K., 1983 – Rozpoznanie hydrogeologiczne utworów miocenu w rejonie Przemyśla. *Kwart. Geol.*, **27**, 3: 571–580.
- WITEK K., 1984 – Rozpoznanie hydrogeologiczne stropu utworów zapadliska przedkarpackiego między Krakowem a Tarnowem. *Kwart. Geol.*, **28**, 1: 131–142.

WRZOSEK A., 1933 – Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich. *Wiad. Służby Geogr.*, 7: 235–273.

ZIEMOŃSKA Z., 1966 – Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 55: 111 ss.

ZIEMOŃSKA Z., 1973 – Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 103: 127 ss.

ŻURAWSKA G., 2003 – A hydrogeological study of springs in the western part of the Pieniny Klippen Belt, Southern Poland. *Kwart. Geol.*, 47, 1: 107–110.

7.2. Region środkowej Wisły

7.2.1. Subregion środkowej Wisły wyżynny część zachodnia

Informacje ogólne

Subregion środkowej Wisły (SŚW) wyżynny część zachodnia jest położony w podprowincji Wyżyna Śląsko-Krakowska, w makroregionach: Wyżyna Śląska i Wyżyna Śląsko-Krakowska (J. Kondracki, 2002) (fig. 7.33). W podprowincji tej znajduje się Górnośląskie Zagłębie Węglowe, którego centrum stanowi aglomeracja katowicka, a w części wschodniej mniejsze miasta: Jaworzno, Olkusz, Chrzanów i Wolbrom. Zagospodarowanie terenu jest bardzo zróżnicowane. Rozległe obszary obejmuje zabudowa miejska i przemysłowa, a pomiędzy nimi rozciągają się tereny rolnicze. Jest to rejon górnictwa węgla kamiennego i kruszcowego (Bytom, Olkusz, Chrzanów), a we wschodniej części także górnictwa kopalin skalnych.

Subregion leży w krakowsko-częstochowskim regionie klimatycznym (W. Wiszniewski, W. Chełkowski, 1987). Średnia roczna temperatura powietrza waha się od 7,5 do 8°C. Średnie sumy roczne opadów atmosferycznych z lat 1971–2000 wynoszą od 550 do 750 mm (H. Lorenc red., 2005), a średnie parowanie terenowe z okresu 1951–1960 zawiera się w przedziale od 400 do 500 mm na rok (W. Wiszniewski, 1973). Subregion odwadniają lewobrzeżne dopływy Wisły: Czarna Przemsza z Brynicą i Biała Przemsza, w północno-wschodniej części Pilica, a w południowo-wschodniej: Chechło, Rudawa, Prądnik, Dłubnia i Szreniawa. Średni odpływ rzeczny wynosi od 6 do 12 l/s·km², a odpływ pochodzenia podziemnego od 3 do 9 l/s·km², co stanowi od 45 do ponad 75% odpływu

całkowitego (J. Orsztynowicz, 1987) (tab. 7.14). W większości rzek przepływy są zaburzone głównie przez zrzuty ścieków i wód kopalnianych oraz infiltrację wód rzecznych w lejach depresji odwadnianych kopalń (S. Czaja, 1999; A. Kowalczyk, 2003).

Budowa geologiczna

W obszarze Wyżyny Śląsko-Krakowskiej wyróżnia się trzy duże alpejskie struktury tektoniczne: cokół platformy epiwarwaryjskiej, monoklinę śląsko-krakowską i niewielki fragment zapadliska przedkarpackiego (A. Kotas, 1985). Cokół platformy epiwarwaryjskiej jest zbudowany z utworów dewonu (dolomity, wapień i margle) i karbonu (kompleks iłowcowo-piaskowcowo-mułowcowy z pokładami węgla), a monoklina śląsko-krakowska – głównie z utworów triasu i jury, które pokrywają starsze podłoże zbudowane ze skał młodszego paleozoiku (S. Bukowy, 1974). Lokalnie w podłożu występują także utwory permu (piaskowce i zlepieńce), które są rozpoznane tylko lokalnie. Utwory triasowe są wykształcone w facji piaszczysto-ilastej triasu dolnego (środkowy i dolny pstry piaskowiec), dolomityczno-wapienno-marglistej triasu środkowego i dolnego (wapień muszlowy i ret) oraz ilastej triasu górnego (kajper, retyk). Podobnie zróżnicowany litologicznie jest kompleks utworów jurajskich. Jurę dolną reprezentują piaski i iły, środkową – piaskowce i iłowce, a górną – wapień. Pomiedzy licznymi wychodniami starszego podłoża leżą osady plejstocenu o miąższości od

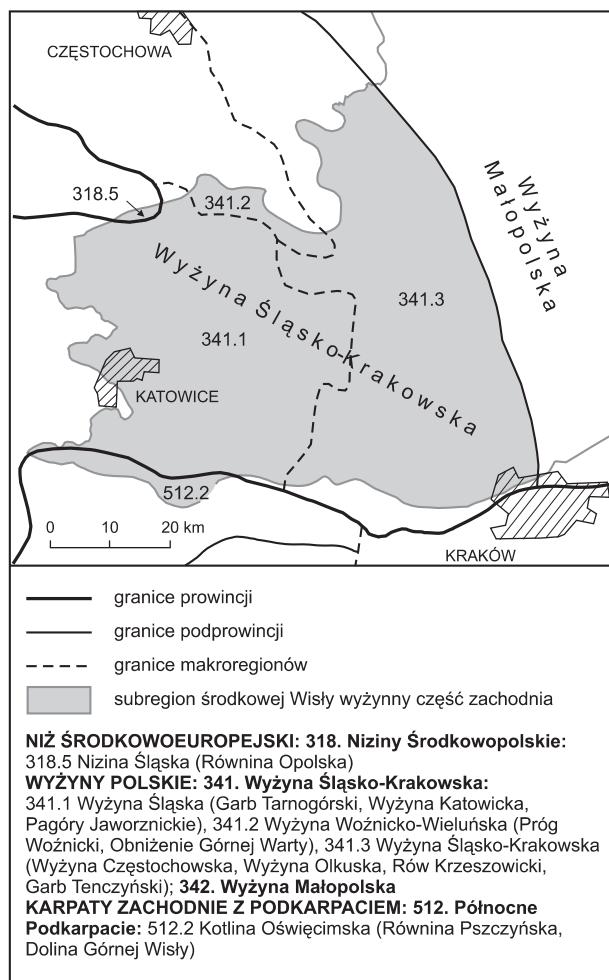


Fig. 7.33. Położenie subregionu środkowej Wisły wyżynnej część zachodnia na tle jednostek fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002)

kilku do kilkunastu metrów, z wyjątkiem dolin kopalnych, w których ich miąższość dochodzi nawet do 60 m. Są one wykształcone w postaci glin i piasków lodowcowych, piasków, mułków i iłów zastoiskowych, piasków rzeczno-lodowcowych oraz piasków i żwirów rzecznych.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Wody podziemne słodkie występują na ogół do głębokości 200–300 m, a tylko niekiedy większej (A. Rózkowski i in. red., 1997). Głębokość ta jest uzależniona od

stopnia izolacji poziomów wodonośnych od powierzchni terenu, a w obszarach górnictwa węgla kamiennego także od stopnia i głębokości rozcięcia górotworu wyrobiskami górnictwymi (A. Rózkowski red., 2004). W wielopoziomym systemie wodonośnym występują poziomy plejstoceny, kredowe, jurajskie, triasowe, karbońskie i dewońskie. Poziomy niższego dolnego triasu, permskie i dewonu występują na niewielkich obszarach, są słabo rozpoznane hydrogeologicznie i w skali regionalnej nie mają znaczenia użytkowego.

Poziomy wodonośne plejstocenu występują w centralnej i zachodniej części obszaru. W profilu plejstocenu występuje na ogół jeden, a lokalnie dwa poziomy wodonośne. Wodonośne są piaszczyste osady rzeczne i rzeczno-lodowcowe oraz sporadycznie piaski międzymorenowe (A. Rózkowski i in. red., 1997). Występują one w dolinach rzek Czarnej Przemszy, Białej Przemszy, Przemszy, Brynicy, Chechła i Pilicy oraz w piaszczystych osadach fluwioglacjalnych na wysoczyznach. Ich przewodność (T) jest zmienna i wynosi przeważnie od 0,04 do 0,4 m^2/h . Zwierciadło wody jest najczęściej swobodne i występuje na głębokości od kilku metrów w dolinach rzecznych do kilkunastu metrów na wyniesieniach morfologicznych. Zwierciadło napięte przez warstwy glin występuje głównie w dolinach kopalnych. Zasobność tych poziomów wodonośnych jest niska i średnia. Najbardziej zasobne w wodę są zbiorniki w dolinach kopalnych Czarnej Przemszy, Białej Przemszy i Przemszy. Zasoby odnawialne są bardzo zmienne. Moduł zasobów odnawialnych zmienia się od ok. 3,3 do ponad 20,8 $m^3/h \cdot km^2$, w dolinach rzek wynosi najczęściej od 14,42 do 18,46 $m^3/h \cdot km^2$, a w obszarach skoncentrowanego drenażu przez piaszki osiąga nawet 29,2 $m^3/h \cdot km^2$ (J. Kropka, 2005). Zestawienie głównych parametrów hydrogeologicznych charakteryzujących omawiane poziomy wodonośne plejstocenu i starszych pięter wodonośnych przedstawiono w tabeli 7.15.

Kredowe piętro wodonośne występuje tylko na niewielkim obszarze na wschodnim skraju subregionu i jest reprezentowane przez poziomy: górno- (margle, wapienie) i dolnokredowy (piaski, piaszkowce). Jest to brzeżna strefa piętra kredowego w przylegającej od północnego wschodu niecce miechowskiej (SŚW wyżynny część centralna).

Tabela 7.14

**Wybrane elementy bilansu wodnego zlewni rzek w subregionie środkowej Wisły wyżynnym część zachodnia
(wg Roczników hydrologicznych)**

Zlewnia	A [km ²]	Lata przyjęte do obliczeń	SSQ [m ³ /s]	SNQ [m ³ /s]	SNq [l/s·km ²]	P [mm]	H [mm]	C
Brynica	483	1951–1975	4,37	3,4	7,04	678,6	430	0,63
Brynica (wodowskaz Brynica)	98,2	1951–1975	0,58	0,24	2,44	663,1	215	0,32
Czarna Przemsza	520	1951–1975	4,4	2,8	5,39	674,8	333,8	0,49
Biała Przemsza (wodowskaz Golczowice)	214	1961–1975	1,57	1,24	5,8	663,1	242,8	0,37
Biała Przemsza (wodowskaz Maczki)	617	1956–1975	6	5,77	9,35	672,8	357,9	0,53
Przemsza (wodowskaz Jeleń)	1996	1956–1975	19	14,1	7,06	679,3	375,2	0,55
Prądnik (wodowskaz Ojców)	67,5	1961–1975	0,48	0,41	6,11	691,2	253,6	0,37
Pilica (wodowskaz Szczekociny)	353	1966–1975	2,77	1,72	4,88	898,2	206,3	0,23

A – powierzchnia zlewni, SSQ – średnia wartość w okresie dla przepływu wody, SNQ – średnia wartość z najniższych w okresie dla przepływu wody, SNq – średnia wartość z najniższych w okresie dla jednostkowego odpływu wody, P – opad, H – odpływ, C = H/P – współczynnik odpływu

Jurajskie piętro wodonośne składa się z trzech poziomów: górno-, środkowo- i dolnojurajskiego. Poziomy środkowo- i dolnojurajski są związane z utworami klasycznymi, tworzącymi zbiorniki porowe wód podziemnych. Są one słabo rozpoznane, cechuje je niska wodonośność i nie mają znaczenia użytkowego. Poziom górnojurajski stanowią głównie wapienie o bardzo zmiennych parametrach hydrogeologicznych (współczynniki filtracji od $2,3 \cdot 10^{-3}$ do $6,5 \cdot 10^{-3}$ m/s), w których występują wody szczelinowo-krasowe o zwierciadle swobodnym i wody porowe w matrycy skalnej. Miąższość wodonośca wynosi od 100 do 300 m. Charakteryzuje się on bardzo dużymi prędkościami przepływu wód, od kilkudziesięciu centymetrów do kilkunastu metrów na rok w systemie porowym i kilkaset do kilku tysięcy metrów na rok w systemie szczelin tektonicznych i pustek krasowych (J. Rózkowski, 2006). Wydajność pojedynczej studni (Q) wynosi od 0,1 do 120 m³/h. W obniżeniach terenu i dolinach rzecz-

nych występują liczne stałe i okresowe źródła wód wpływających z utworów jury górnej.

Triasowe piętro wodonośne jest związane z utworami węglanowymi wapienia muszlowego i retu oraz piaszczystymi utworami niższego pstrego piaskowca (warstwy świerklanieckie) (A. Rózkowski, Z. Wilk red., 1980). Warstwą rozdzielającą poziomy wodonośne wapienia muszlowego i retu są margliste utwory warstw golińskich, które na znacznych obszarach uległy dolomityzacji, a także pocięte są uskokami, co umożliwiła łączność hydrauliczną obydwu poziomów. Z tego względu są one traktowane jako jeden wspólny kompleks wodonośny serii węglanowej triasu (A. Rózkowski red., 1990). Miąższość tego kompleksu wynosi ok. 10 m w strefie wychodni i wzrasta w kierunku północno-wschodnim i północnym, osiągając 200–250 m.

Pozycję poziomów wodonośnych serii węglanowej triasu w profilu hydrogeologicznym omawianego obszaru

Charakterystyka poziomów wodonośnych w subregionie środkowej Wisły wyżynnym część zachodnia

Piętro/poziom wodonośny	Miaższość utworów wodonośnych [m]	Współczynnik filtracji [m / h] [(m / s)]	Przewodność [m ² /h]	Wydajność studni [m ³ /h]	Wydajność jednostkowa studni [m ³ /h·m]	Moduł zasobów odnawialnych* [m ³ / h · km ²] [(m ³ / s · km ²)]
Plejstocenu (doliny rzek)	3,3–45	0,07 – 10,42 (1,7·10 ⁻⁵ – 2,9·10 ⁻³)	296–421	17,6–105,3	3,14–67	14,42–18,46 (4,0–5,1)
Kredy	34–103	0,13 – 0,42 (3,5·10 ⁻⁵ – 1,2·10 ⁻⁴)	102–980	0,2–91	0,03–57	6,25–14,58 (1,7–4,1)
Jury górnej	100–300	8,29 – 23,42 (2,3·10 ⁻³ – 6,5·10 ⁻³)	0,1–280	0,1–120	0,02–72	17,29 (4,8)
Triasu (kompleks wodonośny serii węglanowej)	20–250	0,002 – 16,92 (4,6·10 ⁻⁷ – 4,7·10 ⁻³)	0,3–140	2–630	0,26–454	5,65–28,33 (1,6–7,9)
Karbonskiego	45–180	0,004 – 1,44 (1,2·10 ⁻⁶ – 4·10 ⁻⁴)	<100	3–116	0,035–6,57	7,92–17,29 (2,2–4,8)

* – zasoby szacunkowe wg autorów

przedstawia figura 7.34. Węglanowy kompleks wodonośny triasu jest ośrodkiem szczelinowo-krasowo-porowym. Ta potrójna porowatość determinuje jego właściwości hydrogeologiczne, takie jak porowatość i przepuszczalność oraz zasobność. Porowatość kawernowa masywu skał węglanowych w rejonie olkuskim, według badań J. Motyki (1988, 1998), wynosi średnio 0,002 dla wapieni oraz 0,006 dla dolomitów, średnia porowatość szczelinowa – od 0,0022 (dolomity) do 0,0026 (wapień), a średnia porowatość matrycy skalnej – od 0,017 (wapień) do 0,11 (dolomity). Odsączalność skał masywu węglanowego wynosi 0,05–0,06 (J. Motyka, 1975). Współczynnik filtracji węglanowych utworów wodonośnych zmienia się od 4,6·10⁻⁷ do 4,7·10⁻³ m/s (tj. od 0,002 do 16,92 m/h) (A. Rózkowski i in. red., 1997). Dodatkowo węglanowy kompleks wodonośny jest silnie zaburzony tektonicznie, co determinuje jego zawodnienie i przepływ wód (J. Motyka, 1988; A. Kowalczyk, 2003). Ośrodki wielowiekowej eksploatacji górniczej rud cynkowo-ołowiowych w rejonie Bytomia, Olkusza, Trzebini–Chrzanowa i Jaworzna dodatkowo przyczyniły się do udroźnienia górotworu oraz zmian jego właściwości hydrogeologicznych i dróg krążenia wód podziemnych.

niły się do udroźnienia górotworu oraz zmian jego właściwości hydrogeologicznych i dróg krążenia wód podziemnych.

Zasilanie poziomów serii węglanowej triasu odbywa się na wychodniach utworów wodonośnych oraz poprzez przepuszczalne utwory plejstocenu i jury, a także słabo przepuszczalne utwory triasu górnego. Drenaż wód, zachodzący w warunkach naturalnych do rzek, obecnie jest bardzo zaburzony przez górnictwo oraz pobór wód ujęciami studziennymi. Wydajności z pojedynczej studni są zróżnicowane od poniżej 10 do 200 m³/h, przy czym wydajność około 50% studni mieści się w zakresie od 50 do 200 m³/h (A. Kowalczyk, 2003). Moduły zasobów odnawialnych wynoszą najczęściej od 12,5 do 25 m³/h·km².

Węglanowy kompleks wodonośny triasu występuje na powierzchni lub pod przepuszczalnymi utworami plejstocenu oraz jury i z tego powodu jest on podatny na zanieczyszczenia z powierzchni. Tam, gdzie występuje pod słabo przepuszczalnymi utworami triasu górnego i lokalnie paleogenu, jego podatność na zanieczyszczenia jest bardzo niska (A.J. Witkowski i in., 2001).

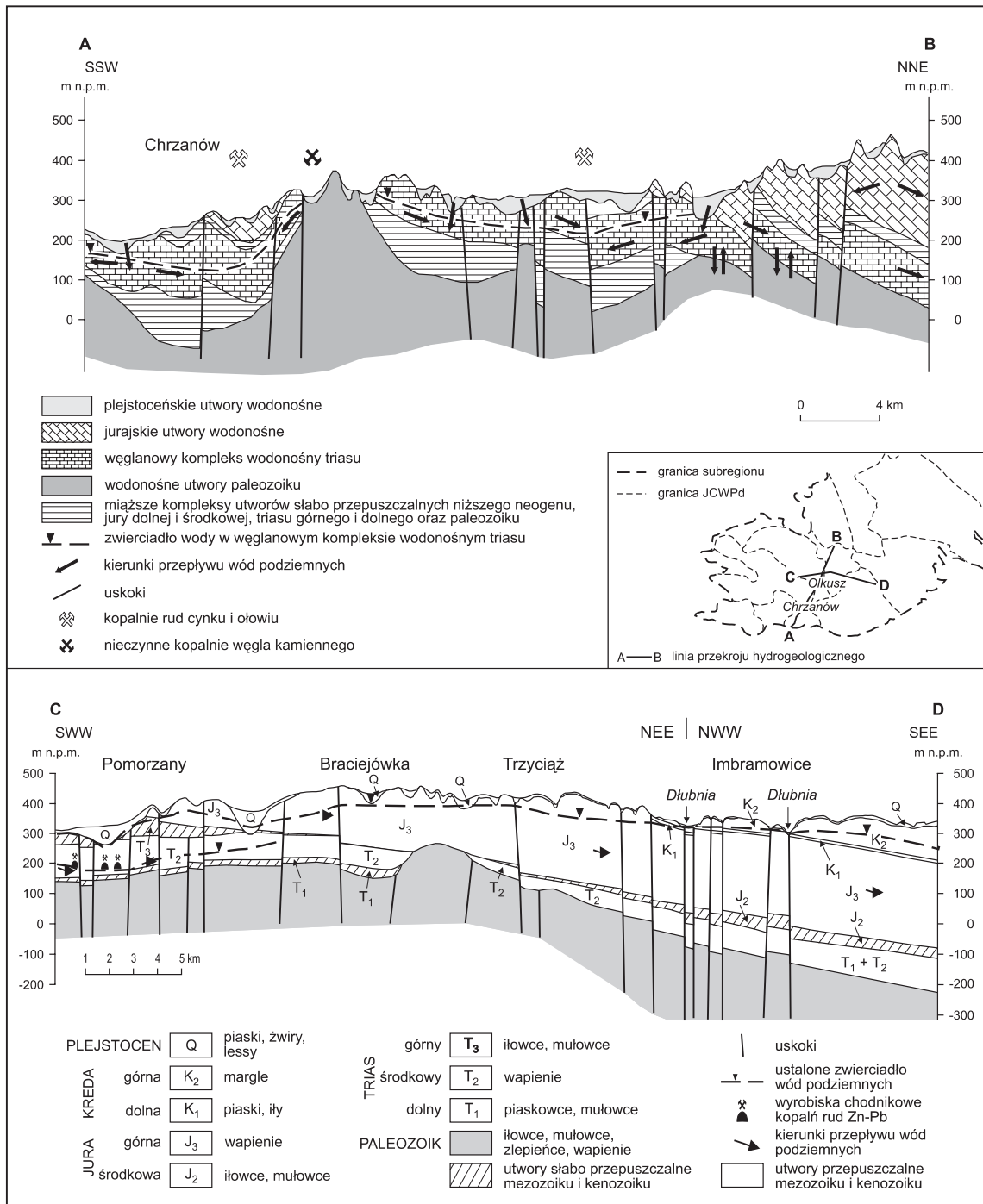


Fig. 7.34. Schematyczne przekroje hydrogeologiczne przez wschodnią część Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (wg A. Kowalczyka, 2003 oraz J. Rózkowskiego, 2006)

Poziom wodonośny związany z piaskami i piaskowcami warstw świerklanieckich triasu dolnego jest bardzo słabo poznany, a ze względu na niską wodonośność nie ma znaczenia użytkowego w skali regionalnej (K. Rubin, H. Rubin, 1995).

Piętro wodonośne karbonu jest reprezentowane tylko przez górnokarboński poziom wodonośny (karbon produktywny). Warstwy piaskowców, mułowców i zlepieńców o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów, odizolowane warstwami nieprzepuszczalnych ilowców, tworzą wielowarstwowy system wodonośny o charakterze szczelinowo-krasowym. Łączność hydrauliczna pomiędzy warstwami istnieje tylko w strefach uskokowych i strefach wyrobisk podziemnych kopalń węgla kamiennego. Głębokość występowania wód słodkich jest zróżnicowana i uzależniona w znacznym stopniu od rozcięcia górotworu przez górnictwo. Zwierciadło wody w poszczególnych warstwach wodonośnych jest na ogół napięte przez warstwy ilowców. Zwierciadło swobodne występuje tylko w obszarach eksploatacji górniczej, gdzie jest obniżone o 100–300 m. Parametry hydrogeologiczne poszczególnych warstw są bardzo zmienne, w zależności od charakteru litologicznego skał oraz od głębokości ich występowania. Współczynnik filtracji wynosi od $1,4 \cdot 10^{-7}$ do $4,7 \cdot 10^{-4}$ m/s, średnio $1 \cdot 10^{-5}$ m/s (J. Wagner, 1998). Poziomy górny karbon są bardzo rzadko ujmowane studniami, a ich rozpoznanie opiera się głównie na wodach dopływających do wyrobisk górniczych kopalń węgla.

Systemy krążenia wód podziemnych

Przeważająca część obszaru Wyżyny Śląsko-Krakowskiej należy do systemów wodnych dorzecza Wisły. W części północno-zachodniej obszaru przekształcenie warunków hydrogeologicznych przez górnictwo i pobór wody dużymi ujęciami studziennymi spowodowały zmiany granic systemów krążenia wód podziemnych w stosunku do zlewni wód powierzchniowych. Z tego powodu zlewnia hydrogeologiczna górnej Brynicy (JCWPd nr 117), należąca pierwotnie do zlewni Wisły, należy do systemu wód podziemnych dorzecza Odry, a część zachodnia niecki bytomskiej (zachodni fragment JCWPd nr 130), należąca do systemu wód powierzchniowych

Odry, znalazła się w systemie wód podziemnych Wisły. Tak więc obszar Wyżyny Śląsko-Krakowskiej należy do czterech regionalnych systemów krążenia wód podziemnych: trzy z nich należą do nadrzędnego systemu wodnego Wisły (system I, II, III), a jeden do systemu dorzecza Odry (system IV) (fig. 7.35). Granice rozdzielające te systemy zostały poprowadzone wzdłuż działów wód powierzchniowych II rzędu i przy uwzględnieniu granic JCWPd.

System I jest największy i obejmuje jednolite części wód podziemnych JCWPd nr: 132, 134, 135, 136, 141, 146 i 149, które zostały wydzielone w zlewniach Czarnej i Białej Przemszy oraz Przemszy. W zasięgu tego systemu jest zlokalizowane górnictwo węgla kamiennego oraz rud cynku i ołowiu, które spowodowało modyfikacje systemu krążenia wód podziemnych. Podstawą drenażu wód tego systemu krążenia o regionalnym rozprzestrzenieniu są głębokie wyrobiska górnicze kopalń węgla kamiennego oraz kopalń rudnych, a także dolina Przemszy w jej dolnym biegu. W zasięgu tego systemu wyróżnia się lokalne i przejściowe podsystemy krążenia wód, które są związane z dolinami rzek, z większymi ujęciami studziennymi oraz z płytkimi wyrobiskami górniczymi. Kierunki przepływu wód podziemnych są więc tu zróżnicowane, wymuszone rozmieszczeniem i głębokością ośrodków drenażu. Jednakże dominuje tu przepływ z kierunku północno-wschodniego i północnego na południe, do doliny Wisły, związany z regionalnym systemem krążenia wód. Generalnie krążenie i środowisko wód podziemnych w tym systemie są bardzo przekształcone przez działalność człowieka.

Drugi system krążenia wód podziemnych obejmuje północno-wschodnią część obszaru i jest reprezentowany przez zlewnię górnej Pilicy z wydzielonymi JCWPd nr 119 i 97. Tu przejściowy (subregionalny) system krążenia wód jest związany z doliną Pilicy, natomiast regionalny system krążenia ma dominujący kierunek odpływu z południa na północ i północny wschód.

Trzeci system krążenia wód podziemnych obejmuje JCWPd nr 150, 137, 120 i 121. Są to zlewnie rzek płynących na południowy wschód, do Wisły: Rudawy, Prądnika, Dłubni i Szreniawy. Jest to obszar położony poza wpływem drenażu górniczego wód, a przepływ wód podziemnych odbywa się do rzek, tworząc lokalne systemy

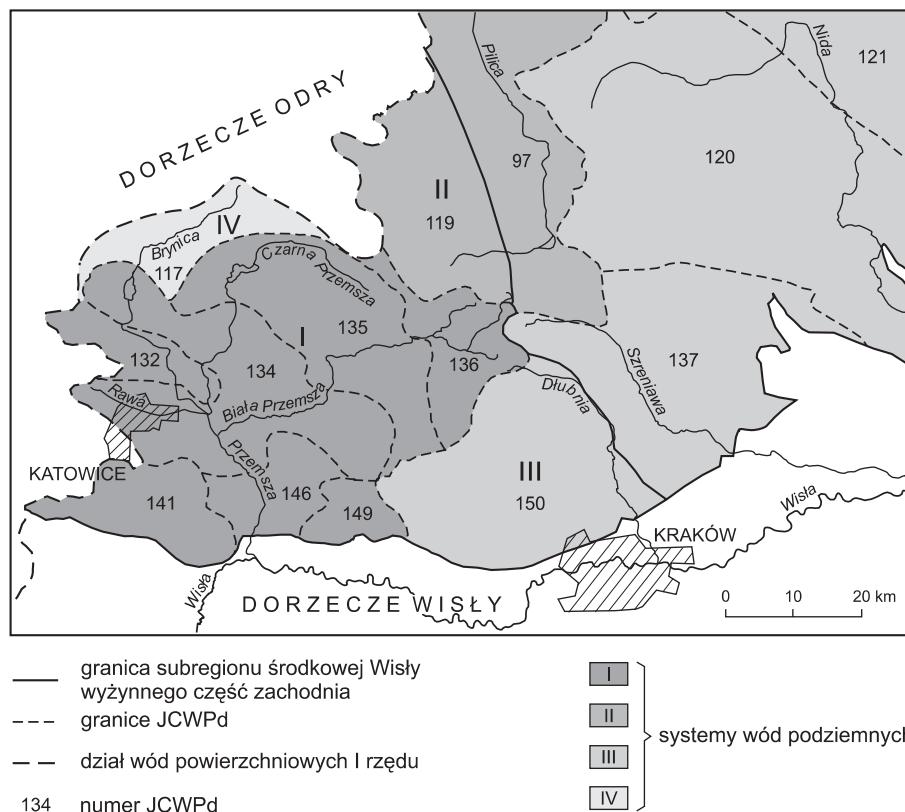


Fig. 7.35. Systemy krążenia wód podziemnych oraz JCWPd w subregionie środkowej Wisły wyżynnym część zachodnia

krążenia wód. Dominującym kierunkiem przepływu wód podziemnych jest wypadkowy, regionalny kierunek na południe i południowy wschód do doliny Wisły.

Czwarty system krążenia wód podziemnych, związany z systemem dorzecza Odry, jest reprezentowany przez zlewnię Brynicy górnej (JCWPd nr 117). W tej zlewni lokalny, płytki system krążenia jest związany z rzekami, ma więc kierunek wypadkowy zachodni i południowo-zachodni. Natomiast głębszy, regionalny system krążenia wód, w poziomach wodonośnych triasu, ma kierunek właściwy dla odpływu regionalnego – na północny zachód. Jest on jednakże dodatkowo wymuszony głęboką depresją pola ciśnień, związaną z eksploatacją wody największym ujęciem studziennym Bibiela, zlokalizowanym około 10 km na północny zachód od Brynicy.

W I systemie wody słodkie występują w poziomach wodonośnych plejstocenu, jury, triasu i karbonu; w II –

w poziomach plejstocenu, kredy i jury; w III – w poziomach plejstocenu, kredy i jury, w IV – w poziomach plejstocenu i triasu.

Każdy z wydzielonych systemów krążenia wód podziemnych ma źródła zasilania wewnątrz własnego obszaru. Głównym źródłem zasilania jest infiltracja opadów atmosferycznych na wychodniach i na wyniesieniach morfologicznych oraz przesączanie się wód przez utwory nadkładu. Drenaż wód w I systemie powodują antropogeniczne ośrodki związane z górnictwem i ujęciami studziennymi, a także doliny większych rzek. W systemach II i III w dorzeczu Wisły drenaż ma charakter naturalny, gdyż odbywa się do rzek i przez źródła, ale pewien udział mają również liczne studnie. W systemie IV drenaż wód podziemnych odbywa się do doliny Odry, jednakże lokalnie jest on zaburzony przez duże ujęcie studzienne Bibiela.

Chemizm i jakość wód podziemnych

Skład chemiczny wód podziemnych w subregionie jest bardzo zróżnicowany, a w wielu miejscach pozostaje pod wyraźnym wpływem zanieczyszczeń antropogenicznych lub/i geogenicznych związanych ze zmianami zawodnienia skał w rejonach drenażu górniczego.

Wody poziomów plejstocenu mają zmienną mineralizację, od ultrasłodkich do mineralnych (A. Rózkowski i in. red., 1997). Zawartość substancji rozpuszczonych wynosi od 50 do ponad 1300 mg/dm³. Podwyższone wartości ogólnej mineralizacji, wskazujące na wody zdegradowane, występują tylko lokalnie w bezpośrednim sąsiedztwie składowisk odpadów, głównie hałd kopalnianych. Według klasyfikacji Szczukariewa-Priklonńskiego wody należą zwykle do typów HCO₃-Ca-Mg i HCO₃-Ca lub są wielojonowe: HCO₃-SO₄-Ca-Mg i HCO₃-SO₄-Cl-Ca-Mg. Bardzo często konieczne jest ich proste uzdatnianie ze względu na podwyższone zawartości żelaza, manganu i twardości ogólnej.

Wody poziomu górnourajskiego są najczęściej typu HCO₃-Ca o mineralizacji od 200 do 500 mg/dm³. Podwy-

ższone wartości mineralizacji, rzędu 800–900 mg/dm³, występują w płytkich studniach zlokalizowanych w obrębie dużych, nieskanalizowanych skupisk wiejskich. Na ogół nadają się do spożycia bez uzdatniania, za wyjątkiem rejonów zanieczyszczonych związkami azotu.

Bardzo zróżnicowany skład chemiczny oraz jakość mają wody kompleksu wodonośnego serii węglanowej triasu. Jest to związane z oddziaływaniem czynników antropogenicznych, głównie górnictwa rud cynku i ołowiu, oraz ognisk zanieczyszczeń na terenach zurbanizowanych. Zawartość substancji rozpuszczonych zawiera się w przedziale od ok. 100 do ponad 8500 mg/dm³ (J. Motyka, A. Witkowski, 1999). Stężenia siarczanów zmieniają się od 4 do ponad 5000 mg/dm³, chlorków od 1 do 1200 mg/dm³ i azotanów od 0 do 100 mg/dm³. Lokalnie podwyższone są zawartości jonów: Pb, Zn, Fe i Mn, a także twardość (do ok. 600 mg CaCO₃/dm³). Przeważają wody wielojonowe typów: HCO₃-Ca-Mg, HCO₃-SO₄-Ca-Mg, i SO₄-HCO₃-Ca-Mg. Tak duża zmienność składu chemicznego tych wód wynika z wpływu górnictwa rudnego i wysokiej podatności poziomu na zanieczyszczenia antropogeniczne z powierzchni, szcze-

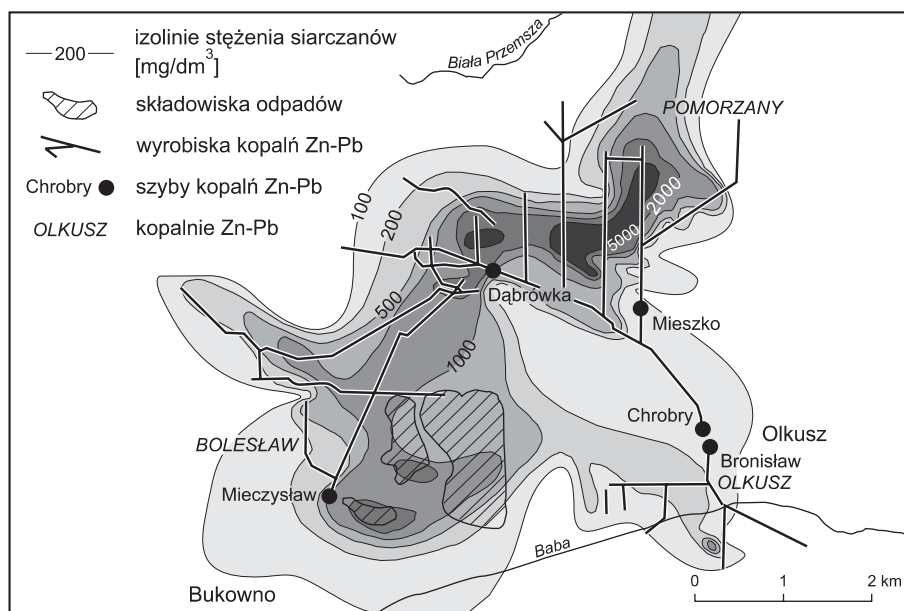


Fig. 7.36. Stężenia siarczanów w wodach podziemnych węglanowego kompleksu wodonośnego triasu w rejonie Olkusza (wg J. Motyki i A.J. Witkowskiego, 1999)

gólnie na obszarach pozbawionych półprzepuszczalnych utworów triasu górnego. Skutkiem tej sytuacji jest daleko posunięta degradacja wód. Najwyższe stężenia składników chemicznych i substancji rozpuszczonych występują w olkuskim rejonie rudnym i w okolicach Bytomia. W pierwszym przypadku jest to związane z intensywnym drenażem wód podziemnych przez górnictwo i ich zanieczyszczeniem przez ścieki przemysłowe z zakładów celulozy w Kluczach oraz stopniową odbudową ciśnień piezometrycznych w związku z rozpoczęciem zatapiania

wyrobisk górniczych. W zdrenowanej części masywu skał węglanowych triasu przez wiele lat zachodził proces utleniania rud siarczkowych, co obecnie przy powrotnym zawodnieniu spowodowało duży wzrost zawartości siarczanów, od 100 do >5000 mg/dm^3 (J. Motyka, A.J. Witkowski, 1999) (fig. 7.36). Innym przykładem na wzrost zawartości siarczanów w wodach z utworów węglanowych triasu jest ujęcie w Łazach Będowskich, gdzie proces ten jest wynikiem zmian poboru i położenia zwierciadła wody (fig. 7.37). W rejonie Bytomia degradację

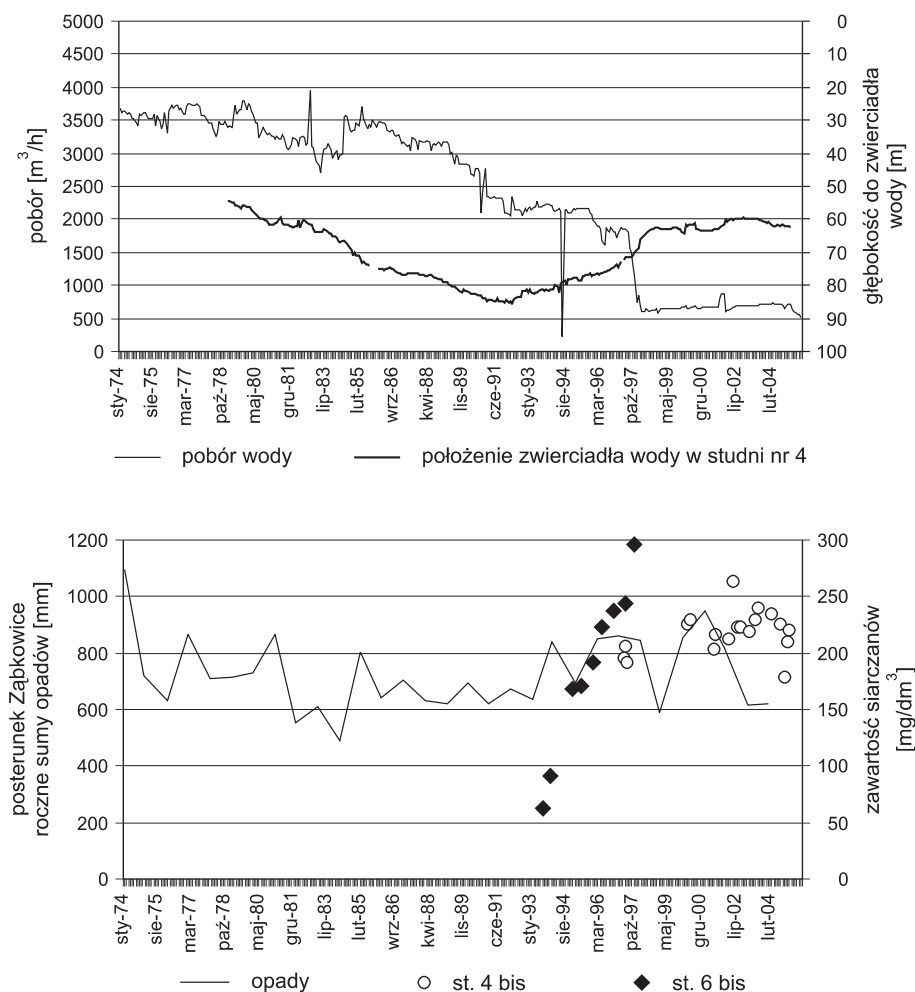


Fig. 7.37. Zmiany zawartości siarczanów w wodach węglanowego kompleksu wodonośnego triasu z ujęcia Łazy Będowskie (wg A. Kowalczyka, 2005)

wód powoduje odwodnienie podziemnych wyrobisk górniczych kopalń węgla kamiennego oraz przenikanie zanieczyszczeń przemysłowych i komunalnych.

Mineralizacja wód poziomu górnokarbońskiego jest bardzo zmienna, od wód słodkich, poprzez akrotęgi do wód mineralnych. Wody słodkie występują głównie na obszarach wychodni warstw wodonośnych do głębokości 250–300 m, lecz możliwe jest też ich głębsze występowanie na 450–500 m (A. Rózkowski red., 2004). Generalnie obserwuje się wzrost mineralizacji wraz z głębokością. Wartości tła hydrochemicznego wód słodkich dla głównych parametrów fizykochemicznych wynoszą: mineralizacja ogólna – 174–1000 mg/dm³, HCO₃ – 200–400 mg/dm³, SO₄ – 11,5–325 mg/dm³, Cl – 2,26–200 mg/dm³, NO₃ – 0,001–6 mg/dm³, Ca – 20–160 mg/dm³, Mg – 5–45 mg/dm³, Na – 1–250 mg/dm³.

Wody te należą do różnych typów hydrochemicznych: SO₄–HCO₃–Ca–Mg, HCO₃–SO₄–Na–Ca–Mg i Cl–HCO₃–SO₄–Ca–Mg–Na (A. Rózkowski i in. red., 1997). Wskaźnikami obniżającymi przydatność wody do spożycia są najczęściej Fe, Mn, SO₄ i twardość ogólna.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

W granicach subregionu występują, w całości lub w części, główne zbiorniki wód podziemnych (L. Skrzypczyk, 2003): Bytom (GZWP nr 329), Lubliniec–Myszków (GZWP nr 327), Dąbrowa Górnicza (GZWP nr 455), Olkusz–Zawiercie (GZWP nr 454) Biskupi Bór (GZWP nr 453), Chrzanów (GZWP nr 452), Częstochowa E (GZWP nr 326) (fig. 7.38, tab. 7.16).

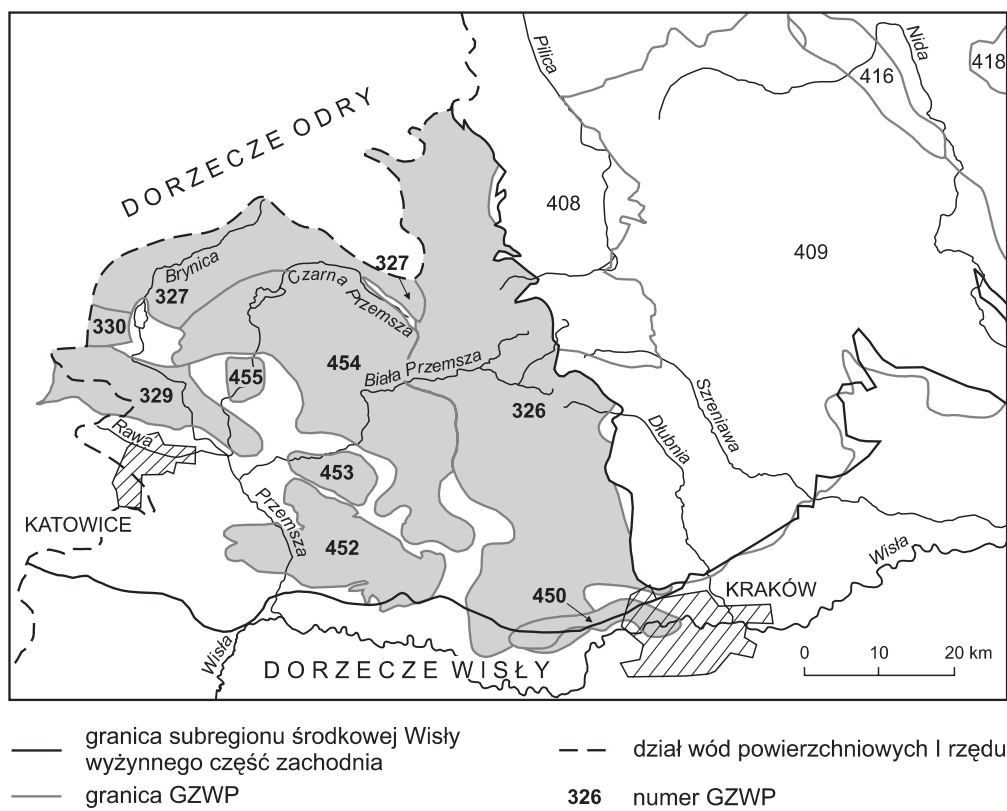


Fig. 7.38. Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) wydzielone w subregionie środkowej Wisły wyżynnym część zachodnia

Tabela 7.16

**Charakterystyka głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wydzielonych w subregionie
środkowej Wisły wyżynnym część zachodnia**

Numer i nazwa GZWP	Stratygrafia	Powierzchnia zbiornika [km ²]	Typ ośrodka wodonośnego	Głębokość ujęć [m]	Moduł zasobów odnawialnych* Moduł zasobów dyspozycyjnych* [m ³ / h · km ²] [l / s · km ²]
326 – Częstochowa E	jura górna	3257	szczelinowo- krasowy	śr. 160	17,08 (4,7) –
327 – Lubliniec–Myszków	trias środkowy i dolny	2111	szczelinowo-krasowy	60–135	5,65 (1,6) 4,38 (1,2)
329 – Bytom	trias środkowy i dolny	180	szczelinowo-krasowy	śr. 60	28,33 (7,9) 14,46 (4,0)
452 – Chrzanów	trias środkowy i dolny	273	szczelinowo-krasowo- porowy	śr. 150	12,62 (3,5) 9,46 (2,6)
453 – Biskupi Bór	plejstocen	75	porowy	15–35	16,96 (4,7) 7,62 (2,1)
454 – Olkusz–Zawiercie	trias środkowy i dolny	902	szczelinowo-krasowy	śr. 100	18,00 (5,0) 17,04 (4,7)
455 – Dąbrowa Górnicza	plejstocen	21	porowy	śr. 30	23,25 (6,5) 18,58 (5,2)

* – zasoby szacunkowe wg autorów

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W subregionie wydzielono 10 jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) o numerach: 117, 119, 132, 134, 135, 136, 141, 146, 149, 150 (fig. 7.35, tab. 7.17). Obejmują one fragmenty jednostek hydrogeologicznych w zlewniach bilansowych większych rzek.

Wody podziemne użytkowe w jednolitych częściach wód podziemnych JCWPd w omawianym obszarze Wyżyny Śląsko-Krakowskiej występują w układzie jednopoziomowym (w pięciu jednostkach) i dwupoziomowym (w czterech jednostkach). Dominują poziomy wodonośne związane z utworami jury i triasu. Mniejsze rozprzestrzenienie mają poziomy związane z utworami karbonu i dewonu. W żadnej z wydzielonych jednostek JCWPd nie

wyróżnia się użytkowych poziomów wodonośnych w utworach plejstocenu.

W JCWPd nr 119, 136 i 150 występuje jeden użytkowy poziom wodonośny związany z wapieniami jury górnej. Jest to poziom szczelinowo-krasowy, o zwierciadle swobodnym. Jego miąższość wynosi ponad 40 m w JCWPd nr 136 i 150 oraz od kilku do ponad 40 m w JCWPd nr 119. Jest to poziom o średniej zasobności, a wydajności większości studzien wynoszą kilkadziesiąt m³/h. Brak utworów izolujących od powierzchni sprzyja zasilaniu tego poziomu z infiltracji opadów atmosferycznych, co równocześnie jest przyczyną zwiększonej podatności na przenikanie zanieczyszczeń. Zatem, mimo że na ogół występują tu wody wysokiej jakości, to lokalne wody są zanieczyszczone głównie związkami azotu pochodzenia

**Charakterystyka jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) wydzielonych w subregionie
środkowej Wisły wyżynnym część zachodnia**

Nr JCWd	Stratygrafia	Litologia	Miąższość [m]	Typ wodonośca	Wodoprzepuszczalność [m/s]	Stopień izolacji	Powierzchnia JCWPd [km ²]
117	D, T ₁ , T ₂	dolomity, wapienie, margle	>40	porowaty	$1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-4}$	3b	211,1
119	J ₃	wapienie	<10→40	szczelinowy i krasowy	$1 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-3}$ śr. $3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	3b	478,3
132	T ₁ , T ₂	dolomity, wapienie, margle	<10→40	porowaty	$1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-3}$	3b	102
134	C ₂	piaskowce	>40	mało wydajny	$1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-5}$ śr. $1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}$	2b	563,8
135	T ₁ , T ₂	dolomity, wapienie, margle	>40	porowaty	$1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-3}$	3b	902
136	J ₃	wapienie	>40	szczelinowy i krasowy	$1 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-3}$ śr. $3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	3b	267,1
141	C ₂	piaskowce	>40	mało wydajny	$1 \cdot 10^{-8} - 1 \cdot 10^{-5}$ śr. $1 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}$	2b	269,9
146	T ₁ , T ₂	dolomity, wapienie, margle	>40	szczelinowy i krasowy	$2 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-3}$ śr. $3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	3c	217,5
149	T ₁ , T ₂	dolomity, wapienie, margle	>40	mało wydajny, zmienny układ warstw	$2 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-3}$ śr. $3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	2b	100,2
150	J ₃	wapienie	> 40	szczelinowy i krasowy	$1 \cdot 10^{-7} - 3 \cdot 10^{-4}$ śr. $1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	3b	884,4

Stopień izolacji:

2b – średni: większa filtracja/wodoprzepuszczalność, tzn. niska zdolność retencji substancji szkodliwych, przy bardzo dużej miąższości

3b – niekorzystny: duża miąższość, jednakże wysoka filtracja/wodoprzepuszczalność i poprzez to niska zdolność retencji substancji szkodliwych

3c – niekorzystny: średnie działanie ochronne, jednakże poziom zasilania wód podziemnych 200 mm/rok

rolniczego w stopniu obniżającym ich jakość i przydatność do spożycia.

W JCWPd nr 132, 146 i 149 wody użytkowe występują w poziomach wodonośnych triasu środkowego (wapienia muszlowego) i dolnego (retu), a w JCWPd nr 117 i 135 – także w utworach dewonu. Skały zbiornikowe stanowią wapienie i dolomity z przewarstwieniami margli. Występujące w nich systemy szczelin i spękań oraz pus-

tek krasowych zapewniają korzystne warunki krążenia wód, a w połączeniu z porowatością międzyziarnową skały te tworzą zasobne w wodę poziomy wodonośne. We wszystkich wymienionych JCWPd poziomy wodonośne występują w łączności hydraulicznej i tworzą jeden wspólny kompleks wodonośny serii węglanowej triasu, a w JCWPd nr 117 i 135 – triasu i dewonu o potrójnej porowatości krasowo-szczelinowo-porowej. Są to poziomy

wodonośne odkryte, pozbawione izolacji od powierzchni i zasilane z infiltracji opadów atmosferycznych. Zwierciadło wody jest swobodne. W JCWPd nr 132, 135, 146 i 149 poziomy triasowe są intensywnie drenowane przez kopalnie rud cynku i ołowiu oraz przez mniej lub bardziej liczne ujęcia studzienne. Wydajności studzien wynoszą przeważnie od 30 do 100 m³/h, niekiedy powyżej 100 m³/h, a nawet powyżej 200 m³/h w JCWPd nr 135.

Jakość wód w węglanowym kompleksie wodonośnym triasu i dewonu jest dobra i bardzo dobra. Jednakże poziomy te są podatne na zanieczyszczenia ze względu na brak ciągłej izolacji od powierzchni. Ponadto udrożnienie maszyw skał zbiornikowych przez górnictwo rudne, a także występowanie licznych ognisk zanieczyszczeń skoncentrych na obszarach eksploatacji górniczej i zurbanizowanych powodują, że lokalnie wody tych poziomów mają zmieniony skład chemiczny pod wpływem antropopresji. Są to wówczas wody wielojonowe, na przykład typu HCO-SO₄-Ca-Mg lub SO₄-HCO-Ca-Mg, z podwy-

ższoną zawartością jonów azotanowych, żelaza lub manganu w ilościach dyskwalifikujących ich przydatność do spożycia. Najbardziej zmienione antropogenicznie wody występują w JCWPd nr 132 i 135 oraz 146 i 149.

W JCWPd nr 134 i 141 występuje jeden poziom wodonośny związany z piaskowcami karbonu górnego. Jest to właściwie zespół poziomów o charakterze szczelinowo-porowym, o łącznej miąższości znacznie przekraczającej 40 m. Warunki hydrodynamiczne są tu kształtowane przez górnictwo węgla kamiennego. Skład chemiczny wód podziemnych jest zmienny, a wody są złej jakości.

Gospodarowanie zasobami wód podziemnych

Wody podziemne słodkie są eksploatowane licznymi ujęciami studziennymi, ale przede wszystkim są intensywnie drenowane przez górnictwo rud cynku i ołowiu oraz węgla kamiennego, a także przez piaskownice (fig. 7.39, tab. 7.18). Wszystkie ośrodki drenażu górniczego

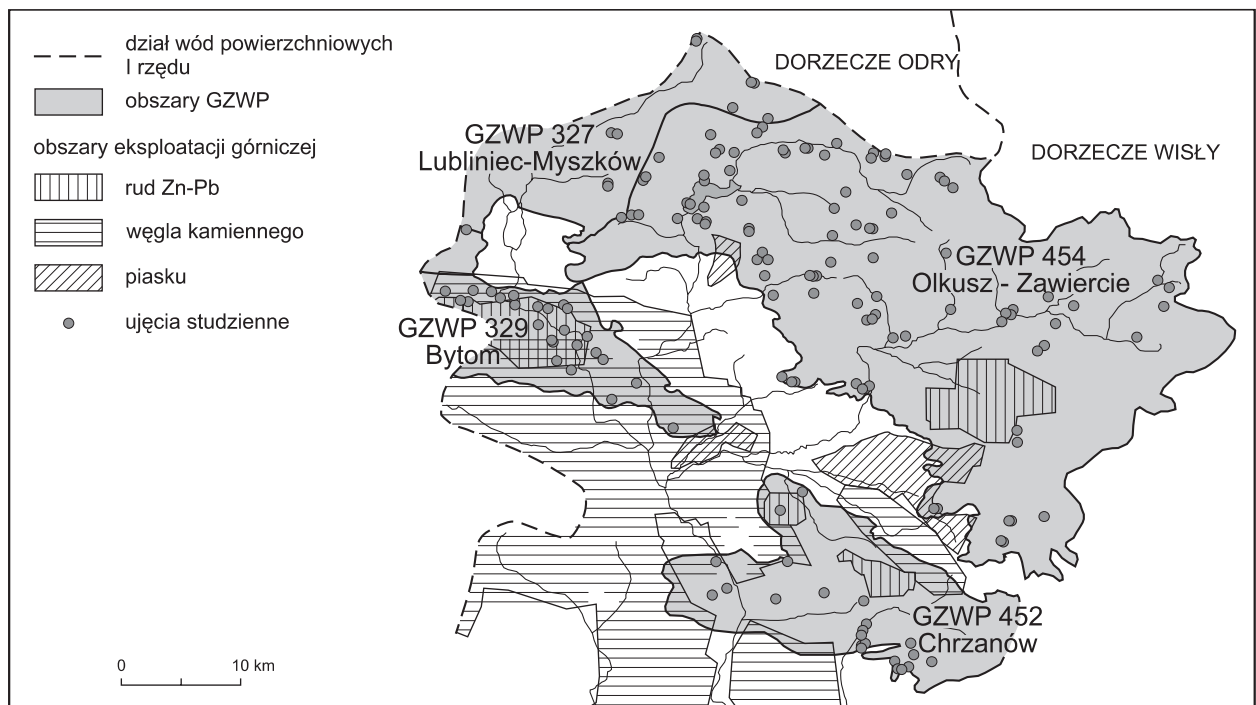


Fig. 7.39. Główne ośrodki drenażu górniczego oraz ujęcia wód podziemnych w subregionie środkowej Wisły wyżynnym część zachodnia (wg A. Kowalczyka, 2005)

Tabela 7.18

Ilość pompowanych wód słodkich przez górnictwo rudne i surowców skalnych w subregionie środkowej Wisły wyżynnym część zachodnia w latach 2000–2002

Rodzaj górnictwa, rejon drenażu	Ilość wód [m ³ /d]
Piaskownie	120 000
Górnictwo rud cynku i ołowiu	
– rejon olkuski	410 000
– rejon chrzanowski	48 000
– rejon bytomski	45 000

wód są zlokalizowane w systemie wód podziemnych Czarnej i Białej Przemyszy (system I). W pozostałych trzech systemach wody są eksploatowane wyłącznie przez ujęcia oraz są drenowane przez rzeki.

Do najbardziej zasobnych w wody słodkie należą zbiorniki triasowe GZWP nr 454 Olkusz–Zawiercie i GZWP nr 452 Chrzanów, a także zbiornik górnourajski GZWP nr 326 Częstochowa E. Zasoby dyspozycyjne zbiorników Olkusz–Zawiercie i Chrzanów wynoszą łącznie ok. 473 tys. m³/d (19 700 m³/h). Pobór wód ujęciami studziennymi oraz przez górnictwo rudne w tych zbiornikach wynosi ok. 450 tys. m³/d (18 700 m³/h). Największe w tym rejonie ujęcie Łazy Błędowskie, o wydajności ok. 10 tys. m³/d (420 m³/h), ujmuje wody z węglanowych utworów triasu.

Znaczna część zwykłych wód z utworów karbońskich jest wydobywana szybami łącznie z wodami zmineralizowanymi i zrzucana do cieków, a tylko niewielki procent wód słodkich jest ujmowany selektywnie i wykorzystywany. Z całkowitej ilości wód piętra karbońskiego eksploatowanych wyrobiskami górnictwymi, wynoszącej 240 tys. m³/d (10 000 m³/h), 33% stanowi dopływ z czynnych kopalń: Murcki, Kazimierz-Juliusz, Wesoła i Janina. Pozostała ilość, czyli 67%, to wody dopływające do rejonów odwadniania należących do Centralnego Zakładu Odwadniania Kopalń (CZOK) i obejmujących obszary zlikwidowanych kopalń: Sosnowiec, Saturn, Paryż, Jan Kanty, Porąbka-Klimontów. Wody dopływające do rejonów CZOK wykorzystane są w ilości poniżej 5%, reszta

jest zrzucana do cieków powierzchniowych. Łączne zasoby wód słodkich w poziomach karbonu górnego nie są jednak dokładnie znane.

Intensywny pobór wód spowodował przekształcenia warunków hydrogeologicznych przejawiające się głębokimi i rozległymi obszarami zdepresjonowania zwierciadła wody oraz zmianami składu chemicznego i jakości wód. Głębokość zdrenowania poziomów plejstocenu przez piaskownie wynosi ok. 20–30 m, kompleksu wodonośnego triasu przez górnictwo rudne – od kilkudziesięciu do ok. 270 m, a poziomów górnokarbońskich maksymalnie do 900 m, zaś głębokość ujęć wód słodkich w wyrobiskach kopalnianych wynosi od ok. 70 do ok. 400 m.

Kopalnie węgla kamiennego w Zagłębiu Górnos Śląskim odwadniają obszar o powierzchni ok. 1750 km² (Z. Wilk i in., 1990). Obszar leja depresji w olkuskim rejonie rudnym wynosi ok. 680 km² (J. Sawicki, 2000). Od lat 90. XX w. następuje ograniczanie poboru wody dla celów zaopatrzenia, a także zmniejsza się drenaż górniczy z powodu likwidacji kopalń.

Na skutek obniżenia zwierciadła wód podziemnych w wyniku poboru wody ujęciami studziennymi i przez górnictwo niektóre rzeki i cieki powierzchniowe, na pewnych odcinkach swego biegu, zmieniły charakter z drenującego na infiltrujący. W wyniku tego przepływ wody w tych ciekach z dopływu naturalnego uległ znacznemu obniżeniu. Zjawisko to dotyczy Białej i Czarnej Przemyszy, Brynicy, Kłodnicy, Małej Panwi oraz innych mniejszych cieków. Według badań J. Sawickiego (2000), zasilanie wód powierzchniowych Białej Przemyszy i jej dopływów wodami podziemnymi przed uruchomieniem w 1974 r. odwadniania kopalni rud cynku i ołowiu Pomorzany w rejonie Olkusza wynosiło przeciętnie 8,8 l/s·km². W okresie intensywnego drenażu wód przez tę kopalnię w latach 1974–1997 dopływ ten zmniejszył się do ok. 2,1 l/s·km².

Długotrwały drenaż wód przez górnictwo i ujęcia, a ostatnio także ograniczanie poboru wody dla zaopatrzenia ludności spowodowało znaczące zmiany składu chemicznego i jakości wód. Przejawia się to zwiększeniem zawartości substancji rozpuszczonych i stężeń siarczanów, wapnia, magnezu, a także żelaza i manganu oraz wzrostem twardości wody. Do tych zmian przyczyniają się także zanieczyszczenia przemysłowe i komunalne,

migrujące z powierzchni. W powiązaniu z wysoką podatnością triasowego kompleksu wodonośnego na zanieczyszczenia spowodowało to w niektórych rejonach głęboką i trwałą degradację wód. Największe obszary degra-

dacji występują w niecce bytomskiej (J. Kropka, 1996) oraz w rejonie Olkusza i Chrzanowa (J. Motyka, A.J. Witkowski, 1999, 2002; A.J. Witkowski, A. Kowalczyk, 2000; M. Czop i in., 2003).

Literatura

- BUKOWY S., 1974 – Monoklina śląsko-krakowska i zapadlisko górnośląskie. *W: Budowa geologiczna Polski*, t. 4. Tektonika: 213–233. Wyd. Geol. Warszawa.
- CZAJA S., 1999 – Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej). *Pr. Nauk. UŚI*. 1782.
- CZOP M., MOTYKA J., SZUWARZYŃSKI M., 2003 – Charakterystyka jakości wód ze źródeł triasowych w rejonie chrzanowskim. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 11, cz. 2: 111–114. Gdańsk.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KOTAS A., 1985 – Structural evolution of the Upper Silesia Coal Basin (Poland). X Congress Int. Strat. Geol. Carb. Compt. Rend., 3: 459–469. Madrid.
- KOWALCZYK A., 2003 – Formowanie się zasobów wód podziemnych w utworach węglanowych triasu śląsko-krakowskiego w warunkach antropopresji. *Pr. Nauk. UŚI*. 2152.
- KOWALCZYK A., 2005 – Wpływ urbanizacji i przemysłu na przekształcenia warunków hydrogeologicznych triasu śląsko-krakowskiego. *W: Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych*, t. 2. 30 lat hydrogeologii w Uniwersytecie Śląskim (red. A. Kowalczyk, A. Rózkowski). *Pr. Wyd. Nauk o Ziemi UŚI*, 37: 81–96.
- KROPKA J., 1996 – Drogi krążenia, zasoby i zagospodarowanie wód podziemnych w triasowym zbiorniku Bytom w warunkach aktywnej działalności górnictwa. *Prz. Geol.*, 44, 8: 845–849.
- KROPKA J., 2005 – Infiltracja efektywna w obszarze Kotliny Dąbrowskiej (północna część GZW). *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 12: 411–416. Toruń.
- LORENC H. (red.), 2005 – Atlas klimatu Polski. IMGW. Warszawa.
- MOTYKA J., 1975 – Studia nad własnościami hydrogeologicznymi skał triasowych w rejonie olkuskich kopalń rud. Arch. AGH. Kraków.
- MOTYKA J., 1988 – Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. *Geologia*, 36.
- 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., WITKOWSKI A.J., 1999 – Sulphates in groundwater of the karst-fractured Triassic aquifers in areas of intensive mining drainage (the Olkusz and the Bytom regions). *W: Mine, water & environment* (red. R.F. Rubio), vol.1: 189–195. IMWA Inter. Congress. Sevilla.
- MOTYKA J., WITKOWSKI A.J., 2002 – Groundwater contamination in the area of Zn–Pb ore mines situated in the southern part of the Olkusz–Zawiercie Triassic aquifer (Poland). *W: Uranium in the aquatic environment: 1029–1036*. Springer-Verlag. Berlin.
- ORSZTYNOWICZ J., 1987 – Odpływ pochodzenia podziemnego. *W: Atlas hydrologiczny Polski* (red. J. Stachy), t. 1: 65–66. Wyd. Geol. Warszawa.
- RÓŻKOWSKI A. (red.), 1990 – Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych monokliny śląsko-krakowskiej i problemy ich ochrony. Wyd. SGGW-AR. Warszawa.
- RÓŻKOWSKI A. (red.), 2004 – Środowisko hydrogeochemiczne karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. UŚI. Katowice.
- RÓŻKOWSKI A., CHMURA A., SIEMIŃSKI A. (red.), 1997 – Użytkowe wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 159.
- RÓŻKOWSKI A., WILK Z. (red.), 1980 – Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego. *Pr. Inst. Geol.*
- RÓŻKOWSKI J., 2006 – Wody podziemne utworów węglanowych południowej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej i problemy ich ochrony. Wyd. UŚI. Katowice.
- RUBIN K., RUBIN H., 1995 – Wody użytkowe w warstwach świerklanieckich północnej części triasu śląskiego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 7, cz. 1: 435–440. Kraków–Krynica.
- SAWICKI J., 2000 – Zmiany naturalnej infiltracji opadów do warstw wodonośnych pod wpływem głębokiego, górniczego drenażu. Wyd. PWrocł. Wrocław.
- SKRZYPCZYK L., 2003 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych, 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- WAGNER J., 1998 – Charakterystyka hydrogeologiczna karbonu produktywnego niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 383: 55–96.
- WILK Z., ADAMCZYK A.F., NAŁĘCKI T., 1990 – Wpływ działalności górnictwa na środowisko wodne w Polsce. Wyd. SGGW-AR. Warszawa.
- WISZNIEWSKI W., 1973 – Atlas klimatyczny Polski. Państw. Przeds. Wyd. Kartogr. Warszawa.

WISZNIEWSKI W., CHEŁKOWSKI W., 1987 – Regiony klimatyczne. *W*: Atlas hydrologiczny Polski (red. J. Stachy), t. 1: 9. Wyd. Geol. Warszawa.

WITKOWSKI A.J. i in., 2001 – Podatność na zanieczyszczenie i jakość wód podziemnych krasowo-szczelinowych zbiorników w obszarach intensywnego drenażu (na przykładzie

GZWP Olkusz–Zawiercie i Chrzanów). Arch. UŚI. Sosnowiec.

WITKOWSKI A.J., KOWALCZYK A., 2000 – Changes of quantity and quality of groundwater in the Triassic carbonate formation in Upper Silesia, Poland. *W*: Groundwater – past achievements and future challenges (red. O. Sililo): 847–852. A.A. Balkema. Rotterdam.

7.2.2. Subregion środkowej Wisły wyżynny część centralna

Informacje ogólne

Subregion środkowej Wisły wyżynny część centralna obejmuje podprowincję Wyżyny Małopolskiej wraz z przylegającym do niej południowym fragmentem mezoregionu Równiny Radomskiej (J. Kondracki, 2002). Powierzchnia subregionu wynosi 14 400 km². Znajduje się tu kilka dużych ośrodków miejskich: Radom, Końskie, Skarżysko-Kamienna, Starachowice, Ostrowiec Świętokrzyski, Kielce, Jędrzejów i Miechów. Najważniejszymi szlakami komunikacyjnymi o dużym natężeniu ruchu są drogi kołowe Warszawa–Kraków, Łódź–Kielce, Kielce–Lublin i Kielce–Tarnów oraz linia kolejowa Warszawa–Kielce–Kraków.

Rzeźba terenu jest bardzo urozmaicona. Dominują otoczone płatami wyżynnymi niskie góry i pogórza Gór Świętokrzyskich. W dolinie Wisły i dolinach jej większych lewobrzeżnych dopływów rozwinięte są tarasy zalewowe i nadzalewowe, a w północnej części Wyżyny Małopolskiej i na Równinie Radomskiej zaznaczają się lokalnie wysoczyzny morenowe. Skały starszego podłoża – mezozoiczne i paleozoiczne – tworzą liczne, wyróżniające się wyraźnie w morfologii kuesty (J. Kondracki, 2002). Najwyższym punktem jest szczyt Łysicy w Górach Świętokrzyskich (611 m n.p.m.), a punkt najniższy znajduje się w dolinie Wisły w rejonie Dębina (111 m n.p.m.).

Teren jest użytkowany głównie rolniczo. Lasy pokrywają ok. 15% powierzchni, a wiele z nich ma status parków krajobrazowych lub narodowych. Liczne są też obszary chronionego krajobrazu. Charakter miejsko-przemysłowy mają tylko tereny i okolice Radomia, Kielce i Końskich oraz Skarżyska-Kamiennej, Starachowice i Os-

trowca Świętokrzyskiego w dolinie Kamiennej. Istotnym elementem zagospodarowania terenu są odkrywkowe kopalnie wapieni i margli dla przemysłu cementowo-wapienniczego, którym towarzyszą zakłady wapiennicze i cementownie w Nowinach i Trzuskawicy koło Kielce, Wierzbicy koło Radomia i Ożarówie w pobliżu Ostrowca Świętokrzyskiego. Eksploatowane są także wapienie dla przemysłu cukrowniczego i hutniczego oraz dolomity, wapienie, piaskowce i piaski dla drogownictwa i budownictwa.

Hydrografia i warunki hydrologiczne

Sieć rzeczna jest dobrze rozwinięta. Wyżyna Małopolska jest obszarem źródłiskowym lewobrzeżnych dopływów Wisły: Dłubni, Szreniawy, Nidzicy, Nidy, Wschodniej, Czarnej, Koprzywianki, Opatówki, Kamiennej, Krępianki, Iłżanki, Radomki i Pilicy. Głównym obszarem wododziałowym między ich dorzeczami jest Pasma Łysogórskie w Górach Świętokrzyskich. Rzeki i ciekі spływające z jego północnych stoków należą do dorzecza Kamiennej, a z południowych – do dorzecza Nidy, Czarnej Staszowskiej, Koprzywianki i Opatówki. Są one zasilane przez liczne, najczęściej okresowe źródła rumoszowe. Zachodnia część wyżyny znajduje się w dorzeczu Pilicy, północno-wschodnia w dorzeczach Iłżanki i Radomki, południowo-zachodnia w dorzeczach Dłubni, Nidzicy i Szreniawy. W rejonie Miechowa z utworów kredy wypływa wiele dużych źródeł.

W dolinach rzecznych zlokalizowanych jest kilkanaście małych i średnich zbiorników retencyjnych. Osobną grupę zbiorników wód powierzchniowych stanowią zalane wodą nieczynne kamieniołomy i piaskownie.

Średnie opady atmosferyczne są zróżnicowane, a ich sumy roczne mieszczą się w szerokim przedziale 450–850 mm, z tym że najwyższe są w Paśmie Łysogórskim Gór Świętokrzyskich. W półroczu chłodnym (XI–IV), decydującym o zasilaniu wód podziemnych, wynoszą one średnio 150–250 mm, a w Łysogórzach przekraczają nawet 300 mm. Parowanie terenowe kształtuje się w przedziale 400–500 mm rocznie. Nieco wyższe jest tylko w rejonie zbiornika Sulejów na Pilicy. Odpływ rzeczny średni wynosi 3–8 l/s·km², a średni niski 0,5–3 l/s·km² (Z. Wiszniewski red., 1973; M. Najgrakowski red., 1993).

Budowa geologiczna

W podłożu, a lokalnie na powierzchni, występują utwory różnego wieku, od prekambru do holocenu, two-

rząc kilka dużych jednostek geologicznych o rozciągłości NW–SE. Idąc od zachodu, są to: niecka miechowska (3540 km²), region świętokrzyski obejmujący trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich (2000 km²) i jego obrzeżenie permsko-mezozoiczne (6310 km²) oraz położona na zachód od Wisły część niecki lubelsko-radomskiej (pow. 2550 km²) (fig. 7.40).

Trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich zbudowany jest z utworów prekambru (mułowce, iłowce, szarogłazy, arkozy i zlepieńce), kambru (piaskowce, kwarcyty, mułowce, iłowce i łupki), ordowiku (piaskowce z wkładkami wapieni i zlepieńców, iłowce i mułowce), syluru (łupki krzemionkowe i iłowce z wkładkami wapieni) i dewonu (D₁ – iłowce, mułowce, piaskowce z wkładkami iłów i zlepieńców; D₂ – wapień i dolomity z wkładkami margli; D₃ – wapień, margle i iłowce). Otaczają go leżące

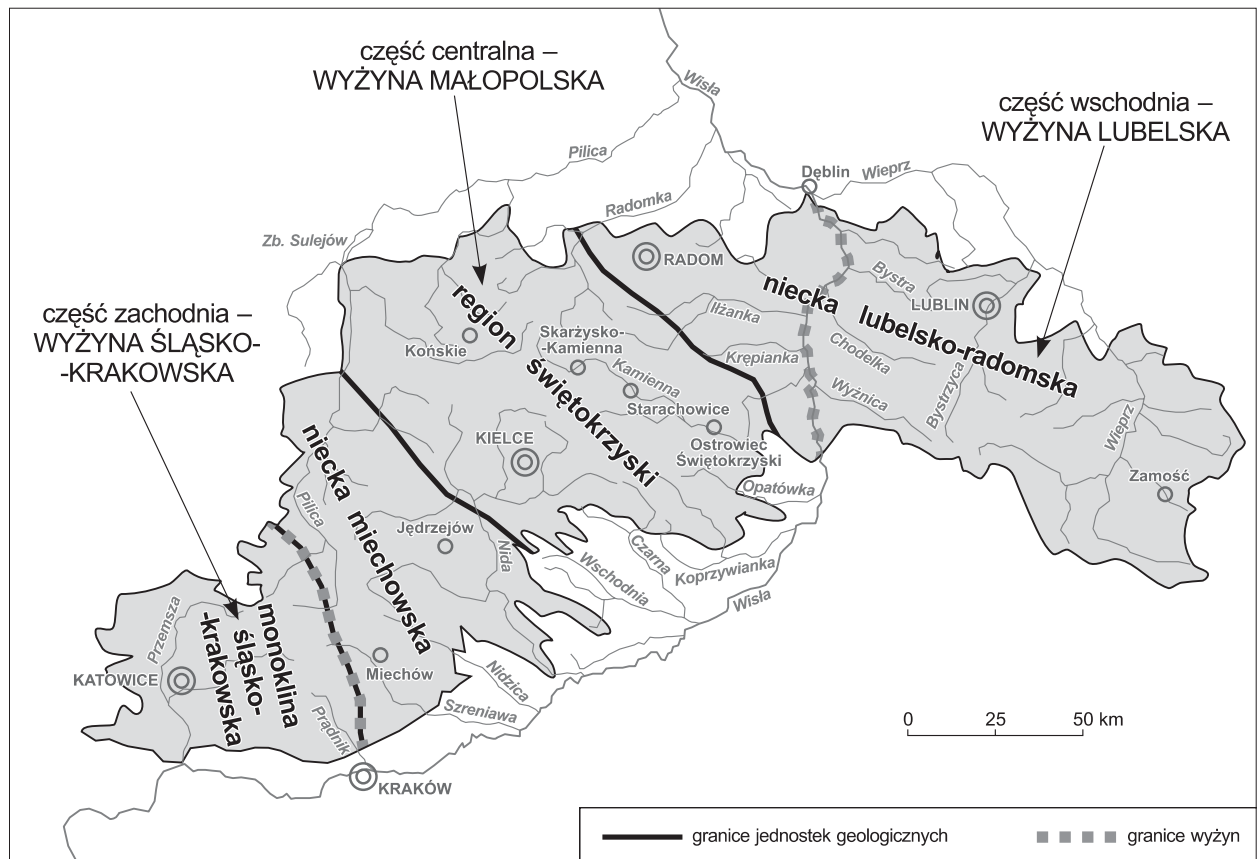


Fig. 7.40. Położenie Wyżyny Małopolskiej na tle struktur geologicznych regionu środkowej Wisły wyżynnego

niezgodnie utwory obrzeżenia permsko-mezozoicznego: permu górnego (zlepieńce, wapienie, piaskowce, margle i dolomity), triasu (T_1 – piaskowce, zlepieńce, mułowce i iłowce, a w najwyższej części margle, wapienie i dolomity; T_2 – wapienie i margle; T_3 – mułowce, piaskowce i iłowce) i jury (J_1 – piaskowce i mułowce z wkładkami iłów i zlepieńców; J_2 – piaskowce i mułowce z wkładkami iłów i zlepieńców; J_3 – wapienie i wapienie oolitowe z krzemieniami, a w najwyższej części margle i ily).

W niecce miechowskiej i w części niecki lubelsko-radomskiej w granicach Wyżyny Małopolskiej zalegają utwory kredy dolnej (piaski i piaskowce, lokalnie z wkładkami zlepieńców i margli) i górnej (margle i opoki z wkładkami piaskowców), przykrywające niezgodnie utwory starsze. Miąższość utworów kredy dolnej nie przekracza na ogół 50 m, natomiast miąższość kredy górnej w osiach niecek dochodzi nawet do kilkuset metrów.

Tektonika utworów paleozoicznych i mezozoicznych regionu świętokrzyskiego jest skomplikowana w różnym stopniu, najbardziej w rejonie Gór Świętokrzyskich. Występują tam liczne struktury fałdowe o kierunkach NW–SE i WNW–ESE, którym towarzyszy gęsta sieć uskoków podłużnych i poprzecznych. W nieckach kredowych warstwy zapadają w kierunku ich partii osiowych, a sieć powierzchni nieciągłości tektonicznych jest słabiej rozwinięta.

W rejonach wzgórz i wzniesień utwory paleozoiczne i mezozoiczne ukazują się na powierzchni. W obniżeniach leżą osady plejstocenu i holocenu, wykształcone głównie w postaci glin zwałowych, piasków i żwirów lodowcowych i wodnolodowcowych, a także piasków, mułków i iłów zastoiskowych zlodowaceń południowopolskiego i środkowopolskiego oraz piasków i żwirów tarasów rzecznych, lessów, piasków eolicznych i torfów.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Plejstoceni poziom wodonośny występuje pomiędzy licznymi wychodniami starszego podłoża. Warstwy piasków, pospółek i żwirów są wodonośne głównie w dolinach większych rzek, natomiast na wysoczyźnie i w dolinach mniejszych rzek rzadko stanowią użytkowe poziomy wód podziemnych. Największe zasoby dyspozycyjne

mają serie piaszczyste w dolinach Wisły, Pilicy, Radomki, Kamiennej i Nidy. Miąższość warstw wodonośnych wynosi średnio 15–30 m, współczynniki filtracji są rzędu $1 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-3}$ m/s, a przewodność wodna od <100 do 1000 m²/d (przeważnie ok. 100 m²/d). Zwierciadło wód podziemnych jest na dużych obszarach swobodne, a lokalne napięcia powodują mady i torfy zalegające w stropie osadów rzecznych. Poziom plejstoceni ma często bezpośredni kontakt hydrauliczny z leżącymi niżej starszymi poziomami wodonośnymi. W warunkach intensywnej i skupionej eksploatacji wód podziemnych w dolinach rzecznych istnieje możliwość pozyskania dodatkowych zasobów pochodzących z infiltracji wód powierzchniowych.

Kredowe piętro wodonośne występuje w nieckach miechowskiej i lubelsko-radomskiej i jest reprezentowane przez dwa poziomy wodonośne. Poziom górnokredowy tworzą margle, opoki i gezy, lokalnie z wkładkami piaskowców, a spągowej części także piaski i piaskowce glaukonitowe cenomanu. Niemal na całym obszarze jest on pierwszym użytkowym poziomem wodonośnym. Utwory cenomanu mają niewielką miąższość (od kilku do ok. 50 m) i często wspólnie z piaskowcami albu są zaliczane do poziomu dolnokredowego. W marglach opokach i gezach z wkładkami piaskowców występują wody szczelinowe; zaznacza się w nich wyraźna strefowość w profilu pionowym. W stropowych partiach są one często zawieszane na ilastej zwietrzelinie margli. Niżej, do głębokości ok. 80–100 m na wzniesieniach i ok. 100–150 m w obniżeniach i dolinach rzecznych (rozwiniętych najczęściej w strefach uskokowych) występuje jeden ciągły poziom wodonośny. Głębiej szczeliny są zaciśnięte i utwory kredy górnej są półprzepuszczalne. Przewodnictwo wodne poziomu górnokredowego zmienia się w zależności od wykształcenia litologicznego i stopnia spękania skał; wynosi średnio od 100 do 500 m²/d, lokalnie przekracza nawet 1000 m²/d. Współczynniki filtracji wynoszą od $1 \cdot 10^{-6}$ do $1 \cdot 10^{-3}$ m/s. Na całym obszarze zaznacza się ogólna prawidłowość, że wyższe parametry filtracji i większa miąższość warstwy wodonośnej występują najczęściej w strefach uskokowych, w dolinach rzecznych i obniżeniach morfologicznych terenu. Głębokość do zwierciadła wód podziemnych na wzniesieniach i w pas-

mach wzgórz wynosi najczęściej od kilkunastu do ponad 50 m, a w obniżeniach i dolinach rzecznych zwykle kilka metrów.

W niecce lubelsko-radomskiej warstwy wodonośne odsłaniają się na licznych wychodniach. Panują tu korzystne warunki zasilania, przy jednoczesnym braku odporności na zanieczyszczenia przenikające z powierzchni. Podobna sytuacja występuje w północnej części niecki miechowskiej, gdzie wychodnie warstw wodonośnych zajmują rozległe obszary wzniesień i wzgórz. W południowej części niecki zasilanie poziomów wodonośnych odbywa się natomiast przez nadkład słabo przepuszczalnych lessów o miąższości od kilku do ok. 30 m. Lessy pokrywają niemal całą powierzchnię terenu, a warstwy wodonośne poziomu górnokredowego odsłaniają się tylko w głęboko wciętych wąwozach i dolinach rzecznych. W wąwozach lessowych wypływają liczne źródła, często o bardzo dużej wydajności. W samym tylko rejonie Miechowa ich łączna wydajność wynosi około 1500 m³/h (H. Czarnecka, 1974; W. Chelmiński, 1986; J. Siwek, 2004).

Dolnokredowy poziom wodonośny stanowią utwory albu i zaliczane często do niego ze względu na podobne wykształcenie litologiczne warstwy cenomanu (kreda górna), wykształcone w postaci piaskowców glaukonitowych z wkładkami wapieni. Odsłaniają się one w wąskiej strefie biegnącej wzdłuż fleksur brzeżnych ograniczających nieckę lubelsko-radomską od obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Na północno-wschodnim i południowo-zachodnim skraju niecki miechowskiej występują także pod poziomem górnokredowym. Ich miąższość wynosi od kilku do ok. 50 m. Poza strefami wychodni kredy dolnej zwierciadło wody jest napięte przez słabo przepuszczalne utwory kredy górnej z zaciśniętymi szczelinami. Parametry hydrogeologiczne poziomu są bardzo słabo rozpoznane. Współczynniki filtracji wynoszą ok. $1 \cdot 10^{-5}$ m/s, a przewodność wodna < 50 m²/h ze względu na małą miąższość warstw wodonośnych.

Jurajskie, triasowe i permskie piętra wodonośne obrzeżenia permsko-mezozoicznego otaczają od północnego wschodu, zachodu i południowego zachodu trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich (fig. 7.41).

Piętro jurajskie reprezentują trzy poziomy wodonośne. Poziomy górno- i środkowojurajski występują w części

południowej, zachodniej i północno-wschodniej obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, natomiast poziom dolnojurajski tylko w części zachodniej i północno-wschodniej. Poziom górnójurajski w dolnej części jest zbudowany z wapieni skalistych z krzemieniami i ma korzystniejsze parametry hydrogeologiczne niż w bardziej marglistej części górnej. Na granicy z kredową niecką lubelsko-radomską w stropie poziomu występują półprzepuszczalne lub nieprzepuszczalne ły margliste. Wzajemne połączenia hydrauliczne z przylegającym piętrzem kredowym w niecce lubelsko-radomskiej istnieją w strefach zdyslokowanych i w przerwach w ciągłości warstw ilastych wzdłuż fleksur brzeżnych. Wodonośność poziomu jest zmienna. Najwyższe parametry filtracji istnieją w dużych strefach uskokowych z rozwiniętym krasem, gdzie współczynniki filtracji dochodzą nawet do $1 \cdot 10^{-3}$ m/s. Miąższość poziomu wynosi 100–150 m. Współczynniki filtracji mieszczą się w szerokim przedziale od $1 \cdot 10^{-6}$ do $1 \cdot 10^{-3}$ m/s, a wodoprzewodność od 100 do > 1000 m²/d. Wyższa wodoprzewodność występuje tylko lokalnie, najczęściej na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Zwierciadło wody jest na ogół swobodne i występuje na głębokości od kilku metrów w dolinach rzecznych do nawet 60 m na wyniesieniach morfologicznych. Lokalne napięcia powodują półprzepuszczalne osady plejstocenu i niespękane bloki skalne. Liczne wychodnie wapieni i margli sprzyjają bezpośredniemu zasilaniu warstw wodonośnych. Szczególny wpływ na warunki hydrogeologiczne mają zjawiska krasowe. W północno-wschodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich istnieją głębokie studnie i źródła krasowe oraz ponory mniejszych rzek. Użytkowy poziom górnójurajski z wodami zwykłymi (słodkimi) występuje także pod piętrzem kredowym do głębokości ok. 250 m w brzeżnych partiach sąsiednich niecek: miechowskiej i lubelskiej. Poziomy środkowo- i dolnojurajski mają podobne wykształcenie litologiczne. Wodonośne są warstwy piaskowców i mułowców przewarstwione łąkami i łąkowcami. Ich wodonośność jest zmienna i zależy głównie od udziału w profilu geologicznym piaskowców i mułowców oraz stopnia spękania skał. Współczynniki filtracji wynoszą najczęściej od $1 \cdot 10^{-6}$ do $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, a przewodność całego kompleksu warstw wodonośnych rzadko przekracza 100 m²/d.

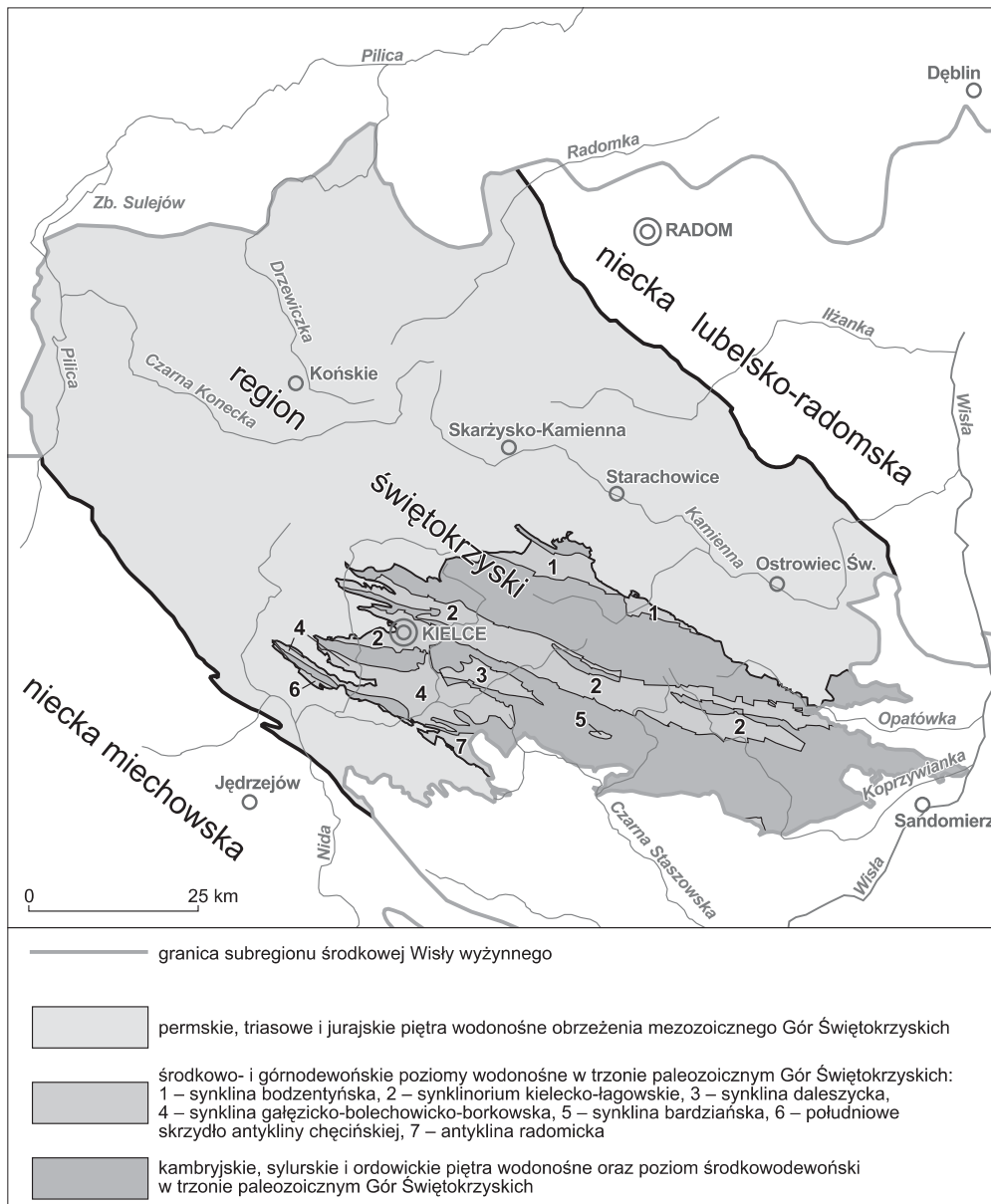


Fig. 7.41. Piętra wodonośne w strukturach geologicznych regionu świętokrzyskiego

Triasowe piętro wodonośne jest wyraźnie zróżnicowane. Poziom górnotriasowy, wykształcony w postaci ilów i mułowców z cienkimi przewarstwieniami piaskowców, jest bardzo mało zasobny w wodę i lokalnie nie ma znaczenia użytkowego. Wodonośność zależy bezpo-

średnio od miąższości warstw piaskowców w jego profilu, a wydajności studzien wierconych rzadko przekraczają 10 m³/h. Poziom środkowotriasowy stanowi kompleks wapieni, a w stropowych partiach również margli, o łącznej miąższości dochodzącej do ok. 100 m. Wystę-

pują one często w oddzielnych blokach tektonicznych. Parametry filtracji warstw wodonośnych są zróżnicowane, uzależnione od stopnia spękania skał i rozwoju krasu. Współczynniki filtracji ujmowanych warstw triasu w strefach nieciągłości tektonicznych mieszczą się w granicach od $1 \cdot 10^{-5}$ do $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, a przewodnictwo wodne wynosi ok. 100 m²/d. Poziom dolnotriasowy stanowi kompleks piaskowców, zlepieńców i mułowców z przewarstwieniami półprzepuszczalnych i nieprzepuszczalnych ilów i ilowców. Występują w nim wody szczelinoowo-porowe. W stropowych partiach poziomu spotykane są również warstwy wapieni i margli. Współczynniki filtracji warstw wodonośnych wynoszą od $1 \cdot 10^{-7}$ do $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, przy wodoprzewodności całego kompleksu ok. 100 m²/d.

Permskie piętro wodonośne jest reprezentowane tylko przez poziom górnopermski (brak permu dolnego), wykształcony w postaci zlepieńców, piaskowców, mułowców i margli. Ze względu na podobne wykształcenie litologiczne i parametry hydrogeologiczne warstw wodonośnych jest on często opisywany wspólnie z poziomem dolnotriasowym.

Paleozoiczne piętra wodonośne – karbońskie, dewońskie, sylurskie, ordowickie i kambryjskie – występują w trzonie paleozoicznym Gór Świętokrzyskich. Piętro karbońskie, górna część poziomu górnodewońskiego i poziom dolnodewoński oraz piętra sylurskie, ordowickie i kambryjskie są niewodonośne lub o bardzo małej wodonośności. Są zawodnione tylko w stropowych, zwietrzałych partiach. Na terenach dużych wzniesień morfologicznych, na przykład w Paśmie Łysogórskim, wypływają liczne źródła rumoszowe (A. Mohoń, 1988). Użytkowy charakter ma tylko poziom środkowodewoński wraz z dolną częścią poziomu górnodewońskiego, które są wykształcone w postaci wapieni i dolomitów. Występują one w wielu odizolowanych fałdowych strukturach geologicznych o rozciągłości WNW–ESE. Od północy są to: synklina bodzentyńska, synklinorium kielecko-łagowskie, synklina gałęzicko-bolechowicko-borkowska, synklina daleszycka, synklina bardziańska, południowe skrzydło antykliny chęcińskiej i antyklina radomska oraz szereg innych niewielkich struktur brzeżnych zapadających pod twory obrzeżenia permsko-mezozoicznego lub zapadlis-

ka przedkarpackiego (fig. 7.41). Wapienie i dolomity tworzą zbiorniki szczelinoowo-krasowe o bardzo zmiennej wodonośności, zależnej głównie od stopnia spękania skał i rozwoju krasu (J. Motyka i in., 1993; G. Gzyl i in., 2001; B. Rzonca, J. Prażak, 2002; B. Rzonca, 2005, 2006). Największe przewodnictwo wodne wapieni i dolomitów notowane jest w licznych strefach uskokowych, podłużnych i poprzecznych do rozciągłości struktur geologicznych. Współczynniki filtracji wapieni i dolomitów wynoszą od $1,4 \cdot 10^{-8}$ do $1,2 \cdot 10^{-3}$ m/s, przewodnictwo wodne od 1 do 10 000 m²/d (średnia ok. 150 m²/d).

Systemy krążenia wód podziemnych

Na przeważającym obszarze subregionu panują dobre warunki zasilania wód podziemnych przez opady atmosferyczne. Sprzyjają temu liczne wychodnie warstw wodonośnych poziomów przedczwartorzędowych. Miąższość osadów plejstocenu pomiędzy wychodniami utworów starszych, poza strefami głębokich dolin kopalnych, wynosi od kilku do około 30 m, a w ich stropowych partiach często zalegają dobrze przepuszczalne piaski i piaszki ze zwiernem pochodzenia fluwioglacjalnego, eolicznego i rzeczno. Moduły zasilania wód podziemnych są bardzo zmienne i wahają się od ok. 2 m³/h·km² na wychodniach niewodonośnych skał starszego paleozoiku do ok. 20 m³/h·km² na obszarach krasowych obejmujących wychodnie wapieni dewońskich i jurajskich. Średni moduł zasilania wynosi 6–12 m³/h·km².

Głównymi strefami drenażu wód podziemnych są doliny większych rzek, często o założeniach tektonicznych. Płytko zalegające warstwy wodonośne są drenowane także i przez mniejsze rzeki i cieki powierzchniowe. Część wód podziemnych (ok. 5%) bierze udział w głębokim regionalnym obiegu, który jest skierowany na północ, do niżej położonej niecki mazowieckiej w subregionie środkowej Wisły nizinnej. W kierunku południowym regionalny odpływ podziemny do subregionu zapadliska przedkarpackiego jest znikomy. Na przeważającym obszarze zalegają tam półprzepuszczalne i praktycznie nieprzepuszczalne ły krakowieckie miocenu, ograniczające możliwość głębszego krążenia wód podziemnych (fig. 7.42).

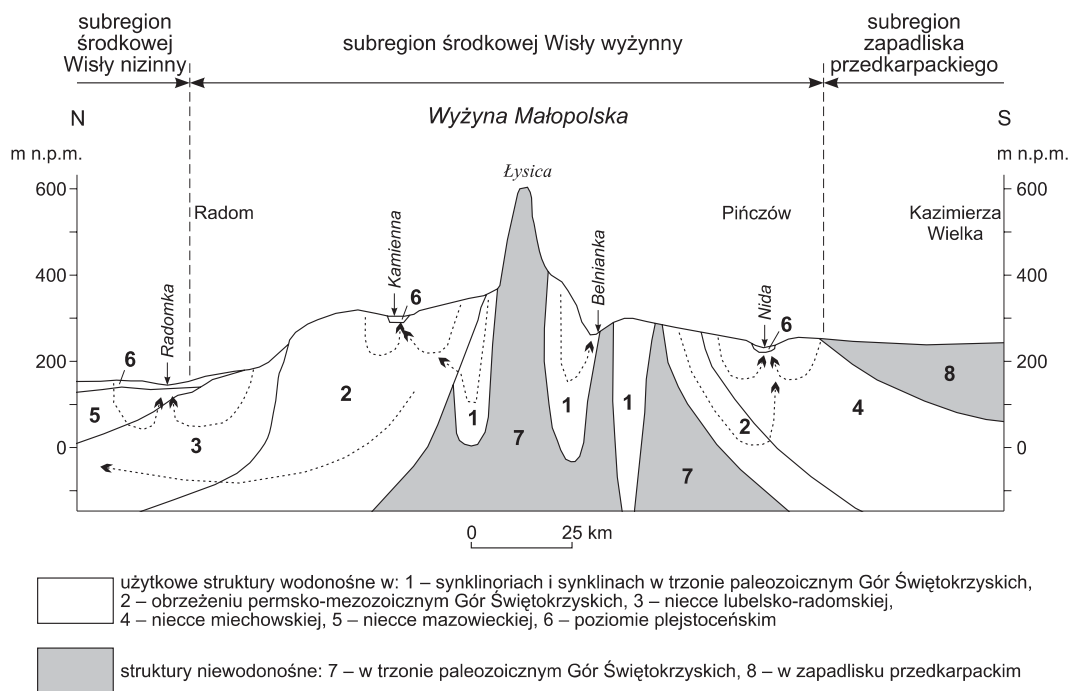


Fig. 7.42. Ideowy schemat krążenia wód podziemnych na Wyżynie Małopolskiej

Chemizm i jakość wód podziemnych

Głębokość strefy występowania wód słodkich wynosi 300–600 m. Największa jest w północnej części Wyżyny Małopolskiej i na obszarze niecki lubelsko-radomskiej, a najmniejsza w południowej części niecki miechowskiej, przy granicy z zapadliskiem przedkarpackim, gdzie w dolinie Nidy na głębokości ok. 100 m występują wody o podwyższonej mineralizacji, spowodowanej obecnością dużej ilości siarczanów (w pobliżu są złoża gipsów). Na całym obszarze przeważają wody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Wody piętra kredowego w nieckach miechowskiej i lubelsko-radomskiej są głównie typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. W wielu miejscach są one jednak zmienione antropogenicznie. Spotykane są typy wody $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$, w których podwyższona zawartość siarczanów jest przejawem zanieczyszczeń antropogenicznych (J. Prażak, 2002a, b). Sporadycznie występują też typy wody świadczące o jej zanieczyszczeniu azota-

nami lub chlorkami, np. $\text{HCO}_3\text{-NO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-Cl-SO}_4\text{-Ca-Na}$. Jakość wód pod względem ich przydatności do spożycia jest na ogół bardzo dobra lub dobra, tzn. nadają się do spożycia bez uzdatniania lub wymagają jedynie prostego uzdatniania z powodu niewielkiego podwyższenia zawartości Fe lub/i Mn (klasa jakości I lub II). Zawartość związków azotu przekracza ilości dopuszczalne tylko sporadycznie i ma charakter wyłącznie lokalny. Wody poziomu dolnotriasowego pomiędzy Kielcami a Skarżysko-Kamienną okresowo mają zbyt niski odczyn ($\text{pH} < 6,5$). Inne rodzaje zanieczyszczeń występują lokalnie i nie decydują o regionalnych właściwościach wód podziemnych. Skład chemiczny wód podziemnych charakteryzuje się dużą zmiennością, nawet w ramach tego samego zbiornika wodonośnego. Jako przykład podano zmienność zawartości jonów Cl^- oraz zawartości Fe i Mn w wodach poziomu środkowo- i górnodońskiego w synklinie gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej w Górach Świętokrzyskich (fig. 7.43).

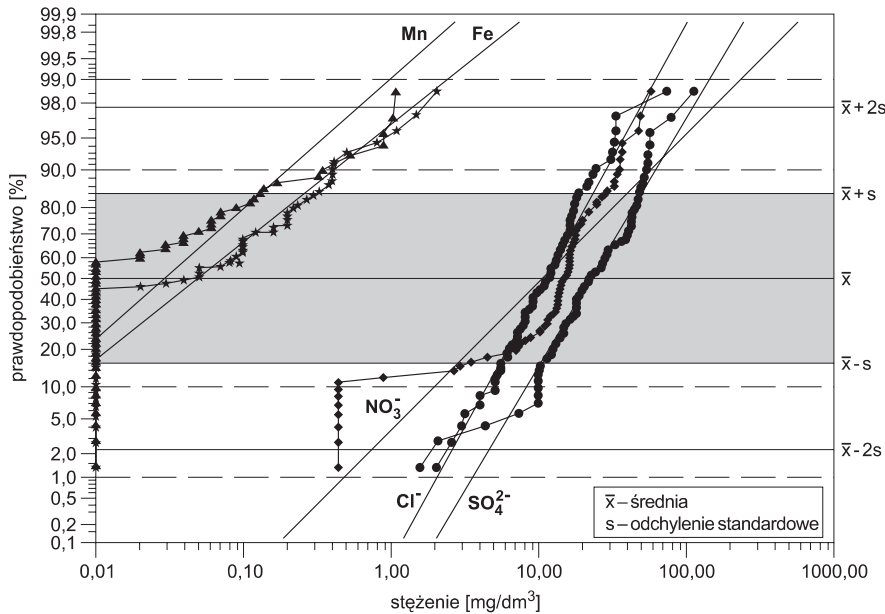


Fig. 7.43. Wykres zawartości jonów Cl^- , SO_4^{2-} i NO_3^- oraz Fe i Mn w wodzie poziomu środkowodewońskiego w synklinie gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej w Górach Świętokrzyskich

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

W centralnej części subregionu środkowej Wisły wyżynnego znajduje się w całości lub w części 16 głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wymagających szczególnej ochrony (A.S. Kleczkowski red., 1990). Wydzielono je w poziomach: górnokredowym (nr 405 – Niecka radomska, 408 – Niecka miechowska NW, 409 – Niecka miechowska SE), dolnokredowym (nr 401 – Niecka łódzka), górnourajskim (nr 410 – Opoczno, 412 – Goszczewice, 416 – Małogoszcz i 420 – Wierzbiца–Ostrowiec), dolno- i środkowourajskim (nr 411 – Końskie i 413 – Przysucha–Szydłowiec), dolno- i środkowotriasowym (nr 414 – Zagnańsk, 415 – Rzeką górna Kamienna) i środkowo- i górnodewońskim (nr 417 – Kielce, 418 – Gałęzice–Bolechowice–Borków, 419 – Bodzentyn i 421 – Włostów). Dla wielu z nich zostały opracowane szczegółowe dokumentacje hydrogeologiczne (L. Skrzypczyk i in., 2005) (fig. 7.44, tab. 7.19). Zakwalifikowanie tak dużej liczby, często niewielkich, zbiorników do GZWP wynika z faktu, że wody podziemne na tym terenie są często jedynym nadającym się dla zaopatrzenia miejscowej ludności źródłem wody dobrej jakości.

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W subregionie wydzielono 11 jednolitych części wód podziemnych (JCWPd). Są to rejony o podobnych warunkach hydrogeologicznych głównych użytkowych poziomów wodonośnych, położone w zlewniach bilansowych górnej Wisły podległych RZGW w Krakowie (K-03 – Wisła od Skawy do Dunajca, K-05 – Wisła od Dunajca do Wisłoka, K-07 – Wisła od Wisłoka do Sanu, K-10 – Wisła od Sanu do Sanny), i środkowej Wisły, podległych RZGW w Warszawie (Z2 – Kamiennej, Z3 – Iłzanki, Z4 – Radomki, Z7 – Pilicy) (fig. 7.45, tab. 7.20).

Zagrożenia wód podziemnych

Zmiany warunków hydrogeologicznych są spowodowane głównie przez pobór wody z licznych ujęć wód podziemnych i odwadnianie kopalń odkrywkowych. Odwodnienia budowlane spotyka się sporadycznie i mają one na ogół ograniczony zasięg przestrzenny, a czas ich trwania jest relatywnie krótki. Na wielu obszarach pobór wody z ujęć wód podziemnych jest na tyle duży i skoncentrowany, że wytworzyły się wokół nich duże regional-

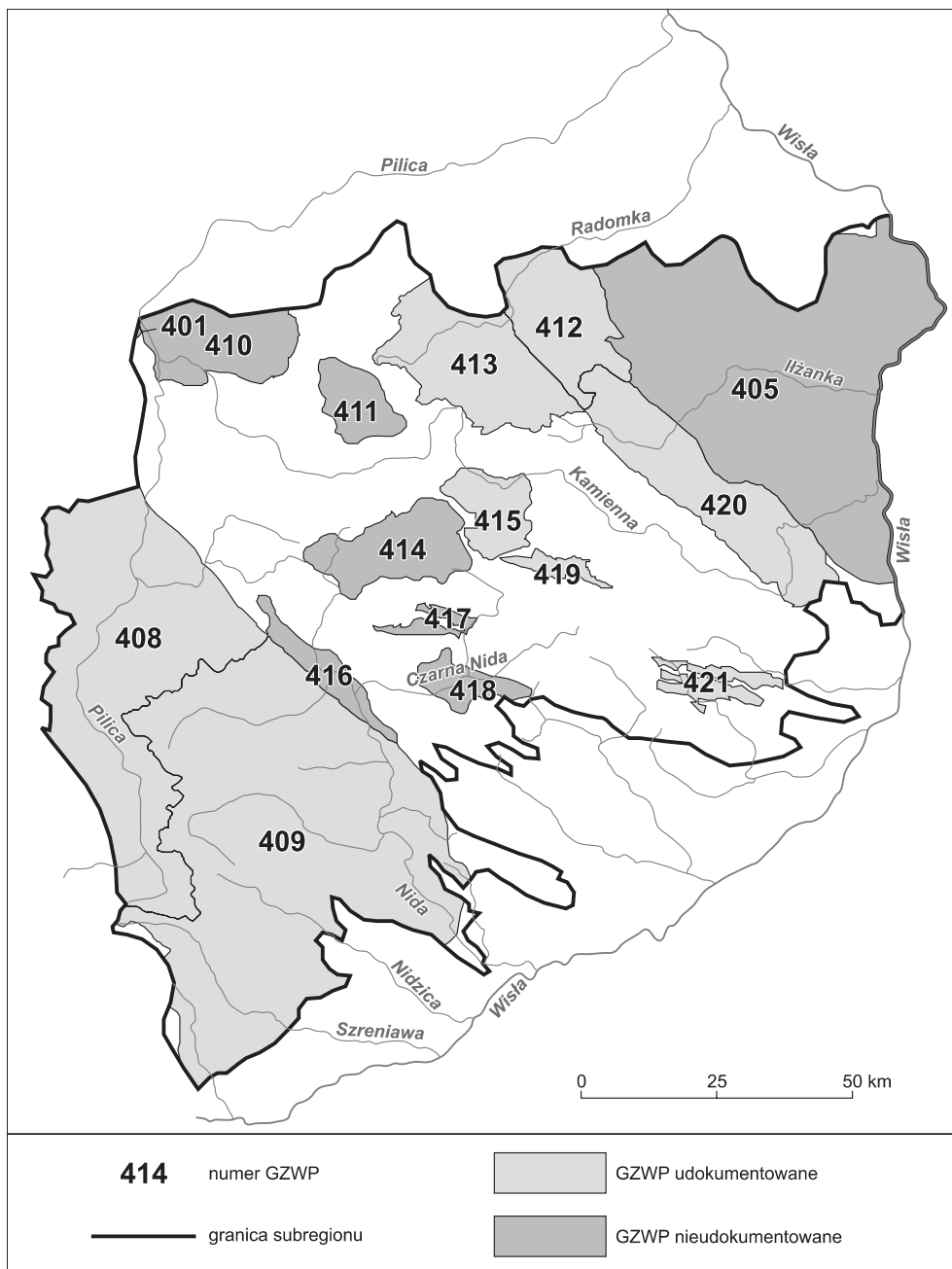


Fig. 7.44. Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) wyznaczone w subregionie środkowej Wisły wyżynnym częścią centralną

Tabela 7.19

**Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)
wyznaczone w subregionie środkowej Wisły wyżynnym
część centralna**

Numer i nazwa GZWP	Wiek utworów wodonośnych	Typ wodonośca	Uwagi
401 – Niecka łódzka	K ₁	porowy	część GZWP
405 – Niecka radomska	K ₂	szczelinowo-porowy	część GZWP
408 – Niecka miechowska (NW)*	K ₂	szczelinowo-porowy	część GZWP
409 – Niecka miechowska (SE)*	K ₂	szczelinowo-porowy	cały GZWP
410 – Opoczno	J ₃	szczelinowo-krasowy	część GZWP
411 – Końskie	J ₁	szczelinowo-porowy	cały GZWP
412, 413 – Goszczewice–Szydłowice*	J _{1, 2, 3}	szczelinowo-krasowy, szczelinowo-porowy	część GZWP
414 – Zagnańsk	T _{1, 2}	szczelinowo-porowy, szczelinowo-krasowy	cały GZWP
415 – Rzeka górna Kamienna*	T _{1, 2}	szczelinowo-porowy, szczelinowo-krasowy	cały GZWP
416 – Małogoszcz	J ₃	szczelinowo-krasowy	cały GZWP
417 – Kielce*	D _{2, 3}	szczelinowo-krasowy	cały GZWP
418 – Gałęzice–Bolechowice–Borków	D _{2, 3}	szczelinowo-krasowy	cały GZWP
419 – Bodzentyn*	D _{2, 3}	szczelinowo-krasowy	cały GZWP
420 – Wierzbica–Ostrowiec*	J ₃	szczelinowo-krasowy	niemal cały GZWP
421 – Włostów*	D _{2, 3}	szczelinowo-krasowy	cały GZWP

* – posiada dokumentację hydrogeologiczną

ne leje depresji. Na terenie tzw. Białego Zagłębia koło Kielc regionalne obniżenie zwierciadła wód podziemnych zostało spowodowane przez odwadnianie pięciu kopalń odkrywkowych wapieni, margli i dolomitów, z których woda jest wypompowywana w ilości ok. 2000 m³/h (2006 r.). Duże leje depresji powstały w rejonie ujęć komunalnych dla aglomeracji kieleckiej i radomskiej (J. Prażak i in., 1994).

Odwadnianie i planowane do odwodnienia wyrobiska górnicze kopalń wapieni, margli, dolomitów i piaskowców rozmieszczone są na całym obszarze subregionu. Największe są kopalnie skał węglanowych eksploatowanych dla potrzeb przemysłu cementowego i wapienniczego w rejonie Kielc, Wierzbicy i Ożarowa. Dopływy wód podziemnych do wyrobisk górniczych są zróżnicowane i zmieniają się od poniżej 100 do 1000 m³/h. Woda z odwodnień jest odprowadzana do najbliższych rzek i cieków. Wokół odwadnianych kopalń powstały leje depresji, które będą się powiększać w miarę wydobywania kopalni na coraz niższych poziomach eksploatacyjnych, nawet do 80 m poniżej pierwotnego zwierciadła wód podziemnych.

Zasoby eksploatacyjne ujęć wody położonych w zasięgu oddziaływania odwodnień zmniejszają się. W przypadku ujęć komunalnych Kielc na terenie tzw. Białego Zagłębia stwarza to poważny problem dla zaopatrzenia miasta w wodę. Rozpatrywane są tam możliwości wykorzystania wód kopalnianych dla zaopatrzenia ludności i przemysłu (A. Szczepański, 1982; G. Herman i in., 1991).

W lejach depresji ujęć wód podziemnych i systemów odwadniających kopalnie następuje osuszenie terenu i infiltracja wód powierzchniowych. Powoduje to zmniejszenie przepływów rzek i cieków, a w niektórych miejscach nawet ich stały lub okresowy zanik. Jednocześnie odprowadzane do rzek wody kopalniane zwiększają ich przepływy, co jest szczególnie zauważalne w okresach suchych.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Gospodarka komunalna, rolnictwo i przemysł na Wyżynie Małopolskiej zaopatrują się w wodę niemal wyłącznie z ujęć wód podziemnych. Pomimo że znaczne

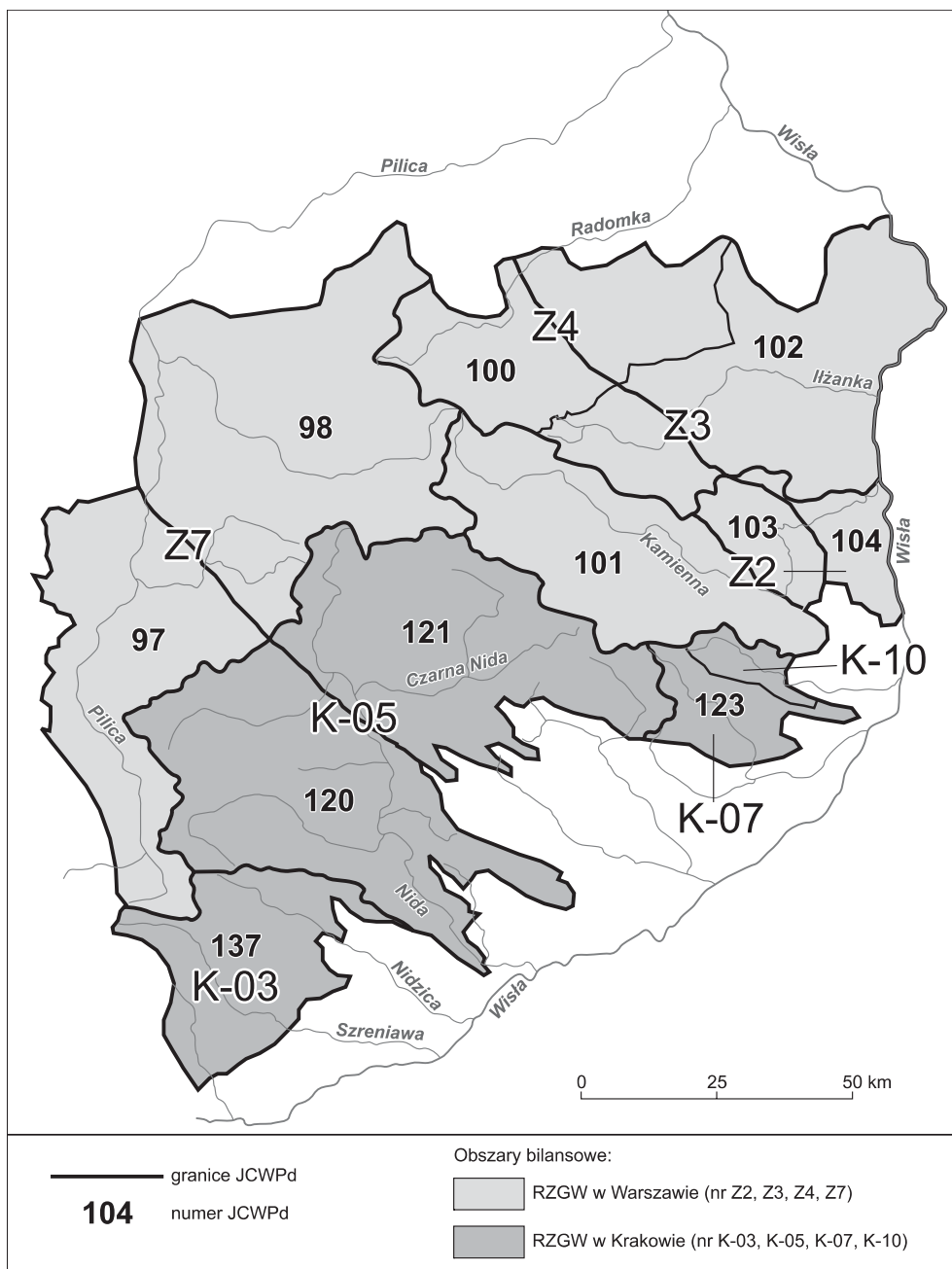


Fig. 7.45. Jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wyznaczone w subregionie środkowej Wisły wyżynnym częścią centralną

Tabela 7.20

**Charakterystyka jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) wyznaczonych w subregionie środkowej Wisły wyżynnym
część centralna**

Nr JCWPd	Stratygrafia poziomów użytkowych	Litologia	Mięszość kompleksu wodonośnego [m]	Typ wodonośca	Średni współczynnik filtracji [m/s]	Stopień izolacji
97	Q, Ng (miocen), K ₂	piaski, margle, opoki, piaskowce	80–120	porowy, szczelinowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny
98	Q, J ₃ , J ₂ , J ₁ , T ₃ , T ₂ , T ₁	piaski, piaskowce, wapienie, zlepieńce	80–150	porowy, szczelinowo-porowy, szczelinowo-krasowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny
100	Q, J ₃ , J ₂ , J ₁	piaski, wapienie, margle, piaskowce	80–150	porowy, szczelinowy, szczelinowo-porowy, szczelinowo-krasowy	$1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny
101	Q, J ₂ , J ₁ , T ₃ , T ₂ , T ₁ , P ₃ , D _{2,3}	piaski, piaskowce zlepieńce, wapienie, dolomity	80–150	porowy, szczelinowo-porowy, szczelinowo-krasowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny
102	Q, Ng (miocen), K ₂ , J ₃	piaski, margle, opoki, piaskowce	80–100 (max 200)	porowy, szczelinowy, szczelinowo-porowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny
103	Q, J ₃ , J ₂	piaski, wapienie, margle, piaskowce	80–150	porowy, szczelinowo-porowy, szczelinowo-krasowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny
104	Q, K ₂ , J ₃	piaski, margle, opoki, piaskowce, wapienie	80–120 (max 150)	porowy, szczelinowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny
120	Q, K ₂ , J ₃	piaski, margle, opoki, piaskowce, wapienie	80–120 (max 250)	porowy, szczelinowy, szczelinowo-porowy, szczelinowo-krasowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny
121	Q, J ₃ , T ₃ , T ₂ , T ₁ , P ₃ , D _{2,3}	piaski, piaskowce, zlepieńce, wapienie, dolomity	80–150	porowy, szczelinowo-porowy, szczelinowo-krasowy	$1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny
123	Q, D ₂	piaski, wapienie, dolomity	80–150	porowy, szczelinowo-krasowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny
137	Q, Ng (miocen), K ₂	piaski, margle, opoki, piaskowce	80–120	porowy, szczelinowy, szczelinowo-porowy	$1 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny

tereny Gór Świętokrzyskich są pozbawione użytkowych poziomów wodonośnych, to jednak ich zasoby pokrywają zapotrzebowanie. Największe ujęcia wód podziemnych są zlokalizowane w okolicach Jędrzejowa, Włoszczowy, Kielc, Skarżyska-Kamiennej, Starachowic, Ostrowca Świętokrzyskiego, Końskich, Szydłowca, Przysuchy i Radomia (tab. 7.21). Budowa i rozbudowa wodociągów gminnych powoduje, że podłącza się do nich wielu indywidualnych użytkowników, którzy zrezygnowali z eksploatacji własnych studni głębinowych. Zmniejsza się też coraz bardziej pobór wody ze studni kopanych.

Aktualne prognozy (2006 r.) nie wskazują na istotne zmiany zasobów wód podziemnych. Istniejące rezerwy zasobowe wystarczą na pokrycie w najbliższych latach potrzeb miejscowych użytkowników. Lokalny wpływ na zasoby dyspozycyjne rejonów i eksploatacyjne ujęć będą miały odwodnienia górnicze, szczególnie na terenie „Białego Zagłębia” koło Kielc. Należy jednak zaznaczyć, że stany wód podziemnych na Wyżynie Małopolskiej są bardzo zależne od wielkości zasilania zbiorników wód podziemnych przez opady atmosferyczne. Na niektórych

Tabela 7.21

Pobór wód podziemnych w rejonie większych miast subregionu środkowej Wisły wyżynnego część centralna

Miasto	Ujmowane poziomy wodonośne	Pobór wód podziemnych [m ³ /h]
Jędrzejów	K ₂	200
Włoszczowa	K ₂	150
Kielce	T ₁ , D _{2,3}	1970
Skarżysko-Kamienna	J ₁ , T _{1,2}	350
Starachowice	J ₃	700
Ostrowiec Świętokrzyski	J ₃ , J ₁	420
Końskie	J ₁	250
Radom	K ₂	2100

obszarach w okresach posusznych wysychają źródła i coraz mniej używane studnie kopane, lecz nie powoduje to istotnych zaburzeń w gospodarce wodnej.

Literatura

- CHELMICKI W., 1986 – Źródła Niecki Nidziańskiej. Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej, **14**: 249–271. Kraków.
- CZARNECKA H., 1974 – Rozmieszczenie źródeł na Wyżynie Małopolskiej. *Pr. i Stud. Inst. Geogr. UW*, **14**.
- GZYL G., ŁUSZCZ M., RZONCA B., 2001 – Wpływ wypełnionych form krasowych na parametry filtracyjne dewońskich skał węglanowych w rejonie Kielc (Góry Świętokrzyskie) – wyniki wstępne. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*: t. 10, cz. 1: 19–24. Wrocław.
- HERMAN G., KACZOROWSKI Z., MALICKI W., PRAŻAK J., SZCZEPAŃSKI A., 1991 – Modelowa analiza wpływu odwodnień złóż surowców skalnych w Białym Zagłębiu na stosunki wodne. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 5: 122–126. SGGW-AR. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony (1:500 000). AGH. Kraków.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- MOCHOŃ A., 1988 – Źródła jako podstawa charakterystyki hydrogeologicznej wschodniej części Pasma Klonowskiego (Góry Świętokrzyskie). *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 443–456.
- MOTYKA J., PRAŻAK J., ZAPAŁA Z., 1993 – Strefowość zjawisk krasowych w kamieniołomie „Trzuskawica” i w jego otoczeniu (Góry Świętokrzyskie, rejon kielecki). *Kras i speleologia*, **7**, *Pr. Nauk. Uśl.*, 1334: 64–78.
- NAJGRAKOWSKI M. (red.), 1993 – Atlas Rzeczypospolitej Polskiej. Główny Geodeta Kraju. Warszawa.
- PRAŻAK J., 2002a – Chemizm i jakość wód podziemnych w województwie świętokrzyskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **400**: 77–90.
- PRAŻAK J., 2002b – Antropogeniczne zmiany wód szczelino-wo-krasowych poziomu środkowo- i górnodewońskiego w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **400**: 165–175.

- PRAŻAK J., SZCZEPAŃSKI A., HAŁADUS A., 1994 – Wpływ intensywnej eksploatacji wód podziemnych na wzrost zagrożenia zanieczyszczeniem południowej części GZWP Kielce Nr 417. *W: Metodyczne podstawy ochrony wód podziemnych*: 369–396. Kraków.
- RZONCA B., 2005 – Hydrogeologiczne właściwości przestrzeni porowej dewońskich skał węglanowych w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, **53**, 5: 400–409.
- RZONCA B., 2006 – Hydrogeologiczne właściwości dewońskich skał węglanowych w masywie świętokrzyskim. *Kwart. AGH*, **32**, *Geologia*, 3: 235–343.
- RZONCA B., PRAŻAK J., 2002 – Zmienność parametrów filtracyjnych węglanowych skał dewońskich w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **404**: 233–248.

SIWEK J., 2004 – Źródła w zlewniach Prądnika, Dłubni i Szreniawy. Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania jakości wód. Inst. Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego. Kraków.

SKRZYPCZYK L. i in., 2006 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych (według stanu na marzec 2006). Państw. Inst. Geol. Warszawa.

SZCZEPAŃSKI A., 1982 – Prognoza wpływu głębokiej eksploatacji odkrywkowej na warunki wodne południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Świętokrzyski*, **10**: 23–28.

WISZNIEWSKI Z. (red.), 1973 – Atlas klimatyczny Polski. Wyd. PPWK. Warszawa.

7.2.3. Subregion środkowej Wisły wyżynny część wschodnia

Informacje ogólne

Subregion środkowej Wisły wyżynny część wschodnia zajmuje powierzchnię ok. 7,5 tys. km² i obejmuje znaczną część Wyżyny Lubelsko-Lwowskiej oraz niewielkie fragmenty Polesia Wołyńskiego i Niziny Południowopodlaskiej (fig. 7.46).

Region jest znacznie zróżnicowany morfologicznie, co jest uwarunkowane jego specyficzną budową geologiczną. Występują tu trzy główne typy morfologiczne ukształtowania terenu:

- obszary typu wzniesień, zbudowane z najbardziej odpornych na denudację utworów kredy górnej, głównie opok i twardych margli, charakteryzują się największymi wysokościami względnymi do (120 m), zaś rzędne terenu często przekraczają 300 m n.p.m. Zachowane w ich obrębie rozległe zrównania wierzcholinowe urozmaicają lokalnie wzgórza ostańcowe oraz płyty lessów z dobrze rozwiniętymi suchymi dolinami i wąwozami. Do tego typu obszarów należą Wzniesienia Urzędowskie, Wyniosłość Giełczewska oraz Działy Grabowieckie (Wyżyna Lubelska), Wysoczyzna Lubartowska (Nizina Południowopodlaska), a także fragmenty Rostocza Zachodniego i Środkowego;

- obszary płaskowyżowe, charakteryzujące się położeniami i szerokimi garbami międzydolinnymi o względnej

wysokości nieprzekraczającej 30–50 m, często przykryte miąższą (do 25 m) pokrywą lessów. Liczne rozcięcia dolinne i wąwozy powodują, że deniwelacje terenu mogą dochodzić nawet do 100 m. Na stopień rozdolnienia wpływają takie elementy, jak sieć spękań utworów powierzchniowych oraz głębokość lokalnych baz erozyjnych. Kulminacje wzniesień przekraczają często rzędna

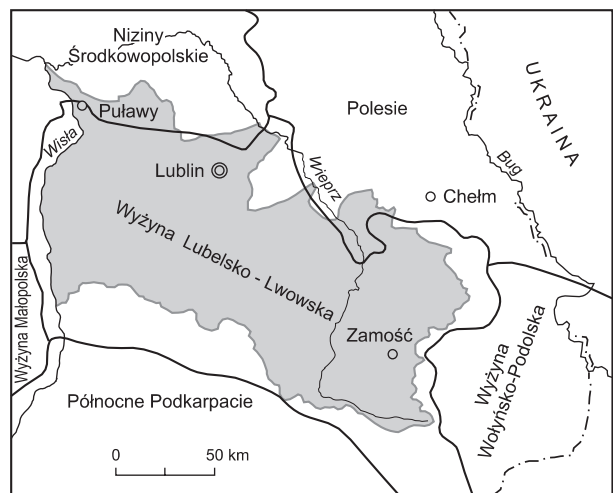


Fig. 7.46. Położenie subregionu środkowej Wisły wyżynnego część wschodnia na tle jednostek fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002)

250 m n.p.m. (np. w Motyczu – 253,9 m n.p.m.), zaś wcięcia dolinne dochodzą do rzędnej ok. 140 m n.p.m. Ten typ morfologiczny reprezentują: Płaskowyż Nałęczowski, Płaskowyż Świdnicki oraz Równina Bełżycka (Wyżyna Lubelska);

– obszary obniżeń denudacyjnych wyrzeźbionych w najmniej odpornych utworach kredy górnej, mających zazwyczaj założenia tektoniczne. W obrębie tych obniżeń, wykorzystywanych na ogół przez sieć rzeczną, często występują garby i wzgórza ostańcowe, których wysokość może dochodzić do 50 m ponad denne powierzchnie akumulacyjne znajdujące się na rzędnej ok. 140–150 m n.p.m. Ten typ morfologiczny jest reprezentowany przez Kotlinę Chodelską i Padół Zamojski (Wyżyna Lubelska) oraz Obniżenie Dorohuskie (Polesie Wołyńskie).

Wśród głównych form morfologicznych badanego obszaru należy także wymienić przełomową dolinę Wisły, stanowiącą zachodnią granicę subregionu. Wisła wcina się tu ok. 50 m od rzędnej 170 m n.p.m. w Zawichoście do ok. 120 m n.p.m. w Puławach. Obszar ten wyraźnie wyróżnia się wysokimi i wyraźnymi krawędziami, nasładowymi główne kierunki tektoniczne regionu (NNW–SSE oraz NNE–SSW). Dolina Wisły ma zmienną szerokość – od ok. 5 km w okolicach Solca do niecałego kilometra poniżej Kazimierza Dolnego, gdzie jest najwęższa. Jest to malowniczy, młody w sensie geologicznym odcinek doliny – został bowiem wyrzeźbiony jako wtórny, epigenetyczny przełom po regresji lądolodu stadiała maksymalnego zlodowaceń środkowopolskich. Stara, obecnie pogrzebana, dolina przebiega na północny zachód od Janowca i na wschód od Puław (H. Maruszczak, L. Lindner, 1994).

Około 70% subregionu jest użytkowane rolniczo. Mała lesistość, słabe uprzemysłowienie, a także urodzajne gleby wytworzone na lessach i skałach węglanowych, takie jak bielice i gleby brunatne, które należą do II–IV klasy bonitacyjnej, sprzyjają rozwojowi rolnictwa. W strukturze upraw dominują pszenica, jęczmień, buraki cukrowe, rzepak, chmiel i tytoń, a także inne rośliny o wysokich wymaganiach glebowych. Znaczna część użytków rolnych przeznaczona jest pod uprawę warzyw oraz plantacje truskawek i krzewów owocowych, wśród których przeważają malina, czarna porzeczka i aronia. Hodowla

bydła mlecznego oraz trzody chlewnej stanowi zaplecze surowcowe dla spółdzielni mleczarskich oraz kilkunastu masarni. Zlokalizowane są tu także liczne niewielkie zakłady produkujące materiały budowlane. Eksploatowane są złoża kruszywa naturalnego – piaski i pospółki oraz surowce ilaste – gliny, ility.

Omawiany subregion w całości leży w województwie lubelskim. Podstawowe szlaki komunikacyjne stanowią linie kolejowe Radom–Puławy–Lublin–Chełm–Kowel, Lublin–Rzeszów oraz drogi krajowe Puławy–Lublin–Zamość–Lwów i Lublin–Chełm–Kowel. Największym ośrodkiem miejskim jest Lublin (ok. 360 tys. mieszkańców), będący najbardziej uprzemysłowionym miastem południowo-wschodniej Polski. Na obszarze aglomeracji lubelskiej, do której należy również liczący 40 tys. mieszkańców Świdnik, zlokalizowane są największe zakłady przemysłowe regionu związane z przemysłem motoryzacyjnym, energetycznym, farmaceutycznym i lotniczym. Znaczącym ośrodkiem przemysłowym są również Puławy (ok. 50 tys. mieszkańców), na terenie których zlokalizowane są Zakłady Azotowe, produkujące nawozy azotowe, mocznik techniczny, ciekły dwutlenek węgla oraz polietylen. Inne ośrodki miejskie to Zamość, Kraśnik, Bełżyce i Krasnystaw. Atrakcyjnymi obiektami turystycznymi są Kazimierz Dolny i Nałęczów ze względu na liczne zabytki architektoniczne, przyrodnicze i walory krajobrazowe.

Warunki klimatyczne i hydrologiczne

Klimat subregionu kształtowany jest głównie przez masy powietrza polarno-morskiego i polarno-kontynentalnego, które łącznie stanowią ok. 90% częstości występowania wszystkich mas powietrza na tym obszarze (A. Woś, 1999). Lata i zimy są wczesne i długie, zaś pory przejściowe należą do najkrótszych w kraju. Okres wegetacyjny z temperaturą powietrza powyżej 5°C jest długi i trwa od 210 do 220 dni (tab. 7.22).

Średnia roczna amplituda temperatury powietrza wynosi ponad 22°C. W rejonie Wisły średnia roczna temperatura powietrza wynosi 7,8°C, zaś w części południowo-wschodniej subregionu 7,2°C. W latach 1951–1995 na stacji meteorologicznej w Lublinie najcieplejszym miesiącem był lipiec (18,7°C), a najchłod-

Tabela 7.22

Czas trwania w dniach termicznych pór roku dla stacji meteorologicznej w Lublinie za lata 1951–1980 (T. Niedźwiedź, D. Limanówka, 1992)

Przed-wiośnie (0–5°C)	Wiosna (>5°C)	Lato (>15°C)	Jesień (5–15°C)	Przed-zimie (<5°C)	Zima (<0°C)	Okres wegetacji
24	59	90	66	34	92	215

niejszym styczniem ($-3,0^{\circ}\text{C}$). Średnia temperatura półrocza zimowego (XI–IV) wynosiła $1,2^{\circ}\text{C}$, a letniego (V–X) $14,9^{\circ}\text{C}$.

Na przeważającej części Wyżyny Lubelskiej średnia suma opadów atmosferycznych mieści się w przedziale 550–600 mm rocznie. Opady atmosferyczne charakteryzują się dużą zmiennością (350–850 mm) zarówno w czasie, jak i w przestrzeni – na Polesiu nie przekraczają na ogół 550 mm, natomiast na Roztoczu są najwyższe, od 650 do 750 mm (A. Woś, 1999). Średnia suma opadów atmosferycznych dla Lublina za lata 1951–1995 wynosi 541 mm. Cechą charakterystyczną jest przewaga opadu w półroczu letnim nad zimowym (tab. 7.23).

Tabela 7.23

Średnie miesięczne sumy opadów atmosferycznych dla Lublina. Stacja meteorologiczna UMCS, dane za lata 1951–1995 [mm]

XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Rok
38	36	28	28	28	37	54	65	72	67	50	38	541

Sieć hydrograficzna

Omawiany subregion położony jest w środkowo-wschodniej części prawego skrzydła dorzecza Wisły, stanowiącej zarazem jego zachodnią granicę. Powierzchniowe odwadnianie na obszarze subregionu odbywa się poprzez bezpośrednie, prawostronne dopływy Wisły: Wyżnicę, Chodel, Bystrą i Kurówkę, a także Wieprz z dopły-

wami lewymi – Por, Żółkiewka, Giełczew, Stawek i Bysztrzyca oraz prawymi – Łabuńka, Wolica i Wojsławka (tab. 7.24). Południkowy układ Wisły i Wieprza sprawia, że ich dopływy mają przeważnie bieg zbliżony do równoleżnikowego. Na kierunek rzek miały wpływ, poza warunkami terenowymi, także czynniki geologiczne, przede wszystkim tektonika (fig. 7.47).

Na odcinku obejmującym rozpatrywany region średni przepływ Wisły wynosi od ok. $450\text{ m}^3/\text{s}$ w Zawichoście do ok. $470\text{ m}^3/\text{s}$ w Puławach. Dzieje się tak dzięki dopływom, jakie rzeka przyjmuje, przy czym dopływy lewostronne Kamienna i Iłzanka, znajdujące się poza omawianym obszarem, są zdecydowanie większe niż prawostronne.

Wieprz, druga co do wielkości rzeka subregionu, ma swe źródła ok. 5 km na północ od Tomaszowa Lubelskiego. Chociaż zdecydowanie mniejszy od Wisły, dzięki centralnemu położeniu stanowi podstawowy element sieci hydrograficznej całej niecki lubelskiej, w tym także omawianego subregionu. Od źródeł do okolic Szczepieszyna, powyżej wodowskazu w Zwierzyńcu, gdzie średni przepływ wynosi $2,1\text{ m}^3/\text{s}$, rzeka płynie w kierunku WNW wąską doliną, następnie zmienia kierunek na północny,

Tabela 7.24

Średni przepływ głównych rzek subregionu środkowej Wisły wyżynnego część wschodnia (Podział hydrograficzny Polski, 1983)

Rzeka	Średni przepływ [m^3/s]	Rzeka	Średni przepływ [m^3/s]		
Wisła (Puławy)	470	Wieprz (Lubartów)	22,4		
Bezpośrednie dopływy Wisły	Wyżnica	1,93	Bezpośrednie dopływy Wieprza	Por	2,6
	Potok Wrzelowiecki	0,1		Łabuńka	1,9
	Chodel	2,4		Wolica	1,4
	Grodarz	–		Wojsławka	1,1
	Bystra	1,2		Żółkiewka	0,85
	Kurówka	1,3		Giełczew	1,4
				Bystrzyca	4,9

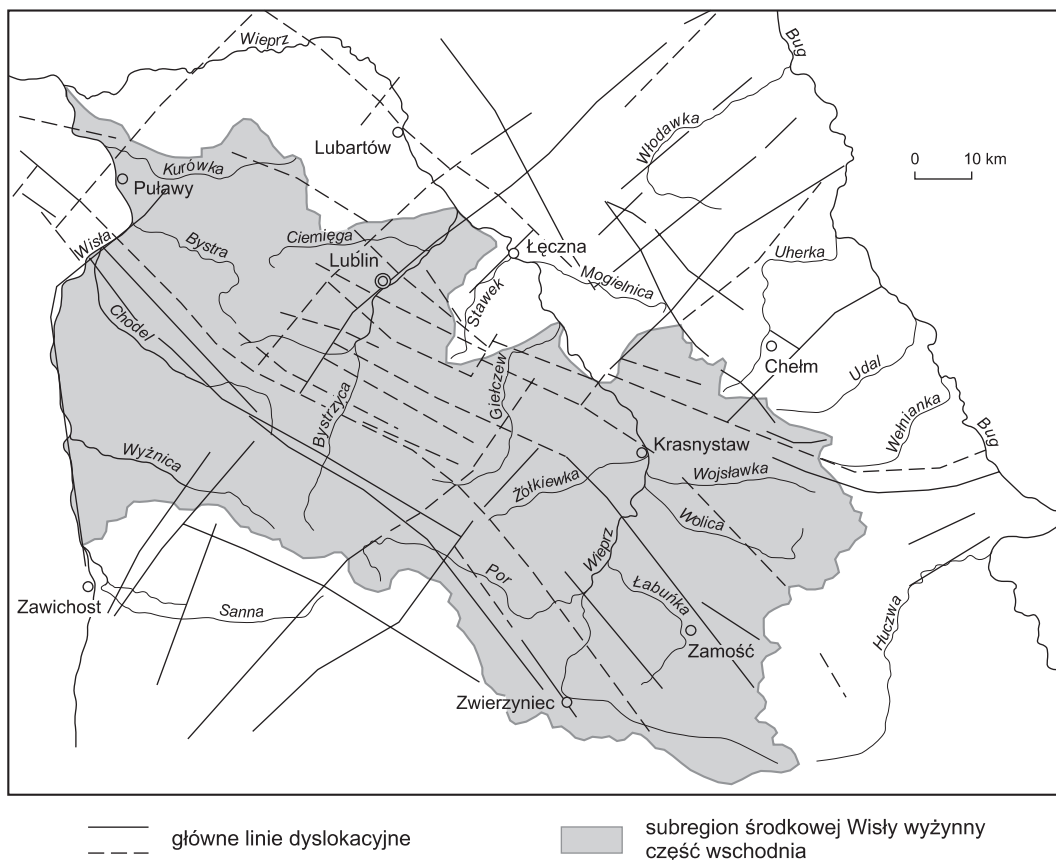


Fig. 7.47. Sieć hydrograficzna niecki lubelskiej na tle głównych linii dyslokacyjnych (M. Woźnicka, 2004)

płynąc teraz doliną szeroką na ok. 2 km. Po drodze przyjmuje kilka dopływów, dzięki czemu wzrasta ilość prowadzonej wody: w Krasnymstawie średni przepływ Wieprza wynosi już $11,8 \text{ m}^3/\text{s}$. Poniżej Krasnegostawu Wieprz płynie w kierunku NW asymetryczną, dość szeroką doliną, przyjmując kolejne dopływy, przy czym dopływy lewostronne są znacznie większe od prawostronnych. W pobliżu ujścia Łopy, w okolicach miejscowości Borowica, rozpoczyna się najdłuższy w Polsce, liczący 140 km, kanał Wieprz–Krzna, którym woda pobierana z Wieprza rozprowadzana jest na obszarze Polesia Lubelskiego. W okolicach Łańcuchowa na południe od Łęcznej Wieprz wkracza w odcinek przełomowy, płynąc teraz głęboką, wciętą na 20 m i bardzo wąską doliną o stromych zboczach. Poniżej przełomu Wieprz przyjmuje swój największy dopływ Bystrzycę i dalej płynie szeroką na ok.

2–3 km doliną. Średni przepływ mierzony na wodowskazie w Lubartowie wynosi $22,4 \text{ m}^3/\text{s}$.

Zlewnia Bystrzycy, trzeciej co do wielkości rzeki subregionu, zajmuje powierzchnię $1915,5 \text{ km}^2$. Płynąc w kierunku NE, rzeka przyjmuje pięć dopływów, z których największy to Ciemięga. Na wielkość przepływu w rzece mają wpływ zrzuty z aglomeracji lubelskiej.

Cechą charakterystyczną subregionu jest występowanie licznych źródeł, których najwięcej spotyka się na obszarach zróżnicowanych morfologicznie – Płaskowyżu Nałęczowskim, Działach Grabowieckich i Wyniosłości Giełczewskiej. Źródła najczęściej usytuowane są w wąwozach rozcinających wysoczyzny, wzdłuż krawędzi dolin lub w ich dnach. Często spotykane są liniowo występujące źródła, powstające w miejscu przecięcia wodonośnej strefy dyslokacyjnej z powierzchnią terenu. Wydajność

ci źródeł są bardzo zróżnicowane, znaczna ich część ma charakter okresowy, przy czym przeważają źródła małe o wydajności nieprzekraczającej 1 l/s (Z. Michalczyk, T. Wilgat, 1998). Występują także źródła o większej wydajności, nawet powyżej 100 l/s (np. źródło w Zaporzu w dorzeczu Poru lub w Stryjni w dorzeczu Giełczwi). Jakość wód wypływających ze źródeł jest na ogół bardzo dobra. W Nałęczowie woda źródłana stanowiła, przed zbudowaniem studni głębinowej, surowiec balneologiczny w hydroterapii stosowanej w uzdrowisku.

Budowa geologiczna

Subregion środkowej Wisły wyżynny część wschodnia położony jest na granicy dwóch głównych struktur tektonicznych Europy: prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, do której należy podniesienie łukowsko-hrubieszowskie i rów lubelski, oraz platformy paleozoicznej, w skład której wchodzi strefa radomsko-kraśnicka (P. Krzywiec, M. Narkiewicz, 1998; J. Znosko red., 1998; S. Młynarski i in., 2000). Jednostki te rozdzielone są wyraźną linią tektoniczną o kierunku NW–SE, nazywaną TESZ lub strefą Teisseire’a-Tornquista (T-T), przebiegającą od Koszalina, przez Toruń, Kock i Zamość do Tomaszowa Lubelskiego. Struktury paleozoiczne przykryte są kompleksem osadów jury i kredy, budujących mezozoiczną nieckę lubelską. Na osadach mezozoiku w sposób nieciągły zalegają utwory kenozoiku o zróżnicowanym rozprzestrzenieniu i miąższości.

Rozpatrywany obszar w całości położony jest w obrębie niecki lubelskiej, będącej mezozoiczną jednostką geologiczną utworzoną po ruchach tektonicznych fazy laramijskiej z końcem mezozoiku i wchodzącej w skład większej struktury ciągnącej się od Bałtyku po Ukrainę, zwanej niecką brzezną (E. Stupnicka, 1997).

Utwory mezozoiczne, chociaż w większości maskują układ i wykształcenie paleozoiku, zalegają synklynalnie na całym obszarze, co jest niewątpliwie pochodną ukształtowania starszego podłoża. Brak jest tu osadów cechsztynu, triasu i jury dolnej. Najstarsze utwory mezozoiczne, płytkowodne osady jury środkowej, leżą bezpośrednio na osadach karbońskich, wypełniając głównie formy rynnowo-dolinne. Miąższość występujących już

w sposób ciągły utworów jury górnej wynosi od 30 m na wschodzie do 300 m na zachodzie subregionu, zaś miąższość zalegających na nich utworów kredowych, prawie wyłącznie kredy górnej, wynosi od 300 m w części północno-wschodniej do ponad 1000 m w części południowo-zachodniej (Z. Wilk red., 2003). Tworzą one kompleks utworów węglanowych od cenomanu po górne ogniwa mastrychtu górnego o monotonnym składzie mineralnym, w którym zmieniają się proporcje zawartości głównych składników: węglanów, minerałów ilastych i krzemionki.

Makroskopowe badania tych skał pozwalają na wyróżnienie jedynie głównych typów litologicznych, takich jak: kreda piszcząca, margle, opoki, wapienie i gezy. Istnieje natomiast między nimi szereg typów przejściowych, którym w zależności od stosowanego kryterium nadaje się różne nazwy, jak: wapień marglisty, wapień opokowy, opoka marglista, margiel opokowy itp. Cechą charakterystyczną dla całego masywu węglanowego niecki lubelskiej jest częste, naprzemianległe występowanie tych samych odmian litologicznych w pewnych sekwencjach, co świadczy o cyklicznie powtarzających się wielokrotnych zmianach środowiska sedymentacji. Klasyfikację osadów kredy górnej niecki lubelskiej według ich cech fizyko mechanicznych, opartą na podziale S. Krajewskiego (1972), przedstawiono w tabeli 7.25. Udział wapieni w budowie węglanowego masywu niecki lubelskiej wynosi ok. 2,5%, co stanowi wartość możliwą do pominięcia w dalszej analizie.

W północnej części subregionu utwory kredy górnej przechodzą bez wyraźnej zmiany litofacjalnej w utwory paleogenu, tworząc jeden nierozdzielony kompleks węglanowy. Utwory te przykryte są lokalnie (najczęściej w postaci izolowanych płatów) piaskami, mułkami i ilami wieku oligocen–miocen o miąższości nieprzekraczającej 40 m.

Pokrywa czwartorzędowa na omawianym obszarze należy do tzw. typu wyżynnego, charakteryzującego się dużą zmiennością profilów, lukami stratygraficznymi i nieciągłością rozprzestrzenienia. Wyróżnia się następujące typy utworów czwartorzędowych, tworzących nieciągłe pokrywy na kompleksie węglanowym:

- piaszczysto-żwirowe serie osadowe wypełniające pradoliny i doliny współczesnych rzek, osiagające duże miąższości (nawet do 40 m);

Klasyfikacja węglanowych utworów kredy górnej niecki lubelskiej według cech fizykomechanicznych (S. Krajewski, 1972)

Główne typy utworów	A wapienie	B opoki, gezy	C margle	D kreda pisząca
Typy przejściowe (nazewnictwo spotykane w opisach profili)		margle opokowe, wapienie margliste, opoka marglista, opoka iłowo-czertowa,	zwięzła kreda pisząca marglista, opoka wapnista, margle wapniste, wapienie kredopodobne	margle ilaste, miękkie margle kredopodobne

– pokrywy słabo przepuszczalnych lessów występujących na wysoczyznach, o miąższości dochodzącej do 30 m, zalegające bezpośrednio na utworach górnej kredy bądź na glinach;

– izolowane płyty glin zwałowych, występujące głównie na wyniesieniach, osiągające niekiedy miąższości do 30 m;

– plejstoceńskie iły i mułki wypełniające obniżenia stropowej powierzchni utworów kredy górnej.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Omawiany subregion zajmuje główną i najbardziej typową część niecki lubelskiej, tworzącej szczelinowy zbiornik wód podziemnych. Warstwy kredy górnej niecki stanowią jeden z największych zbiorników słodkich wód podziemnych w Polsce. Decydują o tym: szerokie rozprzestrzenienie, korzystne warunki alimentacji oraz wysokie przewodnictwo wodne. Główny użytkowy poziom wodonośny stanowią margle, opoki i kreda pisząca oraz inne przejściowe typy litologiczne przechodzące w układzie poziomym facjalnie jedno w drugie, co łącznie z pionową zmiennością wykształcenia litologicznego sprawia, że warunki występowania wód podziemnych są przestrzennie zróżnicowane. Zróżnicowanie to potęgowane jest przez stopień zaangażowania tektonicznego i wynikającą z niego szczelinowatość masywu (M. Woźnicka, 2005).

Na znacznej części omawianego obszaru wodonośne utwory węglanowe kredy górnej i fragmentarycznie paleoceńskie występują bez żadnego lub pod niewielkim przykryciem osadami młodszymi. Utwory czwartorzędowe

wypełniają głównie obniżenia w stropie utworów kredy górnej. W przypadku gdy są to utwory przepuszczalne, tworzą wspólny kredowo-czwartorzędowy poziom wodonośny (np. dolina i pradolina Wisły, dolina Wieprza). Około jedna czwarta powierzchni regionu jest przykryta utworami młodszymi o miąższości od 10 do 50 m, dobrze i średnio przepuszczalnymi (piaski i różne odmiany lessów), często zawadzionymi, oraz nieprzepuszczalnymi i półprzepuszczalnymi, związanymi są z facją lądową miocenu i akumulacją jeziorną interglacjału eemskiego. W niektórych dolinach, zwłaszcza w dolinie Wieprza, występują utwory zastoiskowe. W sumie warunki infiltracji są bardzo dobre (J. Malinowski, 1991).

W utworach kredy górnej występuje wspólny poziom wodonośny o swobodnym zwierciadle wody. Na obszarach, gdzie kreda przykryta jest osadami młodszymi, których część stanowią utwory nieprzepuszczalne, zwierciadło jest lokalnie napięte. Napięcie zwierciadła wód podziemnych powodują również nieprzepuszczalne lub półprzepuszczalne przewarstwienia w obrębie utworów kredowych (S. Krajewski, 1984).

Najważniejszym czynnikiem kształtującym zawodnienie węglanowego masywu niecki lubelskiej jest stopień szczelinowatości skał, który jest różny w zależności od wykształcenia litologicznego. Powszechnie znany jest fakt zaciskania się szczelin wraz z głębokością, co powoduje stopniowe pogarszanie się właściwości hydrogeologicznych skał. Zwieranie się szczelin związane jest z odkształcaniem skał wskutek ciśnienia górotworu, zaś zasięg głębokościowy szczelin prowadzących wody podziemne jest zdeterminowany przez właściwości mecha-

niczne skał. Najistotniejsza jest wytrzymałość skał na ścisnienie oraz pęcznienie w środowisku wodnym. Ogólnie wytrzymałość utworów węglanowych spada wraz ze wzrostem zawartości węglanu wapnia i minerałów ilastych. Najwyższą wartością tego parametru charakteryzują się opoki, zaś najniższą kreda piszcząca. Dlatego też w utworach pokrewnych opokom maksymalna głębokość zawodnienia jest znacznie większa niż w marglach czy też kredzie piszczącej. Profil zawodnienia omawianych utworów wykazuje wyraźną trójdzielność, która jest uwarunkowana zmiennością właściwości hydrogeologicznych skał, wyrażonych przez współczynnik filtracji (fig. 7.48).

Strefa przepuszczalna charakteryzuje się wysokimi i zróżnicowanymi wartościami współczynnika filtracji, rzędu 10^{-4} m/s. W skałach typu D strefa ta sięga do głębokości 80 m, a niekiedy 100 m, w skałach należących do typu C do ok. 120–130 m, natomiast w utworach zaliczanych do typu B nawet do 160 m. Jest to strefa eksploatacji wód podziemnych, gdyż praktycznie wszystkie ujęcia zlokalizowane na omawianym obszarze mieszczą się w jej granicach. Najczęściej spotykane są otwory studzienne o głębokości od 20 do 80 m, tylko czasami poniżej 150 m. W strefie słabo przepuszczalnej wartość współczynnika filtracji spada poniżej 10^{-6} m/s. Prędkość filtracji wód podziemnych jest już niewielka i maleje dalej wraz z głębokością. Wiercenia hydrogeologiczne sięgają do tej strefy tylko sporadycznie i z tej głębokości wody nie są ujmowane. Strefa utworów nieprzepuszczalnych izoluje

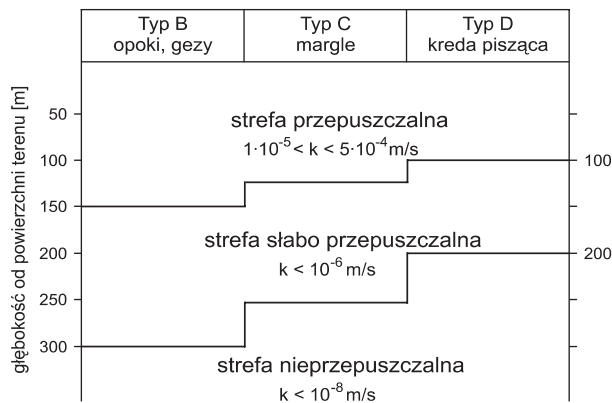


Fig. 7.48. Głębokość zawodnienia dla wyróżnionych typów litologicznych (S. Krajewski, J. Motyka, 1999)

poziom górnokredowy od dolnokredowo-jurajskiego. W związku z tym jednak, że duże rozłamy tektoniczne mogą sięgać spągu utworów kredy górnej, istnieje możliwość lokalnej łączności hydraulicznej tych poziomów, o czym świadczą dopływy wód w otworach badawczych na głębokości około 500 m oraz ich niska mineralizacja (S. Krajewski, 1972; A. Zwierzchowski, 1989). Zjawisko to jednak nie jest powszechne. Od ogólnej prawidłowości istnieją pewne odstępstwa spowodowane przez miejscową gwałtowną zmienność wykształcenia litologicznego decydującą o zróżnicowaniu stopnia zeszczerlinowacenia. Następstwem tego są między innymi powszechnie występujące na obszarze niecki lubelskiej poziomy zawieszony wód podziemnych. Tworzą się one zazwyczaj w miejscu, gdzie infiltrująca z powierzchni woda napotyka w strefie aeracji poziomu głównego warstwę lub inną formę niespękanych skał lub odmianę litofacjalną charakteryzującą się znacznie niższą przepuszczalnością niż otaczające skały. Zasięgi występowania poziomów zawieszonych związane są zazwyczaj ze wzniesieniami utworów kredy górnej i mogą mieć znaczne rozprzestrzenienie (B. Paczyński i in., 1999). Charakteryzują się na ogół niewielką zasobnością, a także okresowym występowaniem. Często drenowane są przez wysięki i źródła, zaś ujmowane przeważnie przez gospodarskie studnie kopane.

Średni współczynnik filtracji dla obszaru o dominacji utworów typu B wynosi $1,6 \cdot 10^{-4}$ m/s, zaś dla obszarów o dominacji utworów typu C – $7,3 \cdot 10^{-5}$, a D – $5,8 \cdot 10^{-5}$ m/s (tab. 7.26). Uwagę zwraca mała różnica pomiędzy średnimi wartościami współczynnika filtracji dla obszarów o dominacji utworów typu C i D oraz duża (o ponad jeden rząd wielkości) dla obszaru o dominacji utworów typu B. Na podstawie rozkładu statystycznego wyznaczono przedziały wartości będące granicami tła charakterystycznego dla poszczególnych obszarów. Przedziały te, o dość szerokim zakresie, zajął się wzajemnie. Wyniki tych obliczeń potwierdzają generalną tendencję pogarszania się właściwości filtracyjnych od utworów najtwardszych (typ B), przez odmiany przejściowe (typ C), do utworów najbardziej miękkich o niskiej wytrzymałości (typ D).

W rozkładzie przestrzennym wartości parametrów hydrogeologicznych widoczna jest wyraźna strefowa i często skokowa zmienność przewodności warstwy wodonoś-

Tabela 7.26

Rozkład statystyczny wartości współczynnika filtracji [m/s]
(M. Woźnicka, 2004)

	Typ B opoki, gezy	Typ C margle	Typ D kreda pisząca
Średnia arytmetyczna	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$7,3 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-5}$
Średnia ważona	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$
Wartość minimalna	$2,4 \cdot 10^{-6}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$	$1,1 \cdot 10^{-7}$
Wartość maksymalna	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$
Tłó	$1,1 \cdot 10^{-5}$ – $1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$ – $9,2 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-6}$ – $9,2 \cdot 10^{-5}$
Liczba oznaczeń	397	356	325

nej (fig. 7.49). Obszary o przewodności powyżej $40 \text{ m}^2/\text{h}$ związane są zazwyczaj ze strefami dyslokacyjnymi i mają wyraźnie przebieg zgodny z podstawowymi kierunkami struktur tektonicznych niecki lubelskiej. Otwory studzienne, w których przewodność określono na większą od $20 \text{ m}^2/\text{h}$, są zlokalizowane zazwyczaj w pobliżu uskoków lub kopalnych krawędzi morfologicznych. Bardzo duże wartości przewodności (>40 lub nawet $60 \text{ m}^2/\text{h}$) stwierdzane są w obrębie dolin i pradolin rzecznych,

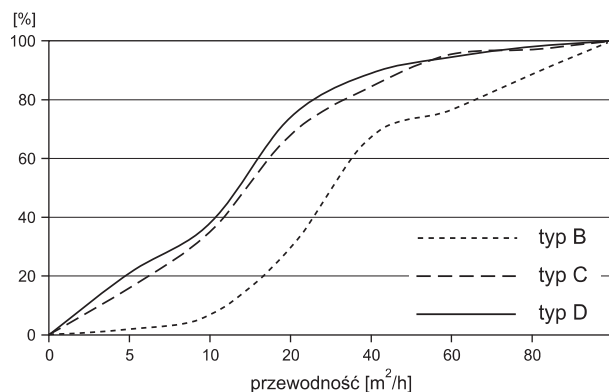


Fig. 7.49. Diagram kumulacyjny rozkładu wartości przewodności warstwy wodonośnej na obszarach o dominacji poszczególnych typów litologicznych
(M. Woźnicka, 2004)

gdzie poziom górnokredowy łączy się z poziomem czwartorzędowym, utworzonym przez zalegające bezpośrednio na spękanych utworach mastrychtu piaszczyste i piaszczysto-żwirowe osady plejstoceniowe. Dotyczy to doliny i pradoliny Wisły, doliny Wieprza i Bystrzycy oraz pogrzebanych dolin mniejszych rzek. Tak duże wartości przewodności w obrębie dolin rzecznych oraz ich stref przykrawędziowych spowodowane są występowaniem stref dyslokacyjnych w podłożu dolin.

Charakterystyczne wartości wydatku jednostkowego studni zmieniają się od wartości większych dla typu B w kierunku wartości mniejszych przez typ C do typu D (tab. 7.27). Taki rozkład potwierdza tezę o pogarszaniu się właściwości hydrogeologicznych w kierunku skał charakteryzujących się najniższą wytrzymałością.

Parametry hydrogeologiczne utworów kredy górnej są pochodną regionalnego i lokalnego zaangażowania tektonicznego masywu i jego zmienności litologicznej. Zróżnicowanie ich wynika przede wszystkim ze zmiennej zdolności poszczególnych typów litologicznych do utrzymywania szczelin. Najlepsze warunki hydrogeologiczne występują w obrębie stref tektonicznych stanowiących drogi skoncentrowanego przepływu wód podziemnych

Tabela 7.27

Rozkład statystyczny wartości wydatku jednostkowego studni – q [$\text{m}^3/\text{h} \cdot \text{m}$]

	Typ B opoki, gezy	Typ C margle	Typ D kreda pisząca
Średnia arytmetyczna	22,13	16,9	10,42
Średnia ważona	22,31	15,4	10,03
Wartość minimalna	0,27	0,2	0,47
Wartość maksymalna	233,3	194,0	186,0
Tłó	1,6–51,2	0,8–25,6	0,8–12,8
Liczba oznaczeń	397	256	225

oraz w pobliżu dolin rzecznych, dolin kopalnych i stref krawędziowych dolin (fig. 7.50), najsłabsze w obszarach działów wodnych i wierzchołach.

Na obszarze o dominacji opok i twardych margli (typ B i C) otwory studzienne zlokalizowane w obrębie stref dyslokacyjnych charakteryzują się wysokimi wartościami wydatku jednostkowego – około dwukrotność średniej w rejonie (M. Woźnicka, 2005). Na tym obszarze dyslokacje stanowią drogi najintensywniejszego przepływu wód podziemnych i w ich obrębie można uzyskać największe wydajności. Otwory zlokalizowane poza strefami dyslokacji cechują się znacznie mniejszymi wydajnościami. Na obszarze o dominacji utworów należących

do typu D (kreda pisząca, miękkie margle ilaste) wartości wydatku jednostkowego w otworach zlokalizowanych w obrębie stref dyslokacyjnych są mniejsze od średniej dla rejonu. Częste wypełnienie stref dyslokacyjnych iltatą zwierzeliną powoduje obniżenie wartości parametrów hydrogeologicznych w ich zasięgu (S. Krajewski, 1970; P. Herlich, 1980). Dlatego też na tym obszarze większe wydajności uzyskuje się w otworach studziennych zlokalizowanych poza zasięgiem stref dyslokacyjnych. Na uwagę zasługuje podobieństwo sporządzonych modeli dla typów B i C oraz wyraźna odmienność typu D (fig. 7.51). Świadczy to o różnej roli stref dyslokacyjnych w obrębie obszaru o dominacji tego typu utworów.

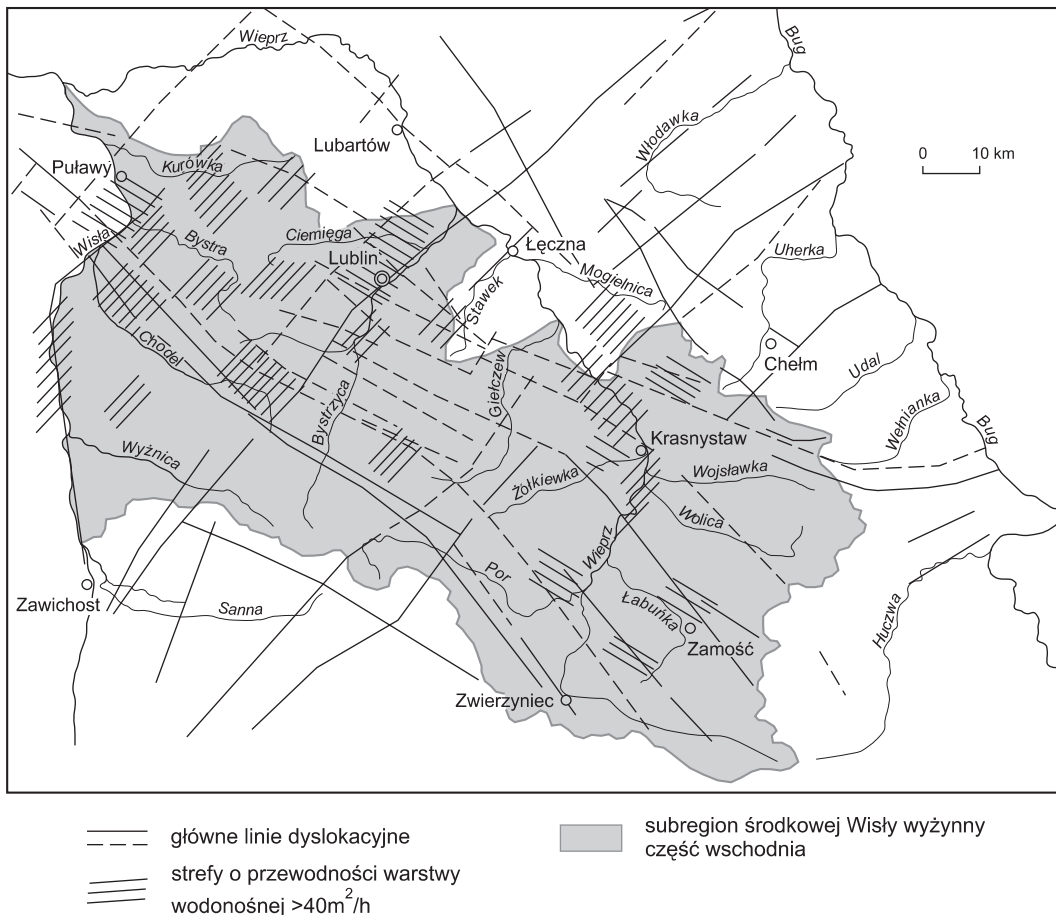


Fig. 7.50. Strefy o przewodności warstwy wodonośnej powyżej $40\text{ m}^3/\text{h}$ na obszarze subregionu środkowej Wisły wyżynnego część wschodnia (na podstawie Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000)

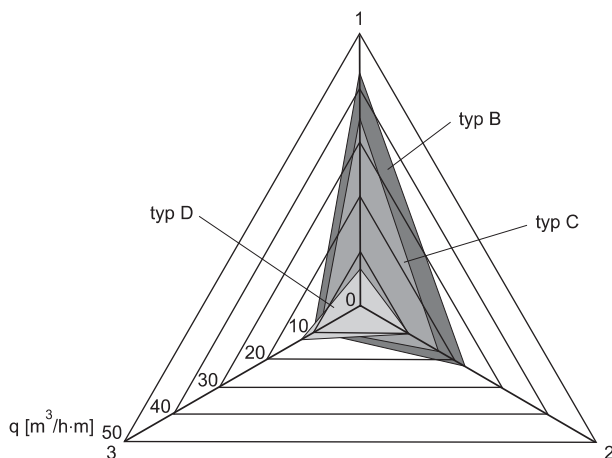


Fig. 7.51. Zależność wartości wydatku jednostkowego studni od lokalizacji (M. Woźnicka, 2004);

1 – otwory zlokalizowane w zasięgu stref dyslokacyjnych, 2 – wartość średnia dla badanych obszarów, 3 – otwory zlokalizowane poza strefami dyslokacyjnymi

Dynamika i system krążenia wód podziemnych

Mimo zróżnicowania wodoprzepuszczalności utworów węglanowych zarówno w układzie pionowym, jak i poziomym, tworzą one jeden hydraulicznie połączony zbiornik wodonośny, w którym występują trzy systemy krążenia: lokalny, regionalny i przejściowy. System lokalny drenowany jest w głównej części (ok. 70%) przez mniejsze rzeki – dopływy Wisły i Wieprza (S. Krajewski, 1984; L. Jałowicz, 1989). Pozostała część wód podziemnych bierze udział w regionalnym systemie krążenia, którego podstawę drenażu stanowi dolina Wisły i dolina ujściowego, równoleżnikowego odcinka Wieprza. Główne kierunki przepływu regionalnego to zachodni i północno-zachodni. Systemy przejściowe związane są z głębokim drenażem doliny Wieprza. Lokalne kierunki przepływu zdeterminowane są południkowym układem Wisły i Wieprza, co sprawia, że przepływ wód odbywa się w kierunku SSE–NNW w prawych częściach dorzeczy oraz SSW–NNE w dorzeczach lewostronnych. Dolina Wisły i dolina ujściowego odcinka Wieprza drenują całą miąższość serii wodonośnej (stropową część utworów kredy górnej). Głębiej występujące utwory słabo przepuszczalne nie prowadzą zna-

czących ilości wody. Krążenie wód odbywa się systemem szczelin, których zasięg głębokościowy związany jest z właściwościami mechanicznymi poszczególnych typów skał, decydującymi o ich zdolności do zachowania rozwarłości i drożności szczelin. Średni spadek hydrauliczny wynosi 0,0025–0,01 na wzniesieniach, 0,001–0,005 w obniżeniach oraz 0,01–0,02 w obrębie stoków. W strefach wododziałowych średnie amplitudy wahań zwierciadła wód podziemnych w wieloleciu wynoszą 2–4 m, zaś w strefach drenażowych 0,5–1,5 m.

Odnawialność zasobów górno-kredowego poziomu wodonośnego wynika z bezpośredniej infiltracji opadów atmosferycznych bądź z infiltracji pośredniej tych opadów przez cienką warstwę osadów czwartorzędowych. Warunki zasilania są na ogół korzystne. Najkorzystniejsze warunki infiltracji efektywnej – zasilającej główny poziom wodonośny – panują na obszarach występowania utworów kredowych bezpośrednio na powierzchni, czwartorzędowych piasków fluwioglacjalnych i rzecznych, a także piasków jeziornych pozbawionych ciągłych i miąższych przewarstwień ilastych oraz piasków neogeńskich.

Ocena czasu wymiany wód podziemnych jest bardzo istotna w badaniach wrażliwości tych wód na zanieczyszczenie z powierzchni. Próby tej oceny na obszarze niecki lubelskiej podjęto w latach 90. XX w. w trakcie realizacji Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Badania prowadzono metodą oznaczeń koncentracji trytu w naturalnych systemach krążenia wód podziemnych i systemach krążenia wymuszonego intensywną eksploatacją (tab. 7.28). Oceniając w ten sposób czas wymiany wód podziemnych, należy wziąć pod uwagę, że przedstawiony „wiek” wód ma wartość przybliżoną, a niższa zawartość trytu w wodzie oznacza większy udział składowej wód „beztrytowych” wprowadzonych do systemu krążenia przed 1954 r. Badane próbki wody pochodziły ze studzien wierconych o głębokości 30–150 m i jednego źródła na obszarze niecki lubelskiej. Rozbieżność wyników badań związana jest głównie z mieszaniem się wód pochodzących z zasilania lokalnego oraz krążenia regionalnego. Uzyskane wyniki wskazują na dobre warunki odnawialności wód podziemnych na tym obszarze. W jedenaśtu punktach czas ten wynosi kilkanaście lat, a w pięciu przekracza 50 lat.

Tabela 7.28 **Chemizm i jakość wód podziemnych**

**Wyniki oznaczenia koncentracji trytu
w wodach podziemnych niecki lubelskiej
(M. Woźnicka, 2004)**

Lokalizacja	Głębokość otworu studziennego [m]	Stężenie trytu [TU]	„Wiek” wód [lata]
Sielec dolina Krzywólki	30	8,5 ± 0,5	12 ± 2
Kolonia Andrzejów dolina Udału	60	8,4 ± 0,5	12 ± 2
Kozieniec dolina Siennicy	59	10,8 ± 0,5	10–15
Białopole wodociąg	80	11,4 ± 0,5	10–15
Wola Uhruska wodociąg	60	10,7 ± 0,5	10–15
Wólka Tarnowska	70	13,7 ± 0,5	10–15
Janów wodociąg	75	11,5 ± 0,5	10–15
Kazimierz Dolny wodociąg	150	9,3 ± 0,5	10–15
Opole Lubelskie wodociąg	55	8,9 ± 0,5	10 ± 2
Chodel wodociąg	60	8,4 ± 0,5	10 ± 2
Nałęczów uzdrowisko	80	2,3 ± 0,5	50 ± 5
Wąwolnica źródło	–	2,8 ± 0,5	50 ± 5
Antopol wodociąg	80	1,9 ± 0,5	> 50
Wolica wodociąg	60	2,6 ± 0,5	50 ± 5

Skład chemiczny wód szczelinowych w górnych partiach utworów kredowych, kontaktujących się z wodami w utworach czwartorzędowych, wynika z charakteru zbiornika – otwartego z intensywną wymianą wód, zbudowanego ze skał, których głównymi składnikami są węglany, minerały ilaste i wolna krzemionka. Wody opadowe infiltrują bezpośrednio bądź pośrednio do poziomu wodonośnego. Ich skład chemiczny jest więc wynikiem zarówno procesów przebiegających w atmosferze, jak też w strefie glebowej i strefie aeracji, a także w strefie saturacji. Nie obserwuje się znaczących różnic w składzie chemicznym wód występujących wyłącznie w utworach kredy górnej i wód poziomu kredowo-czwartorzędowego.

Wody podziemne subregionu tworzą system wodonośny dość jednolity pod względem hydrogeochemicznym (S. Krajewski, 1995; Z. Michalczyk red., 1997). Występują tu głównie wody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, niekiedy $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, o mineralizacji od 210 do 879 mg/dm^3 , średnio 461 mg/dm^3 . Tło hydrogeochemiczne mieści się w przedziale 200–600 mg/dm^3 . Wody podziemne są bezbarwne i pozbawione smaku, o odczynie od słabo kwaśnego do słabo zasadowego ($\text{pH} = 6,5\text{--}8,15$). Twardość ogólna mieści się w granicach 170–837 mg/dm^3 i jest nieco wyższa w strefach drenażu niż zasilania. Są to wody średnio twarde i twarde. W strefach dolinnych odnotowuje się również wyższe wartości takich wskaźników, jak: utlenialność, SO_4^{2-} , Cl^- , Fe i Mn.

Wody podziemne są dobrej jakości i mogą być wykorzystane bez uzdatniania lub wymagają tylko prostego uzdatniania (tab. 7.29). Zawartość większości składników, za wyjątkiem żelaza, manganu i sporadycznie związków azotu, mieści się zazwyczaj w granicach dopuszczalnych stężeń dla wód pitnych, określonych w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia z 2002 r. (DZ.U. Nr 203, poz. 1718 z dnia 5 grudnia 2002 r.). Wyjątkiem jest Lublin i jego bezpośrednie okolice, gdzie stwierdzone są przekroczenia dopuszczalnych stężeń dla jonów azotanowych i azotynowych oraz ołowiu. Przekroczenia dopuszczalnych zawartości ołowiu występują na terenie byłej Fabryki Samochodów Ciężarowych (Daewoo Motor Polska w stanie upadłości), gdzie do połowy lat 90. funkcjonowało skła-

Wybrane wskaźniki jakości wód podziemnych w subregionie środkowej Wisły wyżynnym część wschodnia
(na podstawie Mapy hydrogeologicznej Polski, 1:50 000)

	Minimum	Maximum	Średnia	Odchylenie standardowe	Mediana	Tło hydrogeochemiczne
pH	5,9	7,8	7,2	0,26	7,2	6,5–7,5
Przewodnictwo [mS/cm]	73	12500	671	1033,59	562,5	200–800
Mineralizacja	210	879	461	123,18	463	200–600
HCO ₃	72	530	330	73,62	333	200–500
SO ₄	0	188	31,30	29,53	22	0–60
Cl	1,3	130	15,90	20,99	8,57	1,3–30
N–NO ₃	0	52,10	4,30	8,90	0,90	0–2
F	0	1,31	0,25	0,22	0,21	0–0,4
Ca	24	264,20	101,96	29,69	98,70	60–120
Mg	1,5	37,30	13,13	7,05	11,65	0–20
Na	1,1	117,10	10,20	16,64	4,80	0–16
K	0	172,00	6,30	16,88	2,55	0–4
Fe	0	28,20	1,78	3,96	0,09	0–0,2
Zn	0	2,88	0,22	0,51	0,05	0–0,1
Sr	0	5,94	0,77	1,15	0,44	0–1,6

dowisko odpadów pogalwanicznych. Składowanie tych odpadów zostało uporządkowane i nie powoduje dalszej degradacji wód podziemnych. Innym rejonem skażenia wód podziemnych jest otoczenie Bazy Magazynowej nr 51 w południowej części Lublina, gdzie dochodziło do wycieków produktów naftowych, w związku z czym na tym terenie w poziomie wodonośnym nadal występuje plama ropy – stężenie substancji naftowych w tej strefie dochodzi do kilku mg/dm³ (J. Meszczyński, 2001). Zasięg poziomy plamy skażenia jest stabilny od wielu lat, zmienia się jedynie miąższość wolnego produktu w poszczególnych otworach systemu szcerpywania (J. Czerwińska-Tomczyk i in., 2005). W południowo-wschodniej części regionu obserwuje się lokalnie podwyższone stę-

żenia strontu, co jest zjawiskiem dość częstym w przypadku wód z utworów kredowych.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

Zgodnie z podziałem hydrogeologicznym podanym na Mapie głównych zbiorników wód podziemnych (L. Skrzypczyk, 2001) omawiany subregion obejmuje południowo-zachodnią część chełmsko-zamojskiego zbiornika niecki lubelskiej (GZWP nr 407) oraz prawie cały zbiornik lubelski (GZWP nr 406). Granica pomiędzy tymi dwoma zbiornikami oparta jest na Wieprzu (fig. 7.52). Po zachodniej stronie Wisły zlokalizowany jest zbiornik niecki radomskiej – GZWP nr 405. Granice

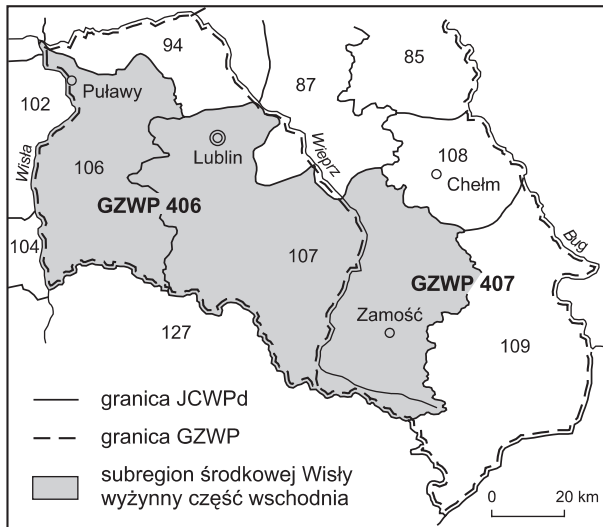


Fig. 7.52. Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) oraz jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wyznaczone w subregionie środkowej Wisły wyżynnym część wschodnia (L. Skrzypczyk, 2001; P. Herbich i in., 2006)

zbiornika nr 407 zostały określone na podstawie szczegółowej dokumentacji, zaś zbiornik nr 406 jest nieudokumentowany. GZWP nr 406 zajmuje powierzchnię 6650 km², zaś GZWP 407 8800 km². Subregion należy do zasobnych zbiorników wód podziemnych w Polsce. Moduł zasobów dyspozycyjnych dla zbiornika lubelskiego (nr 406) wynosi 8 m³/h·km², a dla zbiornika chełmsko-zamojskiego (nr 407) 5 m³/h·km².

W obrębie obu zbiorników wyróżniono strefy wymagające najwyższej ochrony (ONO) oraz wysokiej ochrony (OWO). Najwyższą ochroną objęta jest zlewnia Byszczy do ujścia Ciemięgi oraz fragment górnej zlewni Wieprza do Zwierzynca. Pozostały obszar, z wyłączeniem Kotliny Chodelskiej i doliny Wieprza, jest objęty wysoką ochroną (A.S. Kleczkowski red., 1990).

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W obrębie omawianego subregionu środkowej Wisły wyróżniono dwa obszary jednolitych części wód podziemnych (JCWPd): nr 106 i nr 107 (tab. 7.30, fig. 7.52).

Tabela 7.30

Charakterystyka jednolitych części wód podziemnych subregionu środkowej Wisły wyżynnego część wschodnia (P. Herbich i in., 2005)

Nr JCWPd	Stratygrafia	Litologia	Mięższczość [m]	Typ wodonośca	Wodoprzepuszczalność [m/s]	Powierzchnia [km ²]
106	K ₂	margle, opoki	>40	szczelinowy	3·10 ⁻⁵ –1·10 ⁻⁴	2179,7
107	K ₂	margle	>40	szczelinowy	3·10 ⁻⁵ –1·10 ⁻⁴	5326,2

JCWPd nr 106 obejmuje prawostronną zlewnię Wisły na odcinku między Zawichostem a Puławami, zaś JCWPd nr 107 – zlewnię górnego i środkowego odcinka Wieprza. Dla zlewni Wisły (JCWPd nr 106) ustalone są zasoby perspektywiczne, zaś dla zlewni Wieprza (JCWPd nr 107) udokumentowane są zasoby dyspozycyjne (P. Herbich i in., 2003). Obydwa JCWPd charakteryzują się „dobrym” stanem (Z. Nowicki i in., 2004).

Zagrożenia wód podziemnych

Rozległe rozprzestrzenienie i w znacznej części odkryty charakter zbiornika sprawiają, że wody podziemne subregionu są w dużym stopniu narażone na zanieczyszczenia. Rolnicze zagospodarowanie terenu oraz brak dużych ośrodków przemysłowych (z wyjątkiem aglomeracji lubelskiej) powodują, że realne zagrożenia o charakterze antropogenicznym występują na ogół w okolicach miast i związane są zazwyczaj z miejscowymi niewielkimi zakładami przemysłowymi (cukrownie, mleczarnie, browary, zakłady mięsne i drobiarskie). Większość spośród starych zakładów przemysłowych już nie istnieje lub jest w stanie likwidacji, jednak ze względu na poprzednią działalność obiekty te mogą stanowić nieujawnione jeszcze ogniska zanieczyszczeń. Potencjalne zagrożenie dla wód podziemnych stanowią amoniakalne instalacje chłodnicze w zakładach przemysłu rolno-spożywczego. Ogniskami zanieczyszczeń są również obiekty dystrybucji i składowania paliw płynnych, składowiska odpadów komu-

nalnych i przemysłowych oraz w mniejszym stopniu emisje pyłów i gazów z obiektów komunalnych i przemysłowych. Jeżeli składowisko odpadów wykonano zgodnie z wymaganiami ekologicznymi, nie stanowi ono zagrożenia. W wielu jednak przypadkach wysypiska i składowiska nie posiadają odpowiednich zabezpieczeń, co może skutkować zanieczyszczeniem wód podziemnych. Niedostateczna liczba zorganizowanych składowisk w gminach powoduje powstawanie dzikich składowisk w wąwozach, lasach bądź naturalnych zagłębieniach terenu, a rodzaj składowanych tam odpadów jest nieznany.

Wszystkie miasta w regionie są skanalizowane, a ścieki odprowadzane do komunalnych oczyszczalni. Jednak większość małych miejscowości nie ma kanalizacji. W tych rejonach ścieki są wywożone do nielicznych oczyszczalni lub odprowadzane bezpośrednio do gruntu, szamb lub dołów chłonnych, co stanowi realne zagrożenie zanieczyszczenia wód podziemnych.

Osobny rodzaj zagrożenia stanowią zanieczyszczenia pochodzenia rolniczego, przy czym ogniska zanieczyszczeń w tym przypadku są rozproszone na całym obszarze i mniej uciążliwe dla środowiska niż zanieczyszczenia związane z przemysłem. Zagrożenie stanowią natomiast duże fermy hodowlane trzody chlewnej, bydła i drobiu.

Dolina Wisły w przypadku powodzi lub wysokich stanów (Wisła na całym odcinku prowadzi wody pozaklasowe) może również być źródłem zanieczyszczenia wód podziemnych.

W aglomeracji lubelskiej zlokalizowane są liczne zakłady przemysłowe o różnym stopniu uciążliwości dla środowiska. Bardzo dużym zagrożeniem są składowiska, gdzie wśród gromadzonych odpadów przemysłowych często znajdują się toksyczne metale ciężkie. Do obiektów szczególnie uciążliwych należą wewnątrzzakładowe składowiska: WSK Świdnik, Zakładów Metalurgicznych „Ursus”, byłych zakładów FS Lublin i Lubelskich Zakładów Przemysłu Nieorganicznego „Permedia” (Z. Michalczyk, 1997). Od lat 90. prowadzone są prace nad zabezpieczeniem zgromadzonych odpadów i niedopuszczeniem do dalszego skażenia wód podziemnych, lecz problem ten nie jest jeszcze całkowicie rozwiązany. Odrębny rodzaj zagrożenia stanowią zrzuty ścieków, które dopływają do odbiorników o małej chłonności, a przepusto-

wość oczyszczalni zakładowych jest często zbyt mała w stosunku do ilości odprowadzanych ścieków. Potencjalne ogniska zanieczyszczeń dla wód podziemnych stanowią również produkty dystrybucji paliw płynnych. Na terenie Lublina w wyniku wycieku spowodowanego korozją podziemnych rurociągów doszło do zanieczyszczenia wód podziemnych produktami ropopochodnymi. Obecność licznych ognisk zanieczyszczeń oraz brak wystarczającej izolacji powodują, że na obszarze aglomeracji lubelskiej wyznaczono wysoki i bardzo wysoki stopień zagrożenia wód podziemnych (fig. 7.53).

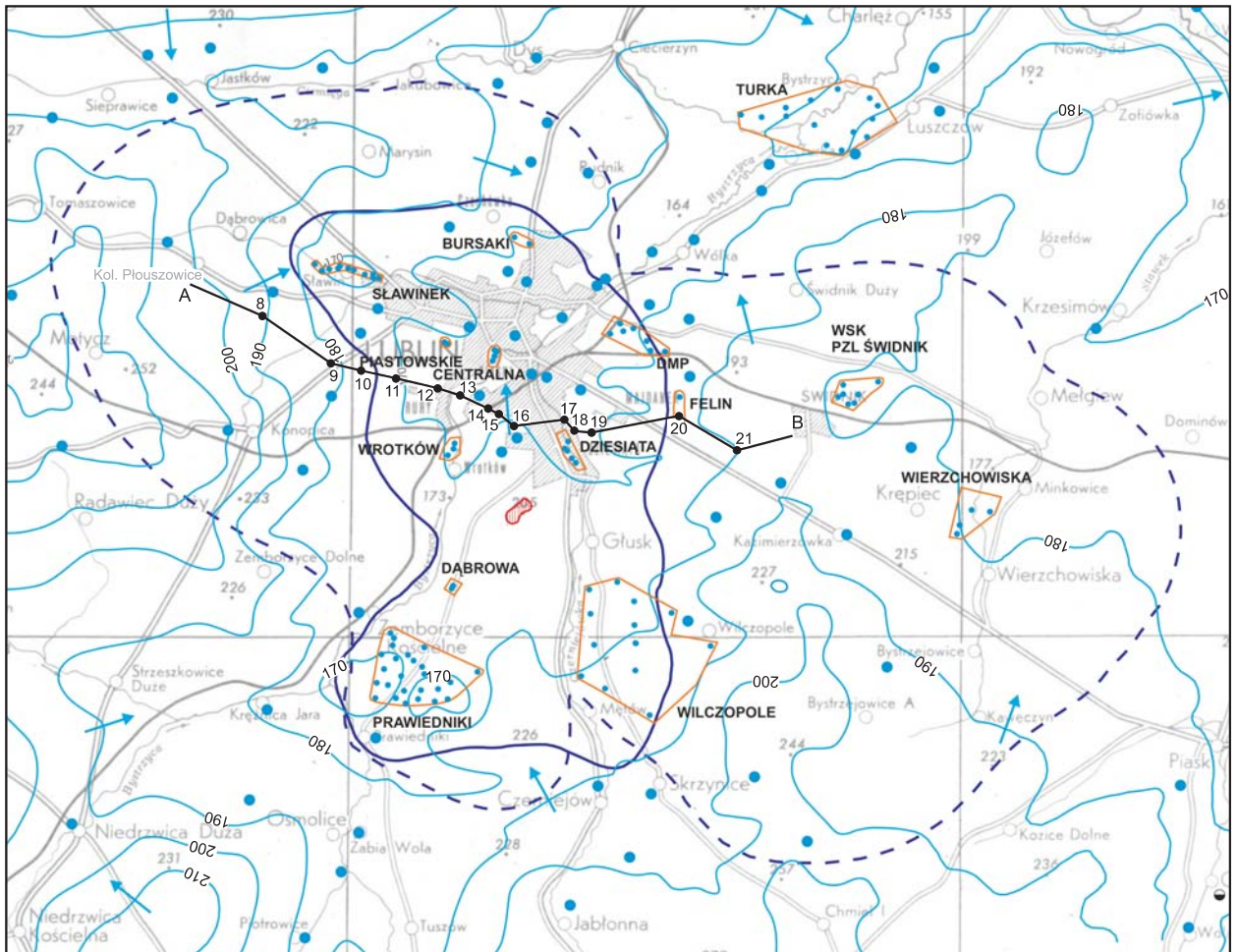
Gospodarowanie wodami podziemnymi

Zasoby wód podziemnych użytkowych poziomów wodonośnych określono na podstawie udokumentowanych zasobów dyspozycyjnych (JCWPd nr 107) bądź oszacowanych zasobów perspektywicznych w zlewniach bilansowych RZGW (P. Herbich i in., 2003). Wartości modułów zasobów dostępnych do zagospodarowania na obszarze subregionu wynoszą:

- 7833 m³/h·km² zlewnia Wisły (JCWPd nr 106 – zasoby perspektywiczne);
- 30745 m³/h·km² zlewnia Wieprza (JCWPd nr 107 – zasoby dyspozycyjne);

Podstawę zaopatrzenia ludności i przemysłu stanowią wody podziemne ujmowane ze stropowej części utworów kredy górnej. Wodociągi komunalne zaspokajają potrzeby ponad 90% ludności zamieszkałej w granicach administracyjnych miast oraz ok. 60% gospodarstw wiejskich (L. Żelazny red., 2006). Zużycie wody przez poszczególne gospodarstwa wynosi od kilkudziesięciu do kilkuset litrów na dobę. Pobór wód podziemnych jest nierównomierny, gdyż większość dużych ujęć jest skoncentrowana w okolicach miast. Najwięcej ujęć zlokalizowanych jest wokół Lublina. Wykorzystują one ponad 90% całkowitego poboru wody podziemnej dorzecza Bystrzycy (J. Czerwińska-Tomczyk, A. Rysak, 2005). Pomimo znacznej eksploatacji wód podziemnych na obszarze subregionu, stopień wykorzystania dostępnych zasobów jest niewielki, zaś rezerwy zasobów są duże (tab. 7.31).

W obrębie aglomeracji lubelskiej źródło zaopatrzenia stanowią wody podziemne występujące w utworach gór-





Główne ujęcia wód podziemnych:


• małe


WROTKÓW  duże


Hydrodynamika:


 170 — hydroizohipsy głównego użytkowego poziomu wodonośnego, m n.p.m.

 — kierunek przepływu wód podziemnych

 — zasięg oddziaływania ujęć wód podziemnych Lublina i Świdnika (1997 r.)

 — zasięg oddziaływania ujęć wód podziemnych Lublina (2003 r.)

 — zanieczyszczenie wód podziemnych substancjami ropopochodnymi

 — linia przekroju hydrogeologicznego

0 10 km

Fig. 7.53. Mapa hydrogeologiczna okolic Lublina z zaznaczonym lejem depresji (J. Czerwińska-Tomczyk i in., 2005)

Tabela 7.31

**Bilans wodno-gospodarczy w obszarach JCWPd
(J. Czerwińska-Tomczyk i in., 2006)**

Nr JCWPd	Zasoby dostępne do zagospodarowania [m ³ /h]	Pobór wód podziemnych [m ³ /h]	Stopień wykorzystania zasobów [%]	Rezerwa zasobów [m ³ /h]
106	7833	1762,4	22,5	6071
107	30745	4561,8	14,8	26184

nokredowych i lokalnie neogéńskich oraz czwartorzędowych, tworzące jeden system hydrogeologiczny i pozostające w łączności hydraulicznej z wodami powierzchniowymi. W 2002 r. było eksploatowanych 66 studni z 75 istniejących, które były zgrupowane w 10 ujęciach (poza trzema samodzielnymi otworami zlokalizowanymi w obrębie miasta – ujęcia Konopnicka, Przyjaźni i Jutrzenki) (tab.7.32).

Na podstawie badań modelowych prowadzonych dla zlewni Bystrzycy zasoby eksploatacyjne wszystkich ujęć MPWiK oszacowano na 111 192 m³/d (4633 m³/h). Aktualne zapotrzebowanie Lublina wynosi średnio 89 500 m³/d (3729 m³/h). Intensywny pobór wód podziemnych, szczególnie w latach 70., spowodował istotne zmiany ciśnień piezometrycznych i przepływu podziemnego na obszarze miasta. Wokół ujęć rozwinął się rozległy lej depresji o maksymalnej głębokości do 8 m w rejonie ujęcia Sławinek oraz do 7 m przy ujęciach Wilczopole i Prawiedniki (Z. Michalczyk, 1997; W. Pietruszka i in., 2000). Jednak od połowy lat 80. obserwuje się najpierw powolny, a od 1991 r. systematyczny spadek zużycia wody, w związku z czym lej depresji wokół ujęć dla Lublina ulega ciąglemu zmniejszaniu (fig. 7.53). Przyczyną takiego stanu jest przede wszystkim regres gospodarczy z lat dziewięćdziesiątych, ale także bardziej racjonalne gospodarowanie wodą spowodowane wzrastającą opłatą za jej dostarczenie i wprowadzeniem indywidualnych liczników zużycia wody.

Tabela 7.32

**Ujęcia wód podziemnych na obszarze
aglomeracji lubelskiej
(J. Czerwińska-Tomczyk, A. Rysak, 2005)**

Nazwa ujęcia	Liczba studni wg stanu na 2002 r.	Aktualne pozwolenia wodnoprawne w 2001 r. na pobór wód podziemnych [m ³ /h]		Pobór wody w 2001 r. [m ³ /h]
		maksymalny	średni	
Prawiedniki	16 pracujących, 4 rezerwowe	1900	1163	813
Dąbrowa	1 pracująca	180	157	21
Wilczopole	8 pracujących 1 rezerwowa	800	494	282
Wrotków	8 pracujących	479	322	174
Dziesiąta	8 pracujących, 2 rezerwowe	829	722	618
Sławinek	9 pracujących	561	422	249
Centralna	4 pracujące	290	160	153
Piastowskie	4 pracujące	410	246	170
Bursaki	3 pracujące	149	118	61
Felin	2 pracujące	42	25	15
Konopnicka	1 pracująca	85	80	58
Przyjaźni	1 pracująca	66	62	19
Jutrzenki	1 pracująca	29	–	0

Mimo koncentracji poboru wody, rzeki, z wyjątkiem krótkiego odcinka Czechówki w Sławiku, nie utraciły swojego naturalnego, drenującego charakteru (fig. 7.54). Wynika to z głębokości wcięcia doliny Bystrzycy. Infiltracja wód powierzchniowych do poziomu kredowego zachodzi jedynie pod Zalewem Zemborzyckim. Wielkość tej infiltracji wynosi ok. 19 000 m³/d (797,7 m³/h), z czego 30–40% trafia do ujęcia Prawiedniki, a reszta zasila ujęcia w Lublinie (Z. Michalczyk red., 1997; A. Janik i in., 1998).

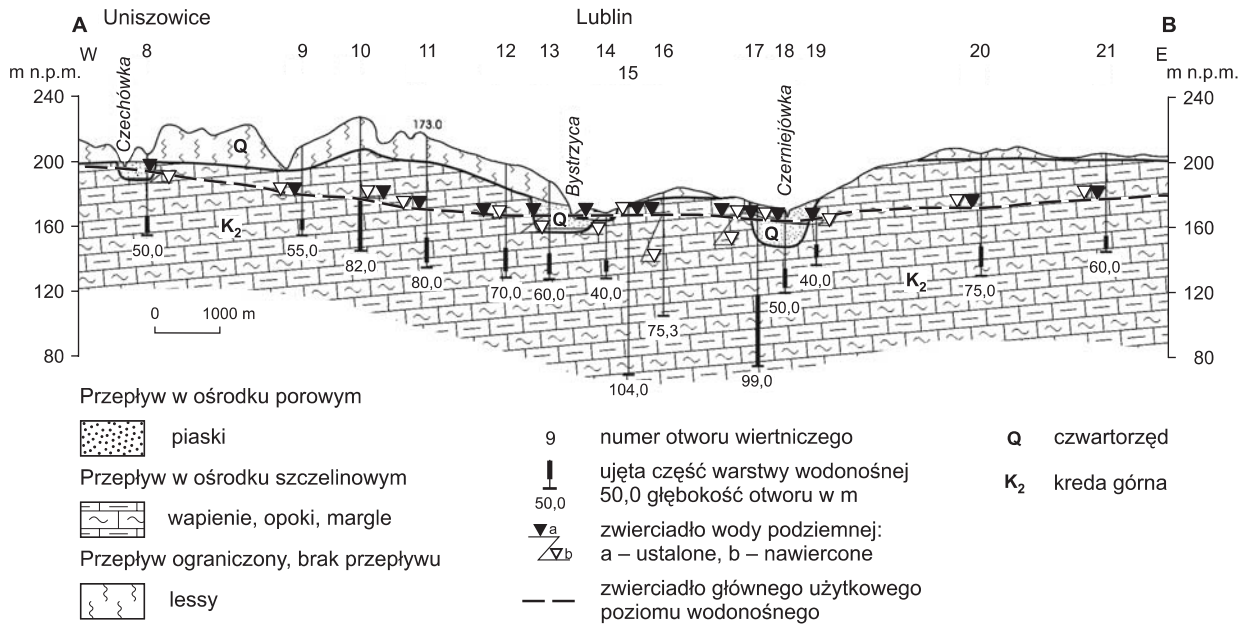


Fig. 7.54. Przekrój hydrogeologiczny przez ujęcia dla Lublina; lokalizacja na fig. 7.53 (J. Czerwińska-Tomczyk i in., 2005)

Literatura

- CZERWIŃSKA-TOMCZYK J., ŁUSIAK R., RYSAK A., 2005 – Ocena stanu zagrożenia w strefach zasilania i poboru wód podziemnych użytkowych poziomów wodonośnych na obszarze metropolitalnym aglomeracji lubelskiej. Działalność Państwowej Służby Hydrogeologicznej w 2004 r. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- CZERWIŃSKA-TOMCZYK J., ŁUSIAK R., RYSAK A., 2006 – Zestawienie bilansu zasobów i użytkowania wód podziemnych dla potrzeb statystycznych. Region wodny środkowej Wisły (część wschodnia). Działalność Państwowej Służby Hydrogeologicznej w 2005 r. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- CZERWIŃSKA-TOMCZYK J., RYSAK A., 2005 – Wytypowanie źródeł awaryjnego zaopatrzenia ludności w wody podziemne w warunkach zdarzeń ekstremalnych dla miasta Lublina. Działalność Państwowej Służby Hydrogeologicznej w 2004 r. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HERBICH P., 1980 – Tektoniczne uwarunkowania horyzontalnej anizotropii wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy rejonu Chełma. *Tech. Poszuk. Geol.*, 19, 3: 27–32.
- HERBICH P., DĄBROWSKI S., NOWAKOWSKI C., 2003 – Ustalenie zasobów perspektywicznych wód podziemnych w obszarach działalności Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HERBICH P., HORDEJUK T., KAZIMIERSKI B., NOWICKI Z., SADURSKI A., SKRZYPCZYK L., 2005 – Jednolite części wód podziemnych (hydrogeosomy) w Polsce. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 12: 269–274. Wyd. UMK. Toruń.
- HERBICH P., NOWICKI Z., SADURSKI A., SKRZYPCZYK L., 2006 – Kryteria i tryb wyznaczania jednolitych części wód podziemnych (GWB). *Mat. XVI Symp. „Problemy związane z wprowadzaniem Ramowej Dyrektywy Wodnej: 26–33*. Częstochowa.
- JAŁOWIEC L., 1989 – Dokumentacja regionalna badań hydrogeologicznych i modelowych rejonu Lublina, zlewni Bysztrzy. Arch. PG. Warszawa.
- JANIK A., PIETRUSZKA W., SZCZERBICKA M., 1998 – Dynamika wód podziemnych w zachodniej części aglomeracji lubelskiej. Arch. PG Polgeol. Lublin.

- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony (1:500 000). AGH. Kraków.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KRAJEWSKI S., 1970 – Charakter dróg krążenia wód podziemnych w utworach szczelinowych górnej kredy na Wyżynie Lubelskiej. *Prz. Geol.*, **18**, 8–9: 367–370.
- KRAJEWSKI S., 1972 – Strefowość zawodnienia utworów górnej kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Geol., Seria Specj.*, z. 3. Inst. Geol. Warszawa.
- KRAJEWSKI S., 1984 – Wody szczelinowe kredy lubelskiej. *Prz. Geol.*, **32**, 6: 359–364.
- KRAJEWSKI S., 1995 – Antropogeniczne zmiany chemizmu wód podziemnych w południowej części niecki lubelskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 7: 235–243. Wyd. Profil. Kraków.
- KRAJEWSKI S., MOTYKA J., 1999 – Model sieci hydraulicznej w skałach węglanowych w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **388**: 115–138.
- KRZYWIEC P., NARKIEWICZ M., 1998 – Devonian depositional architecture In central segment of the Lublin Trough: preliminary results of integrated seismic and borehole study. *Kwart. Geol.*, **42**, 2: 131–140.
- MALINOWSKI J. (red.), 1991 – Budowa geologiczna Polski. T. 7 Hydrogeologia. Wyd. Geol. Warszawa.
- MAPA hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000. Wersja cyfrowa wraz z objaśnieniami. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MARUSZCZAK H., LINDNER L., 1994 – Chronostratygrafia osadów plejstoceńskich i rozwój doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez wyżyny południowopolskie. *Pr. Państw. Inst. Geogr.*, **147**.
- MICHALCZYK Z. (red.), 1997 – Strategia wykorzystania i ochrony wód w dorzeczu Bystrzycy. Wyd. UMCS. Lublin.
- MICHALCZYK Z., WILGAT T., 1998 – Stosunki wodne Lubelszczyzny. Wyd. UMCS. Lublin.
- MESZCZYŃSKI J., 2001 – Metodyka i technika prac kontrolnych i likwidacyjnych skażenia naftowego wód podziemnych przy ul. Zembrzyckiej w Lublinie – stan dotychczasowy i zamierzenia na rok 2002. Arch. PG Polgeol. Lublin.
- MŁYŃNARSKI S., MIŁACZEWSKI L., NARKIEWICZ M., ONISZK M., 2000 – Budowa geologiczna pogranicza lubelskiego w świetle arkuszowych map sejsmicznych. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **56**: 39–40.
- NIEDŹWIEDŹ T., LIMANÓWKA D., 1992 – Termiczne pory roku w Polsce. *Zesz. Nauk. UJ*, 1042, *Pr. Geogr.*, **90**.
- NOWICKI Z., HERBICH P., SKRZYPCZYK L., 2004 – Mapa jednolitych części wód podziemnych zagrożonych pod względem ilościowym i chemicznym. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000, cz. II. Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol., PAE SA. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., PŁOCHNIEWSKI Z., SADURSKI A., 1999 – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 nowym etapem polskiej kartografii hydrogeologicznej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **388**: 191–210.
- PIETRUSZKA W., SZCZERBICKA M., ZEŻULA H., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych piętra górnokredowo-paleoceńskiego, trzeciorzędowego i czwartorzędowego zlewni Wieprza. Arch. PG Polgeol. Lublin.
- PODZIAŁ hydrograficzny Polski, 1983. IMGW. Warszawa.
- SKRZYPCZYK L., 2001 – Mapa Głównych Zbiorników Wód Podziemnych w Polsce w skali 1:500 000 (wg stanu na dzień 30 września 2001 r. – na podstawie Mapy obszarów GZWP w Polsce wymagających szczególnej ochrony, pod redakcją A.S. Kleczkowskiego, 1990). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- STUPNICKA E., 1997 – Geologia regionalna Polski. Wyd. UW. Warszawa.
- WILK Z. (red.), 2003 – Hydrogeologia polskich złóż kopalni i problemy wodne górnictwa. Wyd. AGH. Kraków.
- WOŚ A., 1999 – Klimat Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- WOŹNICKA M., 2004 – Tektoniczne i litologiczne uwarunkowania właściwości hydrogeologicznych utworów górnej kredy niecki lubelskiej. Arch. UW. Warszawa.
- WOŹNICKA M., 2005 – Rola stref dyslokacyjnych w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych niecki lubelskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 12: 723–729. Wyd. UMK. Toruń.
- ZNOSKO J. (red.), 1998 – Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- ZWIERZCHOWSKI A., 1989 – Rola tektoniki w kształtowaniu się warunków hydrogeologicznych w obszarze lubelskim. *Prz. Geol.*, **37**, 12: 614–622.
- ŻELAZNY L. (red.), 2006 – Raport o stanie środowiska województwa lubelskiego w 2005 roku. Bibl. Monitoringu Środowiska. Lublin.

7.2.4. Subregion środkowej Wisły nizinny

Informacje ogólne

Według podziału fizycznogeograficznego J. Kondraciego (2002) przeważająca część subregionu znajduje się w obrębie podprovincji Niziny Środkowopolskiej (makroregiony: wschodni skraj Niziny Południowo-wielkopolskiej, Nizina Północnomazowiecka, Nizina Środkowomazowiecka, Wzniesienia Południowomazowieckie i Nizina Południowopodlaska). Północno-zachodni fragment należy do podprovincji Pojezierza Południowobałtyckie (fragmenty makroregionów: Pojezierze Wielkopolskie, Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie i Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka), południowo-wschodni zaś do podprovincji Polesie (prawobrzeżna część zlewni Wieprza – fragmenty makroregionów Polesie Zachodnie i Polesie Wołyńskie) i Wyżyna Lubelsko-Lwowska (mały fragment makroregionu Wyżyna Lubelska).

Morfologia terenu i związane z nią formy krajobrazowe są bardzo zróżnicowane. Najbardziej na południowy wschód wysunięta część subregionu wykazuje cechy poleskie (równinność, podmokłości, łąki) oraz wyżynne (mała miąższość utworów czwartorzędowych, powierzchniowe formy krasowe w utworach węglanowych). Pozostała, przeważająca część terenu ma charakter wyraźnie nizinny, miejscami płaski i monotony (Nizina Mazowiecka), ale nie oznacza to, że brak tu śmiałych form morfologicznych. Taką formą jest dolina Wisły ze zdecydowanie wypreparowaną skarpą o wysokości do 40–50 m. Jest ona najlepiej zaznaczona w rejonie Góry Kalwarii, Warszawy, na odcinku Zakroczym–Czerwińsk–Wyszogród oraz w Płocku. Nawet w obrębie tarasów nadzalewowych Wisły i Narwi można spotkać wypukłe formy morfologiczne, np. pojedyncze wydmy i wały wydymowe porośnięte lasem lub rozwiewane w obrębie Puszczy Kampinoskiej lub Rembertowa. Na wysoczyznach przeważają formy wklęsłe, w postaci głębokich wcięć mniejszych rzek lub jarów, ale też są wypukłe, np. wzgórza kemowe. Urozmaicenie form morfologicznych sprzyja for-

mowaniu się powierzchniowego spływu opadów atmosferycznych, lecz wyłącznie do małych rzek. Koryta dużych rzek albo są odizolowane wałami powodziowymi, albo ich rozległe doliny (np. dolina Wisły, osiagająca miejscami szerokość do 20 km), z pasami łąk i mokradeł, z wysoką transpiracją przekraczającą znacznie wysokość opadów, stanowią przeszkodę nie do przebycia dla spływu powierzchniowego.

Użytkowanie terenu Mazowsza i terenów do niego przyległych jest związane z działalnością rolniczą. W pobliżu dużych aglomeracji przeważa uprawa warzyw (cebula, kapusta na równinie błońskiej), sady (rejon Grójca i Nowego Dworu Maz.), z mniejszym udziałem uprawy zbóż i łąk. Kompleksy leśne sąsiadują z Warszawą, lecz nie są dominujące (Puszcza Kampinoska, Mazowiecki Park Krajobrazowy). W części południowo-wschodniej, ze względu na płytkie położenie zwierciadła wody, znajduje się dużo łąk oraz zabagnień. Na obszarze subregionu znajduje się Kampinoski Park Narodowy, zachodnia część Poleskiego Parku Narodowego oraz wiele parków krajobrazowych i obszarów chronionego krajobrazu.

Największym ośrodkiem miejskim jest aglomeracja Warszawy z kilkunastoma miastami satelickimi, licząca łącznie ok. 2,5 mln mieszkańców. Inne większe ośrodki miejskie to: Płock, Płońsk, Łowicz, Skierniewice, Sochaczew, Ciechanów, Parczew, Radzyń Podlaski, Dęblin i Łęczna. Warszawa jest również dużym węzłem komunikacyjnym drogowym i kolejowym, z czym związane są duże zagrożenia dla płytko występujących wód podziemnych. Krzyżują się tutaj drogi prowadzące z południa i ze Śląska na północ kraju, do portów Gdyni i Gdańska, oraz z zachodu na wschód (Berlin–Moskwa). Warszawa, jej aglomeracja i otoczenie to tereny zurbanizowane i w znacznej mierze nieużytki i tereny rolnicze pozostawione odłogiem, przeznaczone pod zabudowę mieszkaniową (osiedla domków jednorodzinnych) lub inwestycyjną (przede wszystkim magazyny i drobne zakłady przemysłowo-usługowe).

Sieć hydrograficzna

Sieć hydrograficzna jest dość dobrze rozwinięta. Rzeki należą do typu nizinnego, są zazwyczaj zasilane opadami atmosferycznymi oraz za pośrednictwem zasilania gruntowego. Stosunki hydrograficzne w subregionie kształtuje Wisła wraz z dopływami. Wisła na całym odcinku środkowego biegu płynie szerokim, nieregulowanym korytem o szerokości ok. 600–1000 m, dochodzącymi miejscami do 1350 m (odcinek Modlin–Wyszogród), z wyjątkiem sztucznego przewężenia na terenie Warszawy (340 m). W okolicach Warszawy zbiegają się koncentrycznie ku Wiśle następujące dopływy: na południu Wilga ze Świdrem oraz Jeziorka, na północy Narew z Wkrą i Bugiem, na zachodzie Bzura z Utratą. W obrębie subregionu mają także swe ujście do Wisły Wilga, Wieprz, Pilica i Radomka (na S od Warszawy) oraz Skrwa (południowa i północna) i Zgłowiączka (na NW od Warszawy). Ze wszystkich dopływów Wisły największe ilości wody doprowadza Narew z Bugiem. Prawe dorzecze Narwi jest o wiele lepiej rozwinięte od lewego, dostarcza znacznej ilości wody z terenu pojezierzy. Prędkość przepływu, zależna od spadku, głębokości koryta i jego szerokości, w środkowym biegu Wisły wynosi średnio 0,7 m/s.

Na północ od Warszawy znajduje się sztuczny zbiornik, utworzony przez zamknięcie koryta Narwi zaporą w Dębem. Powierzchnia jego wynosi ok. 3,3 km². Zachodnia granica subregionu biegnie przez zaporę we Włocławku, która zamyka największy sztuczny zbiornik w obrębie charakteryzowanego obszaru – Jezioro Włocławskie. Ma on powierzchnię 70,4 km², pojemność 387,2 mln m³, a długość cofki sięga 58 km. Trzeci duży sztuczny zbiornik powstał wskutek budowy zapory w Sułejowie na Pilicy.

Część południowo-wschodnia subregionu (Równina Łęczyńsko-Włocławska i Zakłęśłość Sosnowicka – Polesie) to rejon występowania licznych jezior (68 jezior o łącznej powierzchni 27 km²) pochodzenia wytopiskowego, z których największe to Uściwierz (2,8 km²), zaś najgłębsze – Piaseczno (38,8 m), a także rozległych obszarów bagiennych, z których największe to Krowie Bagno. W tej części obszaru znajduje się kanał Wieprz–Krzna, generalnie o kierunku N–S.

Warunki klimatyczne i hydrologiczne

Rozpatrywany obszar należy klimatycznie do regionu mazowiecko-podlaskiego. Warunki klimatyczne kształtują się głównie pod wpływem zachodniej cyrkulacji atmosferycznej z wyraźną przewagą wpływów kontynentalnych, silnych szczególnie we wschodniej części. Cechy charakterystyczne tego regionu to większe roczne amplitudy temperatury powietrza, dość późna i stosunkowo krótka wiosna, lato długie, zima długa i mroźna.

Według Atlasu klimatycznego Polski (W. Wiszniewski red., 1973) średnia temperatura roku wynosi 7,5°C, we wschodniej części 7–7,5°C, a nawet poniżej 7°C, w zachodniej 7,5–8°C. Okres zimowy, trwający od 90 (część zachodnia) do ponad 100 dni (część wschodnia), charakteryzuje się dość niskimi temperaturami. Na linii Warszawy przebiega południkowo izoterma stycznia –3°C, w części zachodniej regionu średnie temperatury stycznia są wyższe i oscylują w granicach od –2,5 do –3°C, natomiast w części wschodniej temperatury są niższe od –3,5 do –4°C. Liczba dni bardzo mroźnych (temperatura maksymalna poniżej –10°C) wynosi około 2,5–3. Okres letni trwa od 90 do ponad 100 dni. Średnia temperatura lipca wynosi 18,5°C i jest nieco niższa we wschodniej części (17,5–18°C). Okres wegetacyjny trwa od 200 do 220 dni.

Opady roczne kształtują się w granicach od 500 do 600 mm, najczęściej wynoszą 550 mm. Najwyższą sumą opadów charakteryzują się miesiące letnie, udział opadów półroczna letniego (miesiące IV–IX) w rocznej sumie opadów wynosi 60%. Czas zalegania pokrywy śnieżnej oscyluje pomiędzy 110 a 125 dniami w roku. Parowanie terenowe – średnia suma roczna z lat 1931–1960 – wynosi 400–450 mm rocznie (J. Stachy red., 1986).

Wiatry na omawianym obszarze związane są z ogólną cyrkulacją atmosferyczną na terenie Polski. Dominują wiatry zachodnie, południowo-zachodnie oraz północno-zachodnie.

Odptyw rzeczny w warunkach naturalnych jest determinowany czynnikami przyrodniczymi. W przypadku rzek płynących przez obszar zurbanizowany ich odptyw zaburzony jest działalnością gospodarczą człowieka (F. Knyżyński, 2005). Stopień nieregularności odptywu (stosunek odptywu maksymalnego do minimalnego) jest średni

i wynosi ok. 20–25. Są to wartości charakterystyczne dla rzek centralnej Polski. Wartości przepływów charakterystycznych w głównych rzekach subregionu przedstawiono w tabeli 7.33. Wydajność wodną dorzecza najlepiej charakteryzuje całkowity odpływ jednostkowy, będący funkcją opadu i cech geograficznych dorzecza, takich jak: spadek (rzeźba terenu), przepuszczalność podłoża, szata roślinna i gospodarcza działalność człowieka. Średni odpływ jednostkowy wynosi dla badanego obszaru 2–5 l/s·km² (173–432 m³/d·km²); są to wartości nieco

niższe od średniego odpływu dla Polski w przedziale 5,5 l/s·km² (P. Herbich, S. Tyszewski, 1994a, b).

Budowa geologiczna

Subregion położony jest w obrębie dwóch podstawowych jednostek tektonicznych Niżu Polskiego: platformy wschodnioeuropejskiej, ograniczonej od południowego zachodu strefą Teisseyre’a-Tornquista o starych, neoproterozoicznych założeniach, oraz synklinorium brzeźnego, którego ogólny obraz strukturalno-tektoniczny został uformowany podczas kredowych i paleogeńsko-neogeńskich ruchów górotwórczych.

Występowanie osadów **permu** i **mezozoiku** stwierdzono głębokimi otworami wiertniczymi w podłożu utworów kenozoicznych. Dla kształtowania warunków hydrogeologicznych wód zwykłych znaczenie mają wyłącznie utwory jury obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, kredy niecki lubelsko-radomskiej i podłoża neogenu niecki mazowieckiej. Utwory jury środkowej i dolnej są wykształcone w postaci serii piaskowców, mułowców i iłowców, natomiast jury górnej – przez kompleks wapieni przechodzących w stropie w wapienie margliste, margle i iły margliste. W kredzie dolnej osadziły się słabo zwięzłe piaskowce mułkowate, margle z fosforytami, mułowce i iłowce z fauną oraz lokalnie łupki ilaste. Po przerwie sedymentacyjnej, która trwała od hoterywu do albu dolnego, kiedy na terenie Polski panowała fałcja lądowa, oraz po ogromnej transgresji w albie środkowym w kredzie górnej osadziły się wapienie margliste i organogeniczne, margle piaszczyste z glaukonitem, wapniste gezy, margliste opoki z glaukonitem, zaś na wschód od Warszawy również kreda piszcząca. Miąższość tych utworów wynosi w rejonie Warszawy ok. 800 m.

Na utworach kredy górnej lokalnie występują, zaledwie kilkumetrowej miąższości, margle piaszczyste i gezy wapniste **paleocenu** (H. Oficjalska i in., 1996; B. Kazimierski i in., 1998).

Utwory **oligocenu**, osiągające miejscami miąższość 80 m, reprezentowane są głównie przez kwarcowe piaski drobnoziarniste i pylaste. Zawierają one lokalnie do 30% glaukonitu nadającego im charakterystyczny zielonkawy kolor. Piaski te przeławiczone są mułkami glaukonitowy-

Tabela 7.33

Przepływy charakterystyczne w głównych rzekach subregionu środkowej Wisły nizinnego (wg J. Stachy red., 1986)

Rzeka	Wodowskaz	Przepływ [m ³ /s]		
		średni roczny	najniższy roczny	najwyższy roczny
Wisła	Puławy	462,00	97,70	6460
	Warszawa	570,00	108,00	5650
	Płock	898,00	162,00	6900
Wilga	Wilga	2,47	0,39	51
Pilica	Spała	36,00	9,60	292
	Białobrzegi	45,80	14,20	471
Świder	Wólka Mładzka	4,20	0,40	115
Jeziorka	Piaseczno	2,51	0,24	122
Narew	Zegrze	270,00	54,00	280
	Dębe	291,00	10,00	03020
Bug	Frankopol	107,00	12,40	1040
	Wyszaków	140,00	19,80	1430
Wkra	Ciekryn	6,69	4,25	8,80
Bzura	Łowicz	11,20	1,27	188
	Sochaczew	23,20	2,80	480
Rawka	Kęszyce	4,86	1,46	101
Utrata	Krubice	2,47	0,18	80
Wieprz	Kośmin	22,5	13,50	34,4
Tyśmienica	Tchórzew	3,28	2,51	4,66

mi, często zapiaszczonymi, oraz pyłami i iłami (M.D. Baraniecka, 1976).

Na piaszczystej serii glaukonitowej oligocenu występuje formacja brunatno-węglowa **miocenu**, zwana w starszych opracowaniach formacją lignitową. Utwory te są wykształcone w postaci piasków, z reguły drobnoziarnistych i pylastych, przelawionych mułkami, iłami i warstwami węgla brunatnych. Piaski są dość często zamulone, czasami zawierają domieszkę pyłu węglowego oraz kawałki sprasowanego, czarnego węgla. W niektórych partiach wykazują znaczny stopień scementowania oraz łupkową oddzielność.

Piaszczysto-węgliste utwory miocenu przykryte są ilastymi osadami **pliocenu**, wykształconymi w facji tzw. iłów pstrych. Skład granulometryczny i mineralogiczny tych utworów jest bardzo zmienny. Średnia zawartość iłów w utworach plioceńskich wynosi ok. 60%, mułków i pyłów ok. 20%, piasków pylastych ok. 10% oraz piasków drobno- i średnioziarnistych ok. 10%. Miąższość osadów pliocenu na obszarze niecki mazowieckiej zmienia się od braku ich w rejonach wschodni utworów miocenu i oligocenu pod czwartorzędem do ok. 165 m w części centralnej i zachodniej niecki (fig. 7.55). Zmienność miąższości utworów pliocenu związana jest również z występowaniem licznych i głębokich wcięć erozyjnych oraz glacictektonicznych wycięść iłów pliocenu (M.D. Baraniecka, 1979). Wcięcia takie, będące naturalnymi oknami hydrogeologicznymi, rozpoznane zostały również w rejonie Mińska Mazowieckiego, Zielonki k. Warszawy, na północ od Tłuszcza i w kilku innych miejscach. Rozpo-

znanie utworów pliocenu jest nadal niepełne, można zatem przypuszczać, że na obszarze niecki mazowieckiej mogą występować okna hydrogeologiczne jeszcze niedokumentowane (Z. Nowicki, 1991).

Ilaste osady pliocenu przykryte są utworami **czwartorzędowymi**, przy czym granica pomiędzy tymi dwoma jednostkami stratygraficznymi nie jest jednoznaczna. Obecność w utworach plejstocenu osadów najstarszego zlodowacenia na obszarze niecki mazowieckiej jest dyskusyjna. Utwory te mogły się prawdopodobnie zachować w dnach głębokich strukturalnych obniżen. Sporadycznie nawiercane są piaszczysto-żwirowe, rzeczne osady interglacjału podlaskiego, choć lokalnie mogą one mieć miąższość ponad 40 m (np. w rejonie Skrzela wa koło Sochaczewa). Gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich na obszarze niecki mazowieckiej mają miąższości od kilku do 20 m, przy czym ich średnie miąższości zwiększają się z południa na północ. Starsze gliny zwałowe niemal zawsze zawierają dość znaczną domieszkę bardzo drobnego pyłu węglowego. W interglacjale mazowieckim (wielkim) wyraźnie zaznaczają się dwa okresy. Pierwszy z nich to okres intensywnej erozji wgłębnej w obrębie dolin rzecznych, przy czym równocześnie na obszarach wyżyn południowych odbywał się proces niszczenia pokryw morenowych, stanowiących pozostałość po wcześniejszym zlodowaceniu. W drugim okresie, tj. po klimatycznym optimum interglacjalnym, zmienia się całkowicie charakter działalności rzek z erozyjnego na akumulacyjny. Trzecia wielka fala ochłodzenia w czwartorzędzie spowodowała następne wtargnięcie lodolodu na teren Polski. Okres ten

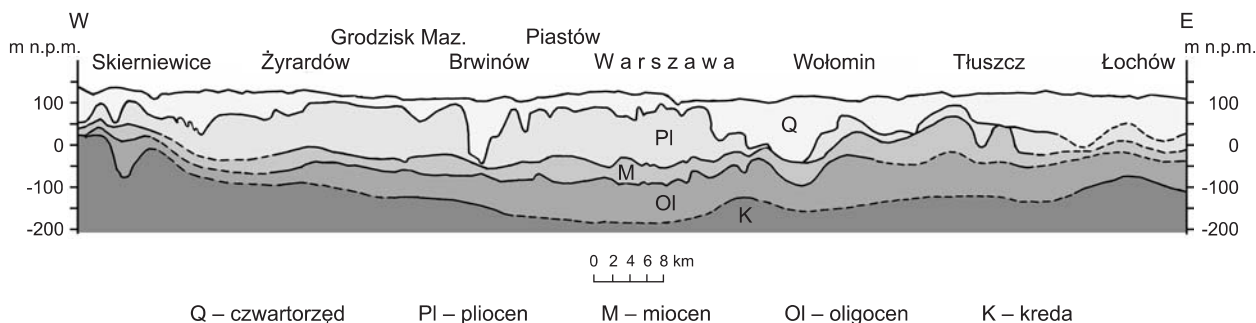


Fig. 7.55. Uproszczony przekrój hydrogeologiczny przez subregion środkowej Wisły nizinny na linii Skierniewice-Warszawa-Łochów (wg B. Kazimierskiego i in., 1998, zmodyfikowany przez Z. Nowickiego)

zwany zlodowaceniami środkowopolskimi składał się z 6 glaciastadiałów i 5 interglaciastadiałów, co oznacza, że zasięg lądolodu miał charakter oscylacyjny. Pozostały po nim osady typowe dla procesów geologicznych charakterystycznych dla okresów zlodowaceń kontynentalnych mających zmienny zasięg. Akumulacja lodowcowa i wodnolodowcowa, akumulacja w zbiornikach występujących przed czołem lodowca (procesy typowe dla okresów glacialnych) pozostawiły po sobie gliny zwałowe, wodnolodowcowe piaski i żwiry oraz piaski, ropy i mułki zastoiskowe. Z okresów interglacialnych, kiedy dominowały akumulacja i erozja rzeczna oraz denudacja, pozostały piaski, żwiry i mułki rzeczne oraz żwiry, glazy i piaski rezydualne (S. Dąbrowski i in., 2003). Z tego okresu (glaciastadiał Wkry) pochodzą również ropy warwowe, które utworzyły się w obrębie zastoiska warszawskiego, zajmującego wówczas centralną część niecki mazowieckiej.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Na omawianym obszarze zwykle wody podziemne występują do głębokości nieprzekraczającej 300 m. Zbiorniki wód podziemnych możliwe do wykorzystania pod kątem zaopatrzenia w wodę związane są z utworami czwartorzędu, neogenu, paleogenu, kredy i jury.

Jurajskie piętro wodonośne – poziom górnourajski (J₃). Zwykle wody podziemne występują w utworach jury jedynie w zachodniej części subregionu. Węglanowe osady jury górnej stanowią zbiornik wód podziemnych o charakterze szczelinowym i szczelinowo-krasowym. Szczeliny są najczęściej pochodzenia tektonicznego lub są wynikiem rozdzielności międzyławicowej. Stopień szczelinowatości jest bezpośrednio związany z wielkością wodoprzewodności – największe wartości tego parametru dochodzą do 1500 m²/d (np. wschodnia część Koluszek), przy wartości średniej mieszczącej się w przedziale 200–500 m²/d. Współczynnik filtracji, określony na podstawie próbnych pompowań otworów studziennych, zmienia się w bardzo szerokich granicach, od 0,02 do 86 m/d.

Zwierciadło wody ma najczęściej charakter napięty, bowiem górnourajski poziom wodonośny odizolowany jest od piętra czwartorzędowego pakietem glin zwałowych znacznej miąższości lub ropy i mułków neogeo-

skich. W strefach bezpośredniego kontaktu hydraulicznego z wodami czwartorzędu zwierciadło wody jest swobodne (np. w okolicy Tomaszowa Mazowieckiego). Moduł zasobów odnawialnych jest wysoki i wynosi w przybliżeniu 300 m³/d·km².

Kredowo-paleoceńskie piętro wodonośne stanowi główny poziom użytkowy na przeważającej części subregionu. Obejmuje całą południową i środkową jego część, przy czym granica północna znajduje się kilka kilometrów na północ od ujściowych odcinków Wieprza i Tyśmienicy. Utwory szczelinowe tego piętra mają łączną miąższość 600–730 m (tak jak na całym obszarze kredy lubelskiej), a zawodniona jest ich górna część do głębokości 200–300 m (głębiej w skałach twardszych), przy czym znaczące dopływy można otrzymać do głębokości 100–150 m (S. Krajewski, 1972).

W utworach tych, mimo znacznej ich porowatości (w kredzie 45,17–49,72%, w marglach 46,72–49,76%), wodę przewodzą tylko szczeliny. Współczynnik filtracji utworów szczelinowych jest mocno związany z typem szczelin; niższy w obszarach, w których występują tylko drobne szczeliny ciosowe, wysoki lub bardzo wysoki w strefach uskokowych. F. Knyszyński (1983) oraz S. Krajewski i J. Motyka (1999) zauważyli zależność współczynnika filtracji od odległości od strefy uskokowej. W strefie uskokowej w dolinie Giełczwi współczynnik ten wynosi 150–190 m/d, w odległości ok. 400 m – 70–90 m/d, a w odległości ok. 800 m maleje do 25 m/d. Średni współczynnik filtracji utworów szczelinowych, obliczony na podstawie próbnych pompowań, wynosi 3–15 m/d. Oprócz stref uprzywilejowanych istnieją lokalnie strefy, w których brak jest dopływu wody do studni lub dopływ ten jest bardzo mały (współczynnik filtracji <1 m/d).

Ze względu na dużą miąższość warstwy wodonośnej wartości przewodnictwa wodnego są wysokie i wynoszą przeciętnie 200–500 m²/d, przy czym w strefach uskokowych przekraczają 1000 m²/d, maksymalnie dochodzą do 8400 m²/d (J. Czerwińska-Tomczyk, A. Sadurski, 2000). Wysokie wartości przewodnictwa wodnego powodują, że z jednego otworu studziennego można uzyskać najczęściej 50–70 m³/h wody. W strefach występowania utworów bardziej miękkich uzyskuje się dopływy mniejsze, 30–50 m³/h, a w skałach twardszych i bardziej spękanych

większe – ponad $70 \text{ m}^3/\text{h}$, lokalnie nawet ponad $100 \text{ m}^3/\text{h}$. Analiza zależności wydatku studni od głębokości posadowienia filtra wskazuje, że największe dopływy uzyskuje się ze strefy 60–80 m p.p.t. (J. Czerwińska-Tomczyk, A. Sadurski, 2002).

W południowo-wschodniej części regionu utwory szczelinowe leżą pod cienką pokrywą osadów czwartorzędowych, najczęściej piaszczystych, lub mają swoje wychodnie na powierzchni. To ma wpływ na wielkość zasilania bezpośredniego.

Utwory kredowe występujące w obrębie niecki mazowieckiej, największej struktury geologicznej na obszarze subregionu, tworzą formę brachysynkinalną i stanowią podłoże paleogenu. Kreda dolna wykształcona jest głównie jako utwory piaszczysto-lupkowe oraz margle, natomiast kreda górna – jako wapienie, margle, opoki, gezy oraz wapienie piaszczyste (dan). Łączna miąższość utworów kredowych wynosi ok. 1700 m, a strop ich występuje najniżej na rzędnej –190 m n.p.m.

Szczelinowatość i związany z nią stopień zawodnienia utworów kredowych są najmniejsze w części centralnej, natomiast w strefach brzeżnych niecki parametr ten wyraźnie wzrasta. Dotyczy to zwłaszcza strefy południowo-wschodniej, gdzie w stropie utworów kredowych występują wody słodkie.

W centrum niecki, w rejonie Warszawy, stropowe utwory kredowe o wykształceniu wapienno-marglistym zawierają stosunkowo niewielkie ilości wody i z punktu widzenia możliwości eksploatacji dla zaopatrzenia ludności jest to obszar mało interesujący. Jednakże i tu ze względu na dużą nierównomierność w szczelinowatości utworów kredowych występują lokalnie miejsca, z których eksploatowane są wody słodkie. W Bielicach, Chodakowie, Janówku i Bolimowie eksploatowane są wody z części stropowej kredy z wydajnościami $18\text{--}70 \text{ m}^3/\text{h}$, przy depresjach nieprzekraczających 32 m (S. Łodziński, 1976; J. Miecznicki, 1983).

Paleogeńskie piętro wodonośne. Oligoceński poziom wodonośny w obrębie niecki mazowieckiej związany jest z występowaniem osadów piaszczystych i miejscami żwirowych o miąższości od kilku do ok. 80 m, w których średnia wartość współczynnika filtracji wynosi 8 m/d ($1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$) (T. Macioszczyk, 1985; T. Macioszczyk,

B. Kazimierski, 1985), przy czym obserwowana jest zmienność poziomego rozkładu tego parametru. Według A. Macioszczykowej (1979) średnia wartość współczynnika filtracji wynosi w rejonie Pruszkowa, Błonia i Piasieczna $3 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$, w rejonie Sochaczewa i Chodakowa – $1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$, Grodziska – $1,6 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$, natomiast w dolinie Wisły (Włocławek, Płock) od $4 \cdot 10^{-5}$ do $9 \cdot 10^{-5}$ i w rejonie Palmir $1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$. Maksymalne przewodności w obrębie utworów oligocenu i miocenu łącznie ($500 \text{ m}^2/\text{d}$) występują na SE od Warszawy na linii Warka–Mińsk Mazowiecki, nieco niższe w rejonie Warszawy ($300\text{--}500 \text{ m}^2/\text{d}$), natomiast najniższe (poniżej $300 \text{ m}^2/\text{d}$) na linii Żyrardów–Modlin–Płońsk, tworząc pas o szerokości 5–15 km (T. Macioszczyk, 1985; Z. Nowicki, A. Felter, 1998; Z. Nowicki, 2000), przy czym ponad połowa tych wartości przypada na poziom oligoceński.

Wody w utworach oligocenu, w zależności od morfologii powierzchni terenu, mają charakter artezyjski lub subartezyjski, przy czym rozkład ciśnień piezometrycznych jest znacznie zmieniony w stosunku do pierwotnego wskutek intensywnej eksploatacji w rejonie Warszawy i miastach położonych na zachód i południowy zachód od niej (W. Olendski, 1961). Przed rozpoczęciem poboru ciśnienie wody w osadach oligocenu było w Warszawie wyższe o 2 atm od poziomu wody w Wiśle (S. Łodziński, 1976), natomiast w latach 80. maksimum depresji leżało przekraczało 50 m poniżej powierzchni terenu (J. Miecznicki, 1983).

Szczególnie istotnym zagadnieniem przy określaniu pochodzenia i krążenia wód podziemnych jest problem regionalnych kierunków przepływu. W przypadku poziomu oligoceńskiego tradycyjny schemat krążenia zakładał przepływ z południowego wschodu ku północnemu zachodowi, przyjmując na tych kierunkach odpowiednio: główną strefę zasilania i główną strefę drenażu (W. Olendski, 1961; B. Paczyński i in., 1962; S. Łodziński, 1976; A. Macioszczykowa, 1979, 1980; J. Szymanko i in., 1994). T. Macioszczyk (1985), nie negując tak przyjmowanego kierunku przepływu, stwierdził na podstawie badań modelowych, że zarówno zasilanie, jak i drenaż na peryferiach niecki mazowieckiej mają podrzędne znaczenie, natomiast o dopływie wód do utworów oligoceńskich i miocenieńskich decyduje przesiąkanie przez półprzepuszczalny

kompleks pliocenu, przy czym podstawowy drenaż tych utworów występuje w strefach dolin większych rzek, zwłaszcza w dolinie Wisły w rejonie tarasu kampsoskiego (J. Michalak, 1985; Z. Nowicki, 2001).

Przeprowadzone w latach 1999–2003 badania izotopowe wykazały, że główną rolę w zasilaniu wód oligocen- skich w zachodniej części niecki mazowieckiej odgrywa ryna brwinowska (Z. Nowicki, 2001). Wody wystę- pujące w utworach oligocenu niecki mazowieckiej wyka- zują dość znaczne zróżnicowanie składu chemicznego, przy czym dotyczy to zwłaszcza zawartości jonu chlorko- wego i mineralizacji.

W utworach oligocenu niecki mazowieckiej występują ponadto wody zwane ogólnie ascenzyjnymi. Są to wody dopływające do utworów oligocenu z mezozoicznego podłoża niecki mazowieckiej. Badania z wykorzystaniem promieniotwórczego izotopu ^{36}Cl wykazały, że dopływ ten zachodzi z triasu (J. Dowgiałło in., 1990).

Neogėnskie piėtro wodonoėne. Niemal na całym ob- szarze niecki mazowieckiej na utworach oligocenu za- legają osady miocenu. Tworzą one kompleks piasków drob- noziarnistych przeławiconych utworami pylastymi, mułkami, iłami i węglem brunatnym. Miąższość mioceń- skiego poziomu wodonoėnego jest zmienna, od kilkunastu do ok. 60 m. Poziom ten jest znacznie rzadziej ujmowany od poziomu oligocėnskiego ze względu na mniej korzyst- ne parametry hydrogeologiczne i często podwyższoną bar- wę. Jest to również przyczyną znacznie słabszego rozpo- znania tego poziomu. Tym niemniej gdzieśgdzie spełnia on rolę głównego użytkowego poziomu wodonoėnego. Dotyczy to zwłaszcza obszaru położonego w zachodniej i północno-zachodniej części niecki mazowieckiej, w rejo- nie od Sochaczewa i Łowicza po Płock i Włocławek. Z re- guły występuje tu jedna, rzadziej dwie warstwy wodono- śne o miąższości kilkunastu metrów, choć lokalnie miąż- szość może być znacznie większa i dochodzić do 90 m (np. w rejonie Sochaczewa). Współczynniki filtracji są sto- sunkowo małe i najczęściej mieszczą się w przedziale od 0,1 do 40 m/d, przy wartości średniej ok. 6 m/d.

Pliocėnski poziom wodonośny na omawianym obsza- rze występuje jedynie lokalnie i związany jest z obecno- ścią niewielkich wkładek piaszczystych w obrėbie iłów. Miąższość wkładek najczęściej nie przekracza 20 m. Ilości

wody uzyskiwane z tego poziomu są znikome i mogą je- dynie służyć do zaopatrywania pojedynczych gospo- darstw, sporadycznie kilku domów. Z regionalnego punktu widzenia ilaste utwory pliocenu spełniają rolę warstwy izolującej poziomy oligocenu i miocenu od wód występujących w osadach czwartorzėdowych. W central- nej części niecki mazowieckiej utwory te osiagają ok. 160 m miąższości (okolice Warszawy) i stanowią nie- zwykłe skuteczny „płaszcz ochronny” bardzo cennych wód występujących w zbiorniku oligocėnskim.

Czwartorzėdowe piėtro wodonoėne na obszarze sub- regionu, podobnie jak na całym Niżu Polskim, jest głów- nym wodonośnym poziomem użytkowym. Szacuje się, że udział tego piėtra stanowi blisko 80% zasobów dys- pozycyjnych obszaru. Poziomy wodonośne występują w trzech typach struktur:

- dolinach rzek (Wisły, Narwi, Bugu i Pilicy),
- strukturach piaszczysto-żwirowych o zasięgach re- gionalnych, występujących jako przewarstwienia wśród utworów morenowych,
- wodonośnych strukturach dolin kopalnych.

W dolinach rzek najczęściej występuje jeden płytki, o głębokości kilkunastu metrów, poziom wodonośny o zwierciadle swobodnym. Szczególny przypadek stanowi dolina Wisły w obrėbie Kotliny Warszawskiej, gdzie miąższość wodonośnych utworów czwartorzėdowych wy- nosi najczęściej od 40 do 80 m, a lokalnie dochodzi do 100 m. Parametry hydrogeologiczne tego poziomu są bar- dzo dobre. Przewodność na większości obszaru mieści się w przedziale 40–60 m²/h, przy współczynniku filtracji 0,4–0,8 m/h. W rejonie Zalewu Zegrzyńskiego oraz w okolicach Radzymina i Rembelszczyzny wodoprze- wodność może przekraczać 60 m²/h. Wydajności poten- cjalne studni są bardzo wysokie i z reguły przekraczają 120 m³/h. Czwartorzėdowy poziom wodonośny generalnie pozbawiony jest izolacji od powierzchni, dzięki czemu moduł zasobów odnawialnych jest wysoki i przekracza 12,5 m³/h·km². Struktury te, charakteryzujące się dużymi zasobami i bardzo dobrą odnawialnością, są szczególnie predysponowane do lokalizacji dużych ujęć wód podziem- nych. Z drugiej jednak strony brak izolacji od powierzchni oznacza jednak, że wody podziemne w tych strukturach są wrażliwe na zanieczyszczenia powierzchniowe.

Fluwiogłacjalne struktury piaszczysto-żwirowe występujące wśród glin zwałowych dominują obszarowo i są najczęściej eksploatowanymi poziomami wodonośnymi. W ich obrębie wyróżnia się trzy podstawowe poziomy wodonośne o układzie piętrowym: spagowy, śródmorenowy i przypowierzchniowy. Podział ten ma jednak charakter schematu ogólnego ze względu na ogromną zmienność poszczególnych poziomów w przestrzeni. W wielu miejscach można wyodrębnić cztery, pięć i więcej poziomów wodonośnych, w innych brak jest poziomów o charakterze użytkowym (np. na Równinie Błońskiej)

Miąższości poziomów wodonośnych tej struktury wynoszą najczęściej kilkanaście metrów, przy wartościach przewodnictwa wodnego od 25 do 500 m²/d. Cechą charakterystyczną tych poziomów jest bardzo duże zróżnicowanie litologiczne: od piasków pylastych i drobnoziarnistych do piasków gruboziarnistych i żwirów.

Wodonośne struktury kopalne są jeszcze bardzo słabo rozpoznane. Najczęściej wymienia się tu dolinę kopalną Wisły, częściowo zgodną z biegiem współczesnej doliny, obniżenie błońskie łączące się ze strukturą Wkry oraz strukturę kopalną Wieprza ciągnącą się od Kocka do Garwolina. Warto jednak zwrócić również uwagę na mniejsze struktury typu dolin kopalnych, występujące na obszarze zachodniego Mazowsza (A. Felter, Z. Nowicki, 2003). Miąższości wodonośnych utworów piaszczystych w obrębie tych struktur nierzadko przekraczają 100 m, np. doliny: szymanowicka, wyborowska, kozłowska czy jamneńska. Posiadają one często dobre lub bardzo dobre parametry hydrogeologiczne i mogą stać się najważniejszym źródłem zaopatrzenia w wodę nawet dla kilkunastotysięcznych miejscowości. Szczególnie dotyczy to obszarów, gdzie inne czwartorzędowe poziomy wodonośne są mało zasobne lub ich brak (np. rejon Żyrardowa, Żychlina), albo są bardzo słabej jakości (Z. Nowicki, 2000).

Większość tych dolin jest praktycznie pozbawiona izolacji; te rozpoznane zlokalizowane są na obszarach słabo zurbanizowanych, choć o gęstej sieci osadniczej. Ponieważ wpływy antropogeniczne będą prawdopodobnie narastać, obszary dolin kopalnych powinny podlegać szczególnej ochronie prawnej ze względu na swe znaczenie zasobowe.

Systemy krążenia wód podziemnych

W południowej części subregionu poziom wód gruntowych występujący w stropowej partii osadów plejstoceńskich zasilany jest przez bezpośrednią infiltrację opadów atmosferycznych. Wody przesiakają z niego przez półprzepuszczalne gliny zwałowe i/lub mułkowo-ilaste osady zastoiskowe do głębiej położonych warstw wodonośnych poziomu plejstoceńskiego oraz pięter kredowego i jurajskiego, gdzie tworzy się strumień odpływu podziemnego do głównych stref drenażu, do Wisły, Radomki i Pilicy. Część wód zasila też głęboki odpływ regionalny skierowany na północ, do niecki mazowieckiej. W niecce mazowieckiej dla ilustracji systemu krążenia wód i oceny zasobów użytkowych poziomów wodonośnych zwykle dokonuje się agregacji występujących licznie warstw i przewarstwień utworów wodonośnych i wydziela na całym obszarze badań ograniczoną liczbę poziomów wodonośnych.

Poziom wód gruntowych o zwierciadle swobodnym, tylko lokalnie napiętym, istnieje w obszarach, gdzie w strefie przypowierzchniowej występują gliny zwałowe lub mady, zasilany jest infiltracją opadów atmosferycznych i dodatkowo w dolinach rzek drenażem z niżej położonych poziomów wodonośnych. Drenaż naturalny odbywa się przez rzeki, w tym nawet małe ciek i zbiorniki powierzchniowe, a poza dolinami rzek przez niżej występujący poziom wodonośny. Wyjątkiem jest strefa południowego brzegu Zalewu Zegrzyńskiego, od ujściowego odcinka Rządy na wschodzie po zapórę w Dębem na zachodzie, gdzie z zalewu ma miejsce infiltracja do warstwy wodonośnej spowodowana spiętrzeniem wody w zbiorniku. Ma ona niewielki zasięg przestrzenny. Również w sytuacjach, gdy w pobliżu koryta rzeki zlokalizowane są większe ujęcia wód podziemnych, może dochodzić do infiltracji w warstwę wodonośną (np. wód Bzury na północ od Sochaczewa). Przypowierzchniowa warstwa ujmowana jest głównie przez małe ujęcia indywidualne płytkimi studniami wierconymi, wbijanymi (tzw. abisynkami) oraz przez nieliczne już studnie kopane. Kształt zwierciadła wody względnie dobrze odtwarza rzeźbę terenu, a hydroizohipsy powtarzają w złagodzony sposób poziomicę, tylko w pobliżu cieków powierzch-

niowych zaznacza się ich drenujący charakter. Najwyższe rzędne zwierciadła obserwowane są na południu i południowym zachodzie, co jest zgodne z generalnym nachyleniem powierzchni terenu.

Poziom wód wgłębnych, utworzony z połączenia użytkowych poziomów międzyglinowych o zwierciadle napiętym, zasilany jest poza dolinami rzek poprzez przesączanie się wód z poziomu przypowierzchniowego, a w dolinach – drenowany przez większe rzeki za pośrednictwem poziomu przypowierzchniowego. Poziom ten nie jest drenowany przez rolniczą sieć drenażu melioracyjnego oraz mniejsze cieki i zbiorniki powierzchniowe, nie wcinające się głęboko w utwory czwartorzędu. A więc płytkie doliny małych cieków dla tego poziomu wodonośnego będą strefą przepływu tranzytowego. Układ hydroizohips w znacznym stopniu powtarza ukształtowanie terenu. Wyraźnie widoczne są kulminacje w obrębie wysoczyzn i obniżenia poziomu wody wzdłuż dolin rzek. Jest to przyczyną, że w na obszarach wysoczyzn poziom ten zasila niższe występujące poziomy miocenu i oligocenu, a w dolinach dużych rzek drenuje te oba poziomy. Widoczne to jest nie tylko w różnicy położenia zwierciadła wody pomiędzy tymi poziomami, lecz również w składzie chemicznym wód. Kierunki filtracji i rzędne zwierciadła wody są generalnie zgodne z opisanymi wyżej dla poziomu przypowierzchniowego.

W obrębie dolin dużych rzek (Wisły, dolnego odcinka Narwi) oba poziomy czwartorzędowe łączą się, choć nie zawsze w strefie krawędzi zachowana jest pełna więź hydrauliczna. Zdarza się często, że poziom przypowierzchniowy występujący na wysoczyźnie zanika, a jego wody przesączają się w strefie przykrawędziowej na powierzchnię w postaci źródeł i wysięków, a następnie infiltrują do wodonośnego poziomu doliny.

W obrębie poziomu oligoceńsko-mioceniowego w układzie hydroizohips zaznacza się wyraźny drenaż współczesnych dolin dużych rzek: Wisły, Narwi i Bugu, w mniejszym stopniu Bzury. Jednocześnie strefy z widocznie podniesionym zwierciadłem wody, tworzące lokalne wododziały, nie są podporządkowane wychodniom miocenu i oligocenu na południu, lecz lokują się wewnątrz subregionu, w obrębie wysoczyzn Siedleckiej i Rawskiej. Rozległe wyniesienie zwierciadła wody, z je-

go kulminacjami w rejonie Żelechowa (rzędne powyżej 170 m n.p.m.) i Międzyrzecza Podlaskiego (rzędne 150 m n.p.m.), przyporządkowane jest Wysoczyźnie Siedleckiej i wyklucza możliwość zasilania centrum subregionu dopływem z doliny Wieprza. Gdyby nie eksploatacja w rejonie Siedlec i spowodowany tym lej depresji z zamykającą go izolacją o wartości 150 m n.p.m., można by przypuszczać, że kulminacja zwierciadła wód piętra paleogeńsko-neogeńskiego lokowałaby się właśnie w tym rejonie. Można więc stwierdzić, że Wysoczyzna Siedlecka jest rozległą strefą zasilania wód poziomu oligoceńsko-mioceniowego w wyniku ich przesączania się z piętra paleogeńsko-neogeńskiego. Wody podziemne drenowane są w kierunku północnym do Bugu i Narwi, zachodnim do Wisły oraz na południe, gdzie dolina Wieprza jest strefą wyraźnego, lokalnego drenażu wód piętra paleogeńsko-neogeńskiego. Drenaż doliny Liwca zaznacza się tylko lokalnym wygięciem hydroizohips. Z układu hydroizohips widać, że wychodnie podczwartorzędowe neogeńskiego piętra wodonośnego zachowują się względem siebie neutralnie lub różnie (ma miejsce słaby drenaż lub słabe zasilanie), ale z pewnością nie są strefami regionalnego zasilania czy regionalnego drenażu. Najczęściej są to strefy lokalnego drenażu lub zrównoważonej mniej lub bardziej wymiany wód pomiędzy występującymi tu głównymi piętrami wodonośnymi.

W obrębie Wysoczyzny Rawskiej wyłącznie w strefie dolin dużych rzek powierzchnia wód piętra paleogeńsko-neogeńskiego jest wyraźnie wyniesiona ponad zwierciadło wód w czwartorzędzie. Wysoczyzna ta jest strefą regionalnego zasilania wód tego piętra (J. Szymanko i in., 1994; S. Dąbrowski i in., 2003). Kulminacje zwierciadła wód lokują się pomiędzy Nowym Miastem n/Pilicą a Skierniewicami (rzędna ponad 160 m n.p.m.) oraz w rejonie Sannik i Gębina, już w strefie krawędziowej doliny Wisły (rzędna ponad 100 m n.p.m.). Generalnie z tego rejonu wody odpływają w kierunku północnym i wschodnim ku Wiśle, z zaznaczającą się wyraźnie strefą drenażu doliny Pilicy na południu. Oprócz rozległego leja depresji rejonu Warszawy, obejmującego oba brzegi Wisły, zaznaczają się jeszcze wyraźnie leje w rejonie Sochaczewa i Łowicza.

Wymiana wody pomiędzy piętrami wodonośnymi paleogeńsko-neogeńskim i czwartorzędowym odbywa się

głównie jako wymiana pionowa o charakterze przesączania i to zarówno w obszarach występowania rynien erozyjnych czy wprost okien hydrogeologicznych, jak i w warunkach przeciętnego wykształcenia słabo lub bardzo słabo przepuszczalnego kompleksu utworów pliocenu (J. Dowgiałło i in., 1990). W obrębie wysoczyzn Siedleckiej i Rawskiej rzędne zwierciadła wód pięttra czwartorzędowego kształtują się powyżej zwierciadła wód paleogeńsko-neogeńskich. Odwrotnie jest w dolinach większych rzek. Dopływy lateralne odgrywają rolę drugorzędną, nie mają charakteru regionalnego, a w ich wyniku odbywa się przepływ wód do stref drenażu naturalnego lub sztucznego, wywołanego eksploatacją wód tego piętra.

Przedstawiona koncepcja krążenia wód została potwierdzona wielokrotnie wynikami symulacyjnych badań modelowych (T. Macioszczyk, 1973; T. Macioszczyk, B. Kazimierski, 1985; B. Kazimierski, 1993), w których symulacje przepływów przeprowadzono zarówno dla warunków hipotetycznych, bez uwzględniania poboru wód podziemnych, jak i odtwarzających rzeczywiste warunki filtracji zmienione poborem wód w piętrach paleogeńsko-neogeńskim i czwartorzędowym. Bliższa analiza tego zagadnienia jest dodatkowym argumentem przemawiającym za poprawnością założenia przewagi pionowej wymiany wód nad regionalnym zasilaniem bocznym.

Chemizm i jakość wód podziemnych

Wody słodkie w subregionie charakteryzują się dużą zmiennością typów hydrochemicznych. Wynika to zarówno z naturalnych procesów kształtujących ich skład chemiczny, jak i wpływu antropogenicznych zanieczyszczeń. W strefie aktywnej wymiany wód podziemnych, średnio do głębokości ok. 100–150 m, naturalnymi w warunkach naszego klimatu są typy wód $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Spotykamy je głównie w izolowanych warstwach piętra neogeńskiego (poziomy plejstoceni i mioceni), a w południowej części terenu również w piętrach kredowym i jurajskim. W centralnej i zachodniej części terenu, w poziomach mioceni, oligoceni i górnokredowym wśród jonów głównych wody zaczynają dominować jony Cl^- i Na^+ . Powoduje to, że ich typy hydrochemiczne zmieniają się na $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$,

$\text{HCO}_3\text{-Na}$ i $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$, a w poziomie górnokredowym w zachodniej części regionu w Kłobukowie k. Płocka nawet na Cl-Na (tab. 7.34).

Tabela 7.34

Typy hydrochemiczne wody w otworach hydrogeologiczno-badawczych stacji hydrogeologicznej PIG w Kłobukowie (sieć SOWP nr I/462)

Nr otworu	Poziom wodonośny	Głębokość zafiltrowania [m]	Hydrochemiczny typ wody
5	plejstoceni	1,7–4,9	$\text{NO}_3\text{-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ okresowo: $\text{NO}_3\text{-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-K}$ $\text{NO}_3\text{-HCO}_3\text{-Ca}$
3		31–54	$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ okresowo: $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-K-Mg}$
2		113–119	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na-Ca}$ okresowo: $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$
4	oligoceni	177–190	$\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$
1	górnokredowy	196–232	$\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ okresowo Cl-Na

Na terenie niecki mazowieckiej obok zmian chemizmu wód w profilu pionowym zaznacza się też jego zmienność w samym poziomie oligoceni. We wschodniej części struktury głównym typem hydrochemicznym jest $\text{HCO}_3\text{-Ca}$. W kierunku zachodnim przechodzi on stopniowo w typy z większym udziałem jonów Na^+ i Cl^- . W części centralnej, stanowiącej strefę przejściową, dominują typy $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$ i $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ współwystępujące z typami $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca-Mg}$ i $\text{HCO}_3\text{-Na}$, natomiast w części zachodniej typy $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$. Uproszczoną charakterystykę statystyczną składu chemicznego wód tego poziomu podano w tabeli 7.35. Wieloletnie obserwacje wskazują jednocześnie na dużą trwałość ich składu chemicznego, nawet w rejonach intensywnej eksploatacji

Tabela 7.35

**Charakterystyka statystyczna składu chemicznego wód poziomu oligoceńskiego
w subregionie środkowej Wisły nizinnym**

Parametry fizyczno-chemiczne		Liczebność	Średnia arytmetyczna	Wartość minimalna	Wartość maksymalna	Rozstęp
Sucha pozostałość	[mg/dm ³]	718	399	50	1405	1355
Odczyn pH		934	7,3	5,6	8,5	2,9
Barwa	[mg Pt/dm ³]	927	24,8	0	675	675
Azot azotanowy	[mg/dm ³]	865	0,04	0	11,7	11,7
Azot amonowy		897	0,48	0	7,5	7,5
Chlorki		937	57,0	0	1620	1620
Siarczany		666	16,9	0	356	356
Wapń		507	56,0	2,2	191	189
Magnez		490	16,6	0	137	137
Żelazo		947	1,7	0	15,0	15,0
Mangan		885	0,16	0	15,0 (?)	15,0

(Z. Płochniewski, 1972; S. Łodziński, 1973; A. Maciosz-zykowa, 1979).

W wielu miejscach naturalne zawartości jonów głównych wód podziemnych uległy zmianie wskutek zanieczyszczeń antropogenicznych. Dotyczy to głównie przypowierzchniowych warstw wodonośnych w poziomie plejstoceniowym, szczególnie pozbawionych dobrej izolacji. Wzrastają w nich stężenia jonów SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ i K^+ w stopniu decydującym o typie hydrochemicznym wody. Obok naturalnych typów $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ występują typy $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Ca-Mg}$ i inne zawierające jeszcze dodatkowo jony Na^+ i K^+ (fig. 7.56). Ich rozkład ma charakter mozaikowy i jest zmienny w profilu pionowym, tj. im głębiej, tym chemizm wód jest bardziej zbliżony do naturalnego.

Mineralizacja wód jest zmienna, od nieco poniżej 200 mg/dm³ w strefach płytkich do ok. 1000 mg/dm³ w głęboko leżących warstwach poziomu oligoceńskiego w niecce mazowieckiej. Pod względem przydatności do spożycia i na potrzeby gospodarcze wody te są najczęs-

ziej dobrej jakości, nie muszą być uzdatniane lub wymagają tylko uzdatniania prostego (odżelazianie i odmanganianie). Żelazo i mangan, które są naturalnymi składnika-

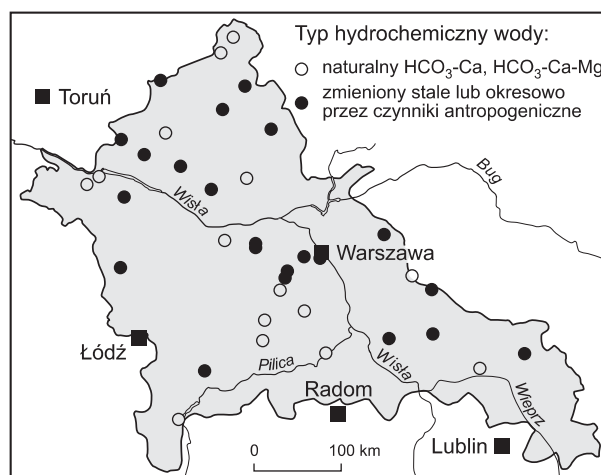


Fig. 7.56. Typy hydrochemiczne wód podziemnych strefy aktywnej wymiany

mi wód podziemnych, mogą lokalnie występować w większych stężeniach i w tych przypadkach jakość wody ulega pogorszeniu, a jej uzdatnianie jest już skomplikowane. Pochodzenia geogenicznego są też wysokie zawartości strontu oraz często spotykany w wodzie międzyglinowych warstw wodonośnych poziomu plejstoceńskiego jon amonowy. Jon ten pochodzi często także, podobnie jak i azotyny i azotany, z ognisk zanieczyszczeń na powierzchni. Zanieczyszczenia te są najczęściej pochodzenia rolniczego, a na terenach nieskanalizowanych mają również charakter punktowy. W przypadku gdy ich stężenia przekraczają wymogi określone dla wody do spożycia przez ludzi, woda wymaga skomplikowanego uzdatniania. W południowo-wschodniej części subregionu, w zlewni Sanny, poziom zanieczyszczenia azotanami jest już na tyle duży, że zgodnie z dyrektywą azotanową Unii Europejskiej została ona uznana za zagrożoną azotanami pochodzenia rolniczego.

Wody w utworach miocenu są wodami o odczynie obojętnym lub słabo zasadowym. Sucha pozostałość wynosi najczęściej od 300 do 700 mg/dm³, a sporadycznie może przekraczać 800 mg/dm³. Stężenia chlorków zazwyczaj mieszczą się w przedziale od 0 do 40 mg/dm³, lokalnie mogą przekraczać 160 mg/dm³. Stężenia siarczanów na ogół nie przekraczają 40 mg/dm³. Cechą charakterystyczną wód z poziomu mioceńskiego jest czasami dość intensywne zabarwienie pochodzące od węgla brunatnego występującego w warstwie wodonośnej.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

Obszar subregionu nie pokrywa się z granicami wydzielonych głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) (A.S. Kleczkowski red., 1990). Południowo-wschodnia część obszaru wchodzi w skład GZWP związanego z węglanowymi utworami kredy górnej i paleocenu: nr 407 – Niecka lubelska – zbiornik Chełm–Zamość (prawobrzeżna zlewnia Wieprza po ujściowy odcinek Tyśmienicy) i nr 406 – Niecka lubelska – zbiornik Lublin (lewobrzeżna część zlewni Wieprza po jego ujściowy odcinek). Około 30% powierzchni obydwu zbiorników wymaga wysokiej ochrony, pozostała część – zwykłej ochrony. Południowy skraj regionu obejmuje

fragmenty kilku mezozoicznych GZWP o numerach: 404 – Koluszki–Tomaszów (J₃), 405 – Niecka radomska (K₃), 412 – Goszczewice (J₃) i 413 – Szydłowiec (J_{1,2}).

W obrębie piętra paleogeńsko-neogeńskiego wydzielono dwa zbiorniki. GZWP nr 215 – Subniecka warszawska (Tr), o powierzchni ok. 51 000 km², mieści się w obrębie regionu I mazowieckiego, oraz subzbiornik GZWP nr 215A – Subniecka warszawska część centralna (Tr) o powierzchni ok. 17 500 km², który mieści się w całości zarówno w obrębie GZWP nr 215, jak i regionu mazowieckiego I, ale przekracza granice, szczególnie na północy, subregionu centralnego I₁. W obrębie zbiornika Subniecki warszawskiej 2760 km² objętych jest ochroną, w tym 1060 km² to obszary najwyższej ochrony (ONO), a 1700 km² to obszary wysokiej ochrony (OWO). Oba te obszary ONO i OWO w całości mieszczą się w granicach GZWP nr 215A. Drugi zbiornik to GZWP nr 224 – Subzbiornik Podlasie (Tr), o powierzchni ok. 1000 km², leżący na granicy wschodniej obszaru i tylko częściowo w niego wkraczający. Cały obszar GZWP nr 224 objęty jest najwyższą ochroną (ONO).

Granice czwartorzędowego zbiornika Pradolina środkowej Wisły – GZWP nr 220 (Włocławek–Płock) i GZWP nr 222 (Warszawa–Puławy), o całkowitej powierzchni 2085 km², również nie pokrywają się z granicami subregionu I₁ i są względem siebie wzajemnie przekraczające. Na granicy południowo-zachodniej (rejon Łowicza) znajduje się jeszcze jeden niewielki zbiornik GZWP nr 227 – Zbiornik doliny Chruściela (73 km²), a w rejonie Siedlec GZWP nr 223 – Zbiornik morenowy rzeki górny Liwiec (300 km²). Południowo-zachodni skraj subregionu obejmuje fragment GZWP nr 403 – Brzeziń–Lipce Reymontowskie.

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W obrębie subregionu wydzielono 12 jednolitych części wód podziemnych JCWPd o numerach: 47, 48, 49, 52, 65, 80, 81, 82, 83, 84, 87, 99 (fig. 7.57). Ich powierzchnia jest bardzo zróżnicowana; największy JCWPd nr 48 liczy 7730 km², a najmniejszy – 594 km² (nr 49). W obrębie JCWPd nr 47, 80 i 82 współwystępują użytkowe poziomy wodonośne występujące w utworach kenozoicznych i ju-

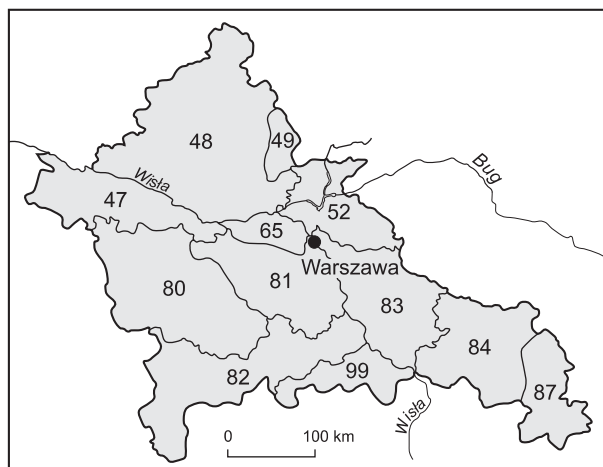


Fig. 7.57. Jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wydzielone w subregionie środkowej Wisły nizinnym

rajskich, a w JCWPd nr 84 i 87 – w kenozoicznych i kredowych. W pozostałych JCWPd rozpoznane i użytkowane są wody w utworach kenozoicznych.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Elementy bilansu wód podziemnych subregionu środkowej Wisły nizinnego na tle kraju zostały przedstawione w tabeli 7.36.

Zasoby odnawialne wód podziemnych są w regionie zróżnicowane przestrzennie w zakresie wyznaczonym przez wartości modułowe: od ponad $250 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$ w części południowej do poniżej $150 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$ w części centralnej i północnej. Niskie wartości modułu zasobów odnawialnych w subregionie na tle dorzecza Wisły i obszaru kraju wynikają z położenia subregionu w strefie klimatycznej o niewielkich opadach atmosferycznych; roczna suma opadów wynosi 500–600 mm.

Zasoby wód podziemnych subregionu dostępne do zagospodarowania zostały ustalone jako suma zasobów dyspozycyjnych, udokumentowanych w obszarach bilansowych stanowiących 29% powierzchni subregionu, i zasobów perspektywicznych, określonych w pozostałej części subregionu. Moduł zasobów dostępnych wynosi od poniżej $100 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$ w części południowej do ponad $140 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$ w części centralnej i północnej subregionu.

Tabela 7.36

Wybrane elementy bilansu wód podziemnych subregionu środkowej Wisły nizinnego (wg P. Herbicha, S. Tyszewskiego, 1994a, b; Ochrona środowiska, 2004)

		Subregion środkowej Wisły nizinny	Dorzecze Wisły (w granicach kraju)	Obszar Polski
Powierzchnia	[tys. km^2]	36,58	167,02	313,1
Zasoby odnawialne wód podziemnych	[tys. m^3/d]	6474	47 670	74 300
moduł zasobów odnawialnych	[$\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$]	177	285	237
Zasoby wód podziemnych dostępne do zagospodarowania (łącznie dyspozycyjne i perspektywiczne)	[tys. m^3/d]	4631	22 232	38 224
Moduł zasobów dostępnych	[$\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$]	127	133	122
Pobór wód podziemnych (bez górnictwa)	[tys. m^3/d]	554	1967	4538
w tym na cele wodociągowe		327	1584	2038
Moduł poboru wód podziemnych	[$\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$]	15,1	11,8	14,5
Rezerwy zasobów dostępnych	[tys. m^3/d]	4077	20 265	33 686
Udział poboru wód podziemnych w zasobach dostępnych	[%]	12,0	8,8	11,9

Pobór wód podziemnych został oszacowany jako podlegający opłatom z tytułu szczególnego korzystania z wód na cele wodociągowe i produkcyjne. Średni w subregionie moduł poboru wynosi $15,1 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$ i jest nieco większy od średniej krajowej i wyraźnie większy od średniej w dorzeczu. Jest to związane z dużym stopniem zwodociągowania wsi oraz małych i średnich miast – ok. 90% wód pochodzi z wodociągów. Moduł poboru zawiera się w przedziale od poniżej $13 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$ w części centralnej do ponad $18 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$ w części południowej i północnej subregionu. Niemal 60% zaopatrzenia

sieci wodociągowych pochodzi z poboru wód podziemnych, a nieco ponad 40% – z wód powierzchniowych. Gdyby pominąć w tej analizie wodociągi warszawskie bazujące na ujęciach wód powierzchniowych, to udział wód podziemnych w zaopatrzeniu wynosiłby ponad 96%. W latach 2000–2005 pobór wód podziemnych osiągnął wielkość z 1990 r.; po czym zanotowano okresowy jego spadek.

Subregion charakteryzuje się znacznymi rezerwami zasobów dostępnych do zagospodarowania – są one wykorzystane jedynie w 12%, co odpowiada średniej krajowej.

Literatura

- BARANIECKA M.D., 1976 – Charakterystyka geologiczna osadów trzeciorzędowych wybranych obszarów Mazowsza. *Pr. Muz. Ziemi*, **25**: 15–28.
- BARANIECKA M.D., 1979 – Osady plioceńskie Mazowsza jako podłoże czwartorzędu. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **23**: 23–38.
- CZERWIŃSKA-TOMCZYK J., SADURSKI A., 2000 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Lubartów i Markuszów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- CZERWIŃSKA-TOMCZYK J., SADURSKI A., 2002 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Garwolin i Łaskarzew. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DĄBROWSKI S., RYMASZEWSKI W., STRABURZYŃSKA R., PAWLAK A., JANISZEWSKA B., PAŹDZIERNIA L., 2003 – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych z utworów czwartorzędowych, trzeciorzędowych i mezozoicznych zlewni Pilicy. Hydroconsult Sp. z o.o. Poznań.
- DOWGIAŁŁO J., NOWICKI Z., BEER J., BONANI G., SUTER M., SYNAL H. A., WÖLFLI W., 1990 – ^{36}Cl in ground water of the Mazowsze Basin (Poland). *J. Hydrol.*, **118**, 1–4: 373–385.
- FELTER A., NOWICKI Z., 2003 – Zbiorniki wód podziemnych w czwartorzędowych dolinach kopalnych zachodniego Mazowsza. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 11, cz. 1: 69–76. Wyd. PGdań. Gdańsk.
- HERBICH P., TYSZEWSKI S., 1994a – Wybrane problemy bilansu wodnospodarczego w świetle doświadczeń z pierwszej edycji warunków korzystania z wód zlewni Wkry. *Zesz. Nauk. AR Wroc.*, **248, Konf.**, 5: 135–142.
- HERBICH P., TYSZEWSKI S., 1994b – Bilans wodnospodarczy i warunki korzystania z wód zlewni Wkry. Aktualna problematyka gospodarki wodnej w skali zlewni rzecznej. Mat. Seminarium. SGGW. Warszawa.
- KAZIMIERSKI B., CABALSKA J., MIKOŁAJCZYK A., MODLIŃSKI P., PRZYTUŁA E., NOWICKI Z., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna regionu mazowieckiego centralnej części niecki mazowieckiej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S., 1990 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony (1:500 000). Wyd. AGH. Kraków.
- KNYSZYŃSKI F., 1983 – Rola wód podziemnych kredy lubelskiej w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych południowej strefy zasilania niecki mazowieckiej. Arch. Wydz. Geol. UW. Warszawa.
- KNYSZYŃSKI F., 2005 – Rola ujęciowych odcinków Wieprza i Tyśmienicy w drenażu wód podziemnych strefy przejściowej między kredą lubelską a niecką mazowiecką. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 12: 345–351. Wyd. UMK. Toruń.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia fizyczna Polski. PWN. Warszawa.
- KRAJEWSKI S., 1972 – Strefowość zawodnienia utworów górnej kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Prace Hydrogeol., seria specj., z. 3. Inst. Geol. Warszawa.
- KRAJEWSKI S., MOTYKA J., 1999 – Model sieci hydraulicznej w skałach węglanowych w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **388**: 115–138.
- ŁODZIŃSKI S., 1973 – Zmiany składu fizykochemicznego wód z otworów oligoceńskich w rejonie Warszawy. *Prz. Geol.*, **21**, 3: 148–151.
- ŁODZIŃSKI S., 1976 – Rozwój warszawskiej depresji rejonowej. *Prz. Geol.*, **24**, 9: 530–531.
- MACIOSZCZYK T., 1985 – Hydrogeologia niecki mazowieckiej w świetle badań modelowych. *W: Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych*: 9–54. Wyd. NOT. Warszawa.

- MACIOSZCZYK T., KAZIMIERSKI B., 1985 – Zasoby eksploatacyjne dużych jednostek regionalnych jako efekt optymalizacji bilansu wód podziemnych na drodze symulacji modelowej. *Ibidem*: 97–137.
- MACIOSZCZYKOWA A., 1979 – Chemizm wód trzeciorzędowych i kredowych oraz jego geneza w zachodniej części niecki mazowieckiej. *Prace Hydrogeol.*, seria spec. z. 11. Inst. Geol. Warszawa.
- MACIOSZCZYKOWA A., 1980 – Regionalna strefowość hydrochemiczna niecki mazowieckiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*, t. 1: 204–212. Wyd. Geol. Warszawa.
- MICHALAK J., 1985 – Ocena wpływu oddziaływań krzyżowych na warunki hydrodynamiczne panujące w głębokich poziomach wodonośnych na przykładzie niecki mazowieckiej. *W: Modelowanie dużych regionalnych systemów hydrogeologicznych*: 242–260. Wyd. NOT. Warszawa.
- MIECZNICKI M., 1983 – Rozwój depresji rejonowej oraz ocena zasobów wód poziomu oligoceńskiego w rejonie Warszawy na podstawie stacjonarnych obserwacji wód podziemnych. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- NOWICKI Z., 1991 – „Wiek” wód podziemnych występujących w utworach oligocenu niecki mazowieckiej na podstawie oznaczeń izotopowych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*: 178–183. SGGW-AR. Warszawa.
- NOWICKI Z., 2000 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000. ark. Żychlin. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- NOWICKI Z., 2001 – „Wiek” wód podziemnych występujących w utworach oligocenu we wschodniej i południowej części niecki mazowieckiej na podstawie oznaczeń izotopów węgla i chloru. *Cent. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- NOWICKI Z., FELTER A., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski, 1:50 000, ark. Żyrardów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- OCHRONA środowiska, 2004. Raport. GUS. Warszawa.
- OFICJALSKA H. i in., 1996 – Dokumentacja określająca warunki hydrogeologiczne dla ustanowienia stref ochronnych zbiorników wód podziemnych w utworach czwartorzędowych GZWP 222 – Dolina Środkowej Wisły. *Arch. Polgeol. Warszawa*.
- OLENDSKI W., 1961 – Zasoby wód artezyjskich Warszawy i okolic. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- PACZYŃSKI B., JARZĄBEK H., KONASIEWICZ T., MICHALSKA M., 1962 – Zasoby wód podziemnych z utworów trzeciorzędowych w kat. „C” niecki mazowieckiej. *Centr. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- PŁOCHNIEWSKI Z., 1972 – Żelazo i mangan w wodach podziemnych utworów plioceńskich, mioceńskich, oligoceńskich, kredowych i jurajskich na obszarze Niżu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **256**: 5–37.
- STACHY J. (red.), 1986 – Atlas hydrologiczny Polski. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- SZYMANO J., GALEMBA J., KUŹNIAR E., 1994 – Bilans wodnogospodarczy – sformułowanie warunków korzystania z wód dla zlewni testowej Radomki w zakresie wód podziemnych. *Arch. Hydroconsult Sp. z o.o. Warszawa*.
- WISZNIEWSKI W. (red.), 1973 – Atlas klimatyczny Polski. PPWK. Warszawa.

7.3. Region dolnej Wisły

Region dolnej Wisły obejmuje północną część Polski: województwo pomorskie, zachodnią część województwa warmińsko-mazurskiego i północną część województwa kujawsko-pomorskiego. Na północy graniczy z wodami Zatoki Gdańskiej. Z uwagi na znaczne zróżnicowanie warunków występowania i dynamiki wód podziemnych

w obrębie regionu wydzielono trzy subregiony: pojezierny, Żuław Wiślanych w obrębie delty Wisły oraz Zalewu Wiślanego, obejmującego pas wzniesień i równin położonych na wschód od Żuław Wiślanych i przylegających do Zalewu Wiślanego.

7.3.1. Subregion pojezierny

Informacje ogólne

W przeważającej części subregionu dominują wysoczyzny morenowe. Są one jednak rozdzielone doliną Wisły na dwa różniące się obszary: Pojezierze Wschodniopomor-

skie i Pojezierze Południowopomorskie na zachód od doliny Wisły oraz Pojezierze Hławskie i Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie na wschód (fig. 7.58). Powierzchnię obszarów wysoczyznowych stanowią utwory moreny dennej płaskiej lub falistej, w miarę wyrównane powierzchnie

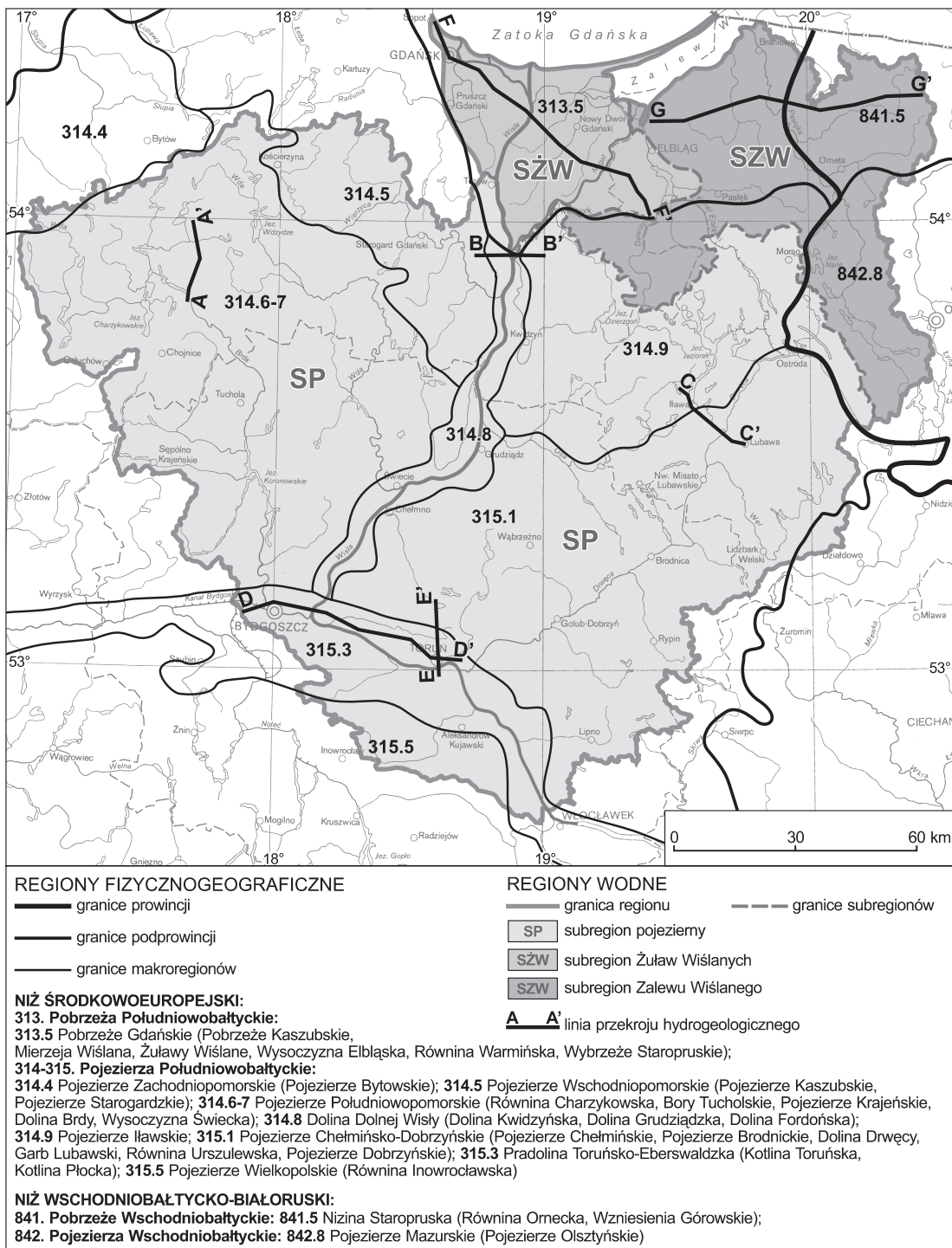


Fig. 7.58. Położenie regionu dolnej Wisły na tle jednostek fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002)

sandrowe oraz ciągi wzgórz czołowomorenowych. Dobrze rozwinięte są również holocenijskie doliny aluwialne, do których jako największa należy równina Żuław Wiślanych z doliną Wisły, a także niecki jezior i towarzyszące im równiny torfowe (B. Augustowski red., 1977).

Zachodnia część subregionu obejmuje Równinę Charykowską, Bory Tucholskie, Dolinę Brdy, Wysoczyznę Świecką oraz fragmenty pojezierzy Bytowskiego, Kaszubskiego, Krajeńskiego i Starogardzkiego. Rzeźba tego terenu jest głównie efektem oddziaływania lądolodu zlodowacenia wisły i wód roztopowych w okresie jego recesji (B. Augustowski red., 1979). Północna część regionu należy do strefy garbu pojeziernego, gdzie rzędne terenu często przekraczają 200 m n.p.m. (Wieżyca 328,7 m). Są to głównie wzgórza moren czołowych pojezierzy Bytowskiego i Kaszubskiego.

Wzdłuż południowych obrzeży wzgórz pojeziernych przebiega wododział dorzecza Wisły i bezpośredniego zlewiska Bałtyku. Stanowi on jednocześnie granicę subregionu i regionu. Na południe od strefy garbu pojeziernego rozpościerają się sandry Brdy i Wdy. Ograniczają je obszary wysoczyzn morenowych fazy poznańskiej, a w części północnej i północno-wschodniej wzgórza morenowe fazy pomorskiej zlodowacenia wisły (A. Makowska, 1972, 1975; M. Błaszkiwicz, 1998, 1999).

Obszary wysoczyzn pojeziernych urozmaicone są różnorodnymi formami geomorfologicznymi: ciągami wzgórz morenowych, kemami, ozami, rynnami subglacjalnymi oraz zagłębieniami wytopiskowymi (A. Olszewski, 1969). Również powierzchnia sandrów jest urozmaicona licznymi „wyspami moreny dennej” i czołowej, dolinami rzecznyymi, jeziorami rynnowymi, zagłębieniami wytopiskowymi, równinami torfowiskowymi, a także formami eolicznymi – głównie wydrami. Powierzchnia ta jest nachylona ku południowi zgodnie z kierunkiem odpływu wód roztopowych, od ok. 180 m n.p.m. w części północnej i zachodniej regionu do ok. 20–30 m n.p.m. w rejonach ujść Brdy i Wdy.

Na wschód od doliny Wisły rozprzestrzeniają się wysoczyzny morenowe pojezierzy Chełmińsko-Dobrzyńskiego oraz Iławskiego, rozdzielone dolinami Drwęcy, Liwy i Osy. Rzędne terenu wznoszą się w kierunku północno-wschodnim i wschodnim: od 50–60 m przy krawędzi

doliny Wisły do ponad 300 m n.p.m. w rejonie Garbu Lubawskiego (Dylewska Góra 312 m n.p.m.). Zasadnicze elementy rzeźby tworzącej dzisiejszą powierzchnię terenu zostały ukształtowane w czasie recesji ostatniego lądolodu. Powstał wtedy charakterystyczny krajobraz młodoglacjalny z licznymi pagórkowatymi wysoczyznami, równinami sandrowymi, zagłębieniami bezodpływowymi, torfowiskami oraz jeziorami (J. Kondracki, 2002). Na Pojezierzu Iławskim wyróżniają się rynny lodowcowe, które zostały wykorzystane przez liczne jeziora, będące charakterystycznym elementem krajobrazu. Sąsiadujące z nim od południa Pojezierze Brodnickie to przede wszystkim porośnięta lasami równina sandrowa z rynnami (liczne jeziora rynnowe), łącząca się od północy z sandrem iławskim. Charakterystyczną cechą Pojezierza Dobrzyńskiego są ozy i drumliny, objęte specjalną ochroną w okolicach Zbójna i Górzna.

Środkową część subregionu przecina Dolina Dolnej Wisły, której szerokość waha się od 3 do 15 km w kotlinowych rozszerzeniach (J. Kondracki, 2002). Miąższość aluwii sięga kilkunastu metrów. Martwe zakola dolinowe są wypełnione piaskami, na których powstały wydmy i zabagnienia (m.in. w okolicach Grudziądza). Między Bydgoszczą a Włocławkiem Wisła przepływa przez Kotlinę Toruńską. Pomiędzy dorzeczem Wisły a dorzeczem Noteci oraz na południe od Torunia rozpościera się wysoki, piaszczysty taras, przekształcony eolicznie w pole wydym parabolicznych, odcinający się od niższych, miejscami zatorfionych, obszarów pokrytych łąkami.

Subregion pojezierny charakteryzuje się dużą różnorodnością użytkowania terenu. Dominują jednak użytki rolne (ok. 50%) z niewielkim udziałem łąk i pastwisk, których największe powierzchnie związane są z dolinami rzek. Znaczną część regionu pokrywają lasy, chociaż ich udział w użytkowaniu terenu jest zmienny: od kilku procent w dolinie Wisły do ok. 45% w zachodniej części obszaru, gdzie rozpościera się rozległy kompleks Borów Tucholskich.

Największe ośrodki miejskie, Toruń, Bydgoszcz i Grudziądz, położone są w dolinie Wisły. W rejonach tych miast rozwinął się przemysł chemiczny, papierniczo-celulozowy, rolno-spożywczy, meblarski i drzewny, a także energetyczny. Ważną dziedziną gospodarki jest turystyka.

Unikatowe środowisko ekosystemów lądowo-wodnych występujące w rejonie Jeziora Charzykowskiego zostało objęte ochroną prawną Parku Narodowego Bory Tucholskie.

Klimat i warunki hydrologiczne

Klimat subregionu pojeziernego ma charakter przejściowy pomiędzy morskim a kontynentalnym. W północnej części subregionu zaznaczają się wpływy klimatu morskiego, co wynika z niewielkiej odległości od Zatoki Gdańskiej i Zalewu Wiślanego. Średnie temperatury stycznia są najniższe w rejonie Borów Tucholskich i we wschodniej części subregionu, gdzie nie przekraczają -2°C . Na pozostałym obszarze oscylują wokół -1°C . Temperatury lipca są zmienne: od 18°C w dolinie Wisły między Bydgoszczą i Toruniem do $16,5^{\circ}\text{C}$ na obszarze pojezierzy Kaszubskiego i Starogardzkiego. Najwyższe sumy opadów rocznych zanotowano na Pojezierzu Kaszubskim (650 mm) oraz na pojezierzach Olsztyńskim i Iławskim. Maleją one znacząco w kierunku doliny Wisły do niespełna 500 mm (tab. 7.37).

Cechą charakterystyczną pojezierzy jest przesunięcie pór roku w stosunku do Polski środkowej i skrócenie okresu wegetacji. Wiosna i lato są opóźnione i krótsze,

okres przedzimowy, zima i przedwiośnie są natomiast znacznie dłuższe. Przeciętna średnia z wielolecia temperatura powietrza w regionie waha się między 7 a 8°C . Parowanie terenowe na ogół wynosi 480–520 mm, tylko w rejonie Borów Tucholskich nie przekracza 460 mm (J. Stachy red., 1987).

Największą rzeką subregionu jest Wisła, która wraz z dopływami stanowi główny system hydrograficzny. Do najważniejszych jej dopływów należą: Brda, Wda, Wierzyca i Motława (dopływy lewostronne) oraz Drwęca i Osa (dopływy prawostronne). Główne obszary źródłkowe dopływów Wisły znajdują się na Równinie Charzykowskiej i Pojezierzu Kaszubskim oraz na pojezierzach Iławskim i Olsztyńskim. Rzeki te są stosunkowo krótkie, ich długość nie przekracza 250 km. Różnią się jednak znacznie pod względem odpływów jednostkowych. W górnych częściach zlewni Brdy, Wdy, Wierzyca i Drwęcy odpływ jednostkowy przekracza 6, a nawet $8 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$, natomiast w dolinie Wisły jest o połowę niższy. Udział wód podziemnych w zasilaniu rzek oscyluje między 40 a 60% odpływu całkowitego, z wyjątkiem doliny Wisły, gdzie nie przekracza 30%. Do największych obiektów hydrotechnicznych podnoszących bezpieczeństwo przeciwpowodziowe należy zaliczyć zapórę we Włocławku i służące na Nogacie w Białej Górze.

Tabela 7.37

Wybrane parametry klimatyczne i hydrologiczne subregionu pojeziernego
(H. Lorenc red., 2005; M. Nather i in., 1998)

	Pojezierze Kaszubskie, Pojezierze Starogardzkie	Bory Tucholskie, Równina Charzykowska	Dolina Wisły	Pojezierze Iławskie, Pojezierze Chełmińsko- Dobrzyńskie
Opady [mm/rok]	600–650	500–600	500–550	500–600
Temperatura stycznia [$^{\circ}\text{C}$]	(-1)–(-2)	(-1)–(-3)	(-1,5)–(-3)	(-1,5)–(-3)
Temperatura lipca [$^{\circ}\text{C}$]	16,5–17	17–18	17–18	17–17,5
Parowanie terenowe [mm/rok]	480–500	450–470	470–500	ok. 470
Odpływ jednostkowy [$\text{l/s}\cdot\text{km}^2$]	6–8	5–8	< 4	5–8
Odpływ gruntowy [%]	60–70	40–75	< 30	50–70

Budowa geologiczna

W podłożu subregionu pojeziernego znajdują się fragmenty dwóch podstawowych jednostek tektonicznych Polski (J. Znosko red., 1998): platformy wschodnioeuropejskiej wraz z obniżeniem perybałtyckim oraz paraantyklinorium środkowopolskiego z niecką brzezną. Strop krystaliniku opada w kierunku południowo-zachodnim od ok. 2 km p.p.t. w pobliżu wschodniej granicy subregionu do ok. 10 km p.p.t. w okolicach Bydgoszczy i Aleksandrowa Kujawskiego (*op. cit.*). Wyżej w profilu na skałach krystalicznych występują osady paleozoiku i mezozoiku. Miejscami w pokrywie osadowej występują luki sedimentacyjne spowodowane brakiem depozycji lub erozją.

Osady kredy dolnej, wykształcone jako seria piaszczysto-mułowcowo-ilasta oraz gezy i margle, najlepiej są rozpoznane w rejonie Bydgoszczy. Dalej na północny wschód przykrywają je osady kredy górnej. Są to głównie utwory węglanowe, margle, gezy i opoki z podrzędnymi wkładkami wapieni, piasków i piaskowców glaukonitowych. Na obszarze pojezierzy Kaszubskiego i Starogardzkiego są one podścielone miąższym kompleksem osadów piaszczystych.

Osady paleogenu i neogenu występują na całym obszarze subregionu, z wyjątkiem miejsc, gdzie zostały zniszczone przez procesy denudacji, erozji i egzaracji w późnym plejstocenie. Stanowią je głównie luźne skały detrytyczne: piaski, mułki, iły z pokładami węgla brunatnego, rzadziej żwiru (E. Stupnicka, 1997). Do paleocenu zaliczono osady marglisto-piaszczyste oraz gezy i opoki. W podłożu czwartorzędowym procesy erozyjne doprowadziły do powstania licznych luk stratygraficznych – miejscami brak jest osadów paleocenu, eocenu i pliocenu – oraz ukształtowania się szeregu elewacji i depresji. Lokalnie osady miocenu pojawiają się na powierzchni terenu.

W profilu czwartorzędu występują osady wszystkich zlodowaceń plejstoceńskich, których zasięgi objęły obszar Polski, oraz utwory holoceni. Rozdzielone są one osadami pochodzącymi z okresów interglacjalnych, głównie mazowieckiego i eemskiego. Powszechnie występują gliny zwałowe (liczba poziomów glin jest zmienna), piaski i żwiru o różnej genezie (lodowcowe, wodnolodowco-

we, zastoiskowe) oraz mułki i iły. Obraz budowy geologicznej jest bardzo skomplikowany, co wynika z wielokrotnie nakładających się na siebie w przeszłości procesów akumulacji, egzaracji lodowcowej i deformacji glaukitektonicznych. Osady plejstoceńskie są często zaburzone, a lokalnie w glinach zwałowych występują porwaki skał podłoża lub starszych osadów plejstoceńskich (N. Butrymowicz, 1980, 1981; E. Drozdowski, S. Koczyński, 1992). Miąższość utworów czwartorzędowych jest zmienna; największa (do 300 m) w północno-wschodniej części subregionu, najmniejsza, od kilku do kilkudziesięciu metrów, na elewacjach stropu paleogenu.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Subregion pojezierny cechuje znaczne zróżnicowanie warunków hydrostrukturalnych i hydrodynamicznych. Wielopiętrowy system wodonośny obejmuje poziomy wodonośne w utworach czwartorzędu, neogenu, paleogenu, kredy i jury (fig. 7.59). Najszerzej rozprzestrzenione jest czwartorzędowe piętro wodonośne w obrębie poziomów międzyglinowych (międzymorenowych), dolinnych, pradolinnych, sandrowych oraz form kopalnych. Występujące w nim wody podziemne stanowią podstawę zaopatrzenia ludności oraz zakładów przemysłowych. Piętro czwartorzędowe cechuje duża zasobność i wodonośność. Ważne źródło zaopatrzenia stanowią również wody w osadach neogenu i paleogenu, zwłaszcza w użytkowych poziomach wodonośnych miocenu i oligocenu, a lokalnie również paleocenu. Z uwagi na głębsze zaleganie ich zasobność na ogół jest mniejsza od zasobności piętra czwartorzędowego, natomiast stopień wrażliwości na zanieczyszczenia antropogeniczne jest niewielki. Istotne jest również znaczenie kredowego piętra wodonośnego, zwłaszcza w rejonie dużych zespołów miejskich: Bydgoszczy, Malborka, Gniewu, Kwidzyna i Torunia. Wody podziemne zostały rozpoznane tam w węglanowych i porowych utworach kredy górnej oraz w szczelinowo-porowych utworach kredy dolnej. Wody w osadach jury (o użytkowym znaczeniu) występują tylko w rejonie Aleksandrowa Kujawskiego w piaskach i w utworach szczelinowych.

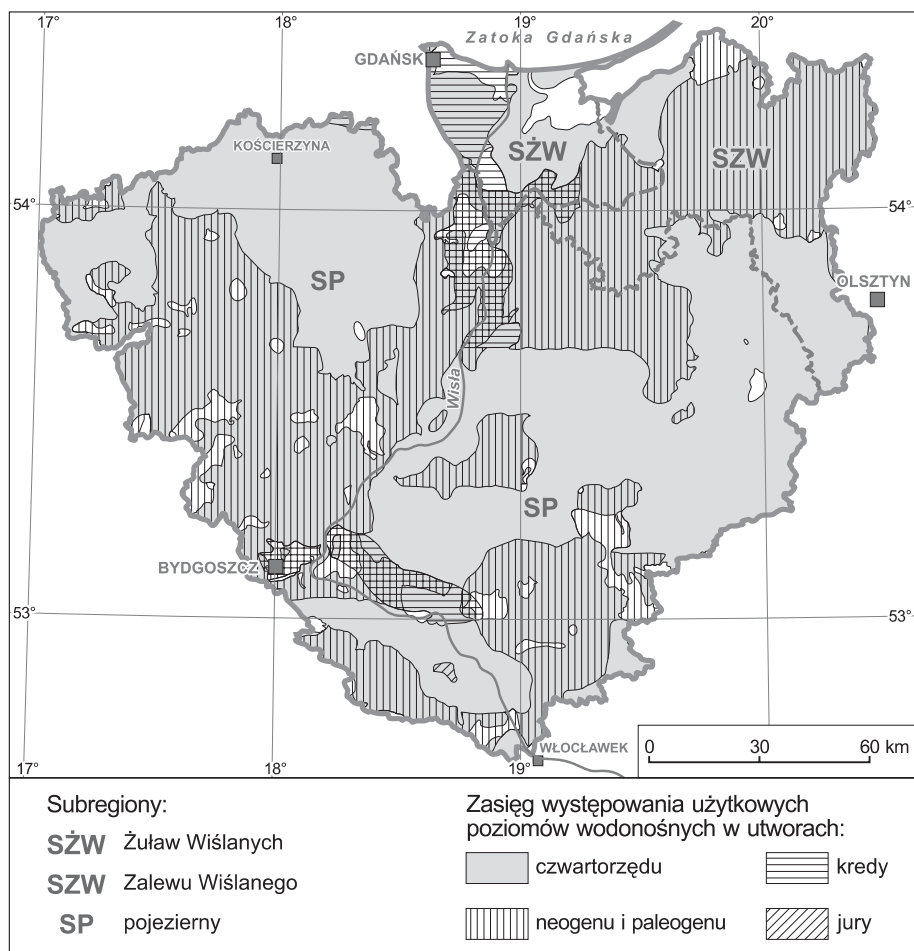


Fig. 7.59. Występowanie użytecznych poziomów wodonośnych w regionie dolnej Wisły (Z. Kordalski, 2005)

Czwartorzędowe piętro wodonośne. Z uwagi na znaczne zróżnicowanie warunków hydrogeologicznych charakterystyka występowania wód podziemnych w osadach plejstocenu i holocenu została przedstawiona oddzielnie dla głównych jednostek morfologicznych regionu.

Na zachód od doliny Wisły w profilu osadów plejstoceńskich występuje kilka poziomów wodonośnych, jednak najczęściej rozpoznane i udokumentowane są trzy poziomy. Najwyższy, w osadach sandrowych, występuje prawie na całym obszarze zlewni Wdy i na znacznej części zlewni Brdy, wyjąwszy obszary wysoczyzn (fig. 7.60). Poziomy międzymorenowe, najczęściej dwa, rozdzielone

są słabo przepuszczalnymi kompleksami glin zwałowych lub zastoiskowymi osadami ilasto-mułkowymi. Rozcięcia erozyjne występujące w rejonach rynien jezior, dolin rzek oraz dolin kopalnych ułatwiają kontakty hydrauliczne między tymi poziomami (m.in. M. Michalska, T. Michalski, 1980; Grdeń, Nikadon, 1998; J. Kachnic, 2004). Wodoprzewodność międzymorenowych poziomów plejstoceńskich jest zróżnicowana, od kilku do ponad 1000 m²/d (np. w rejonie GZWP nr 121 – Czersk i GZWP 132 – Bysszewo). Miąższość poziomów plejstoceńskich średnio wynosi 10–20 m, tylko w przypadku poziomu przypowierzchniowego na ogół 5–15 m. W rejonach rozcięć ero-

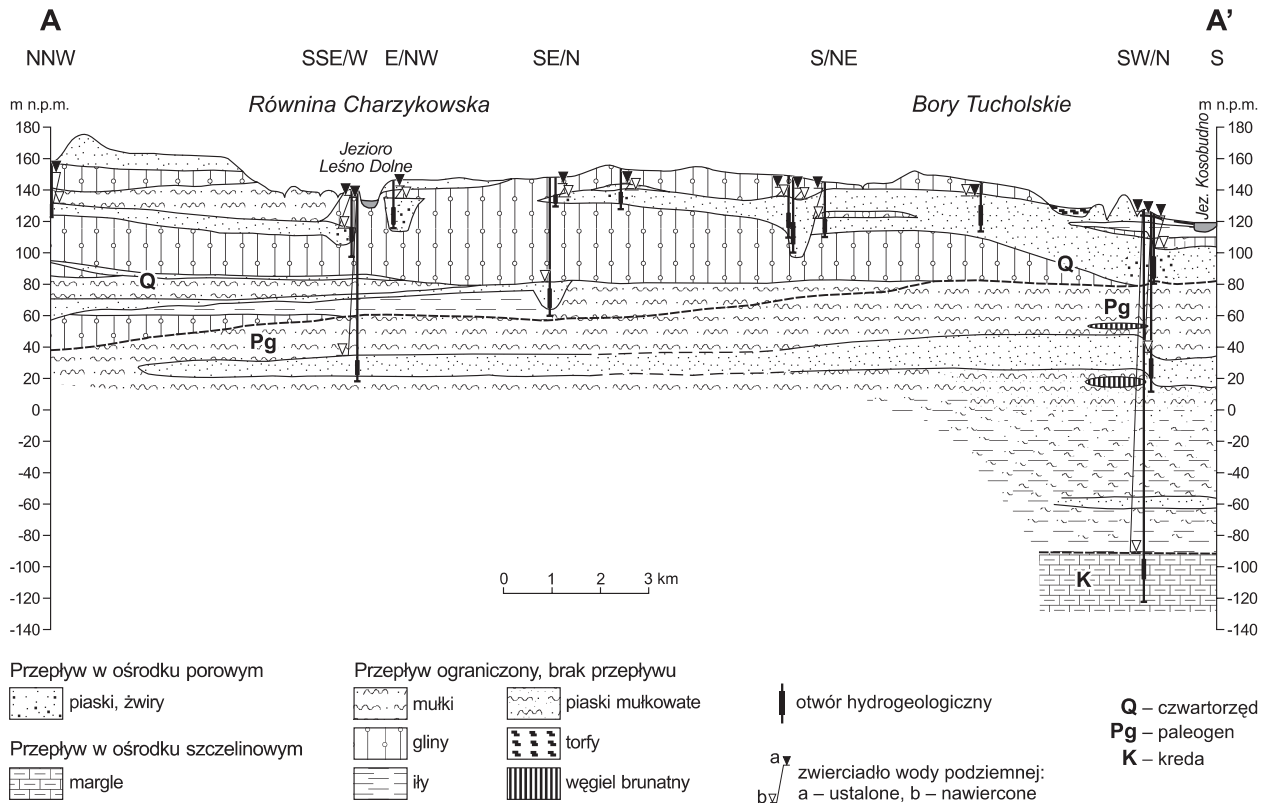


Fig. 7.60. Przekrój hydrogeologiczny A-A' (opracowała E. Prussak); lokalizacja na fig. 7.58

zyjnych, gdzie poziomy wodonośne są połączone, miąższość strefy zawodnionej jest znacznie większa, osiągając nawet 90 m. Wartości wodoprzewodności w obu poziomach wodonośnych są podobne i mieszczą się w zakresie 100–200 m²/d, zaś współczynniki filtracji wynoszą od 0,07 do 290 m/d. Zwierciadło wód poziomów plejstoceńskich nawiązuje do stanów wód powierzchniowych.

Międzymorenowe poziomy wodonośne kontynuują się również w dolinie Wisły (fig. 7.61). Są one miejscami nadbudowane utworami holocenu: piaskami i żwirami rzecznych tarasów zalewowych, tworząc poziom doliny. Miąższość warstwy wodonośnej najczęściej nie przekracza 30 m, a przewodność wynosi od 100 do 300 m²/d. Poziom doliny zasilany jest infiltracją bezpośrednią i dopływem lateralnym z obszaru wysoczyzn. Miejscami przykryty jest on utworami piaszczystymi stożków napływowych.

W miejscach tych stwierdza się wyższe wartości przewodności (do 400 m²/d) i lepszą jakość wody. W północnej części doliny Wisły nie ma on jednak znaczenia użytkowego z uwagi na złą jakość wody. W rejonie Grudziądza stwierdzono wyjątkowo korzystne warunki hydrogeologiczne. Piaski rzeczne tarasów nadzalewowych i stożków napływowych leżą bezpośrednio na osadach piaszczystych interglacjalnego eemskiego i zlodowacenia wisły. Miąższość tego zbiornika wodonośnego przekracza 30 m, wodoprzewodność sięga 1500 m²/d, a wydajność potencjalna studni przekracza 70 m³/h. Podobne warunki hydrogeologiczne stwierdzono również w południowej części doliny Wisły.

We wschodniej części subregionu czwartorzędowe piętro wodonośne jest reprezentowane przez kilka poziomów. Rozprzestrzenienie ich zarówno w pionie, jak

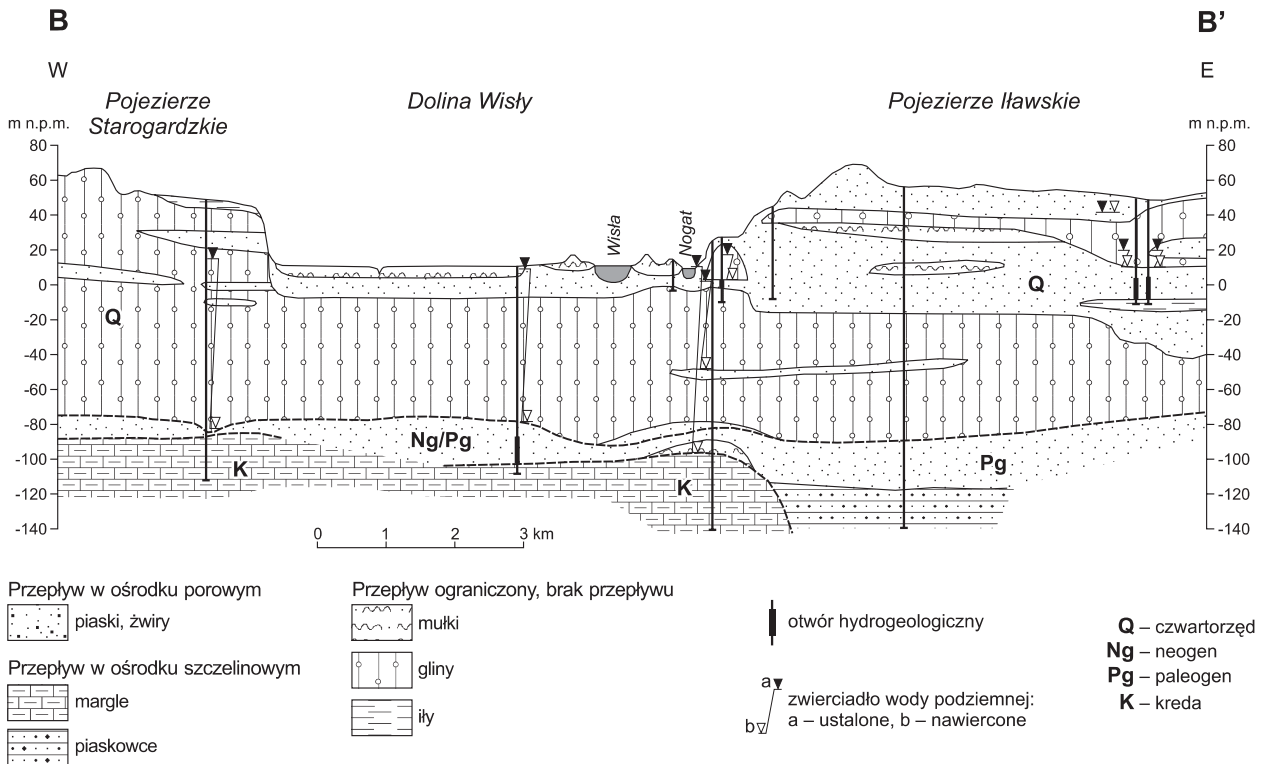


Fig. 7.61. Przekrój hydrogeologiczny B–B' (opracował M. Lidzbarski); lokalizacja na fig. 7.58

i w poziomie jest bardzo zróżnicowane. Pierwszy użytkowy poziom wodonośny występuje w dolinie Drwęcy, Liwy, w dolinach ich dopływów, a także na obszarach równin sandrowych (fig. 7.60, 7.61). Jest on wykształcony w postaci osadów piaszczystych, najczęściej fluwio-glacialnych, holocenijskich piasków i żwirów rzecznych oraz jeziornych. Poziom nie jest izolowany od powierzchni. Zwierciadło wody ma charakter swobodny. Miąższość osadów wodonośnych jest zmienna i nie przekracza na ogół 20 m. Wydajności uzyskiwane z pojedynczych otworów są zróżnicowane, miejscami powyżej 100 m³/h. W dolinach rzek poziom ten często ma bezpośredni kontakt z głównym użytkowym poziomem wodonośnym.

Największe znaczenie użytkowe ma poziom, który tworzą wodonośne osady interglacjału eemskiego oraz pozostające z nimi często w kontakcie hydraulicznym piaszczyste osady zlodowacenia wisły. Poziom ten występuje praktycznie na całym obszarze do głębokości ok.

20–40 m, przy czym spągowe partie osadów wodonośnych (osady eemskie) tworzą stosunkowo ciągłą warstwę, natomiast partie stropowe (osady interstadialne zlodowacenia wisły) nie wykazują ciągłości i są mocno zróżnicowane. Miąższość tego poziomu jest zmienna i waha się w granicach od kilku do kilkudziesięciu metrów w dolinach kopalnych. Zróżnicowanie litologiczne osadów budujących ten poziom powoduje znaczne różnice wydajności pojedynczych otworów studziennych. Średnio wynoszą one 30–70 m³/h. Jednakże są także obszary, gdzie wydajność otworów jest znacznie niższa, od 10 do 30 m³/h, oraz takie, gdzie przekracza znacznie 70 m³/h. Poziom ten na ogół jest dobrze izolowany. Jest ujmowany przez liczne ujęcia komunalne i zakładowe.

Równie duże znaczenie użytkowe ma powszechnie ujmowany poziom wodonośny, który tworzą osady akumulacji rzecznej reprezentowane przez piaski i żwiry rzeczne interglacjału mazowieckiego. Poziom ten występuje

w szerokich dolinach i rozległych depresjach powierzchni podczwartorzędowej. Miąższość osadów wodonośnych jest zmienna i waha się od kilku do kilkudziesięciu metrów. Wydajności otworów zmieniają się w szerokim zakresie od 3 do 155 m³/h. Zwierciadło wody stabilizuje się na rzędnych od 80 do 100 m n.p.m. Poziom ten jest dobrze izolowany od powierzchni.

Najgłębszy poziom wodonośny czwartorzędowego piętra wodonośnego związany jest z serią osadów piaszczysto-żwirowych interglacjału podlaskiego. Wodonośne osady tego poziomu występują w wielkich obniżeniach stropu powierzchni podczwartorzędowej. Są one słabo rozpoznane, gdyż zalegają głęboko (poniżej 160 m) i są rzadko ujmowane. Miąższość poziomu jest zmienna i waha się od ok. 3 do 39 m. Wydajności uzyskiwane z otworów mieszczą się w granicach od 2 do ponad 80 m³/h. Zwierciadło wody stabilizuje się na rzędnych od 80 do 155 m n.p.m.

Neogeńskie i paleogeńskie piętra wodonośne. Wody w osadach pliocenu zostały rozpoznane tylko lokalnie na obszarze Pojezierza Brodnickiego i Pojezierza Dobrzyńskiego. Występują one w piaskach drobnoziarnistych zanieczyszczonych pyłem węgla brunatnego. Warstwy wodonośne o niewielkiej miąższości są eksploatowane przez kilka ujęć lokalnych. Zwierciadło wody stabilizuje się na rzędnych od 70 do 116 m n.p.m. Wydajności uzyskiwane z otworów są niewielkie i na ogół nie przekraczają kilkunastu m³/h, przy depresjach ok. 35 m.

Mioceński poziom wodonośny występuje na większej części subregionu (M. Lidzbarski, Z. Kordalski, 2003). Miąższość warstwy wodonośnej najczęściej wynosi od kilkunastu do 35 m, a wodoprzewodność 20 do 1000 m²/d, jednak najczęściej nie przekracza 100 m²/d. Współczynnik filtracji przyjmuje wartości typowe dla piasków drobnoziarnistych lub pylastych, tj. od 0,12 do 65 m/d. Uzyskane wydajności na ogół są niewielkie i nie przekraczają 30 m³/h. W rejonie doliny Wisły miejscami poziom mioceński łączy się z poziomem dolinnym.

W rejonach pogrzebanych rynien wodonośne osady miocenu kontaktują się z poziomami plejstocenu. W miejscach tych miąższości czwartorzędowo-mioceniejskiego poziomu wodonośnego są znacznie większe i przekraczają 40 m.

Wody w osadach paleogenu zostały stwierdzone tylko lokalnie, np. w rejonie Tczewa, na obszarze Pojezierza Starogardzkiego oraz w rejonie Rypina i Iławy (fig. 7.62). Warstwę wodonośną stanowią utwory paleocenu, eocenu i oligocenu. Miejscami kontaktują się z utworami plejstocenu (rejon Tczewa). Miąższość utworów wodonośnych najczęściej wynosi 10–20 m, maksymalne 97 m (Iława). Współczynnik filtracji zawiera się w szerokim przedziale od kilku do 85 m/d, natomiast średnia przewodność wynosi 200 m²/d. Największe wydajności stwierdzono w Tczewie i Iławie – ponad 100 m³/h.

Kredowe piętro wodonośne. W osadach kredowych występują dwa poziomy wodonośne: w piaskach kredy dolnej oraz w osadach węglanowych kredy górnej. Wody w osadach kredy dolnej najlepiej zostały rozpoznane w rejonie Bydgoszczy. Występują tu one w piaskach średnio- i drobnoziarnistych, czasem mułkowych, oraz w piaskowcach o łącznej miąższości przekraczającej 100 m. W obrębie tego poziomu wyróżnia się dwie warstwy wodonośne: dolną, związaną z osadami walanżynu, i górną w osadach barremu–albu (fig. 7.63). Warstwa dolna ujmowana jest powszechnie w ujęciu Las Gdański, natomiast górna – w dzielnicy Bydgoszczy Fordonie (stąd często nazywana jest kredą fordońską). Wodoprzewodność poziomów kredy dolnej w rejonie Bydgoszczy wynosi od ponad 100 do 2000 m²/d, a współczynnik filtracji od 1,7 do 31 m/d. Dopuszczalne wydajności eksploatacyjne poszczególnych studni zawierają się w przedziale 100–250 m³/h.

Poziom dolnokredowy prowadzi wody naporowe, o ciśnieniu znacznie zmienionym na skutek eksploatacji ujęć. Zasilanie poziomu zachodzi poprzez przesączenie wód z nadległych poziomów kenozoicznych. W rejonie doliny Wisły i ujęcia Las Gdański zaznacza się również niewielki dopływ wód głębinowych zmineralizowanych (podwyższona zawartość chlorków i siarczanów).

Wody kredy górnej zostały rozpoznane w północnej części regionu oraz w rejonie Bydgoszczy i Torunia. W zachodniej części Pojezierza Starogardzkiego i w północnym odcinku doliny Wisły (rejon Kwidzyna) strefa szczelin wynosi kilkadziesiąt metrów, średnia wodoprzewodność 170 m²/d, a wydajność potencjalna 10–70 m³/h.

Warunki hydrogeologiczne piętra kredowego dobrze rozpoznane są również w Toruniu, gdzie prawie 40 otwo-

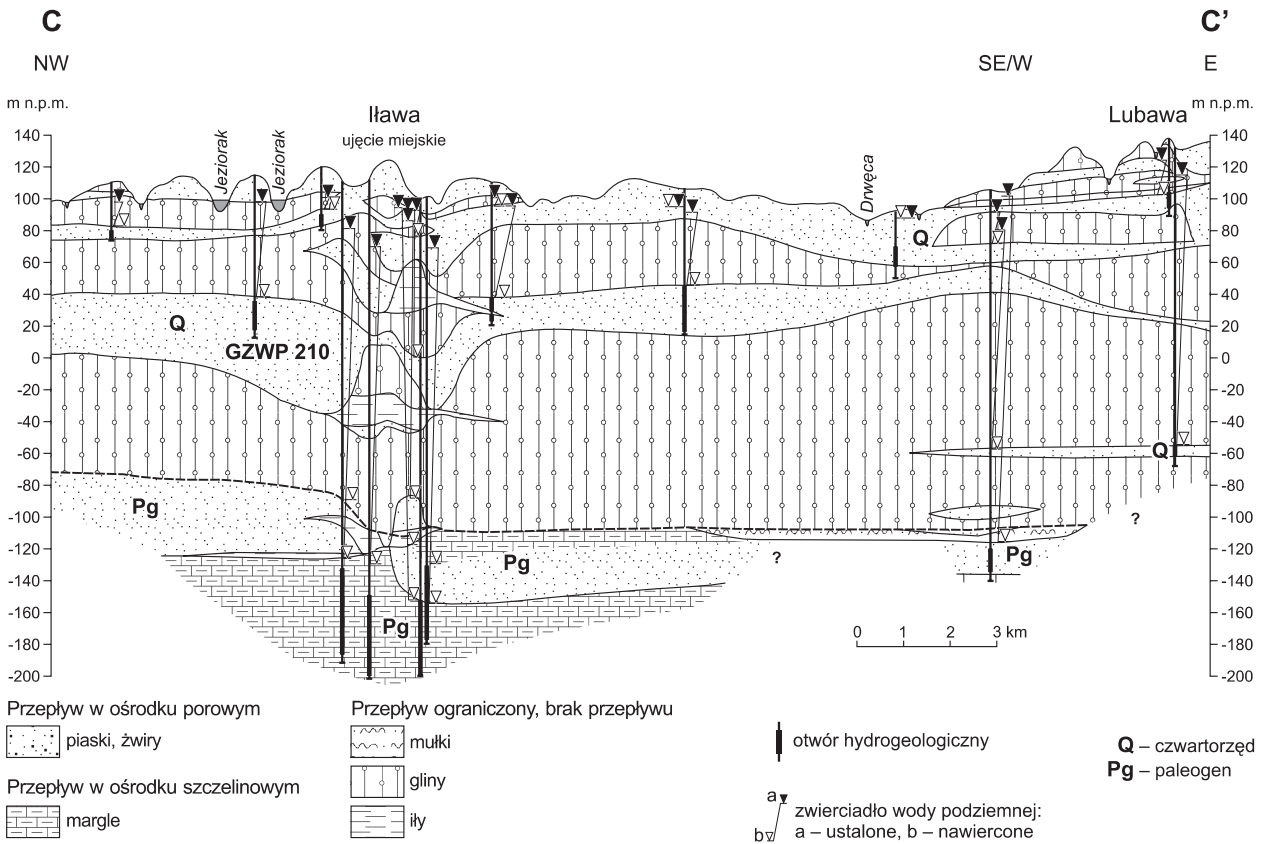


Fig. 7.62. Przekrój hydrogeologiczny C-C' (opracował M. Lidzbarski); lokalizacja na fig. 7.58

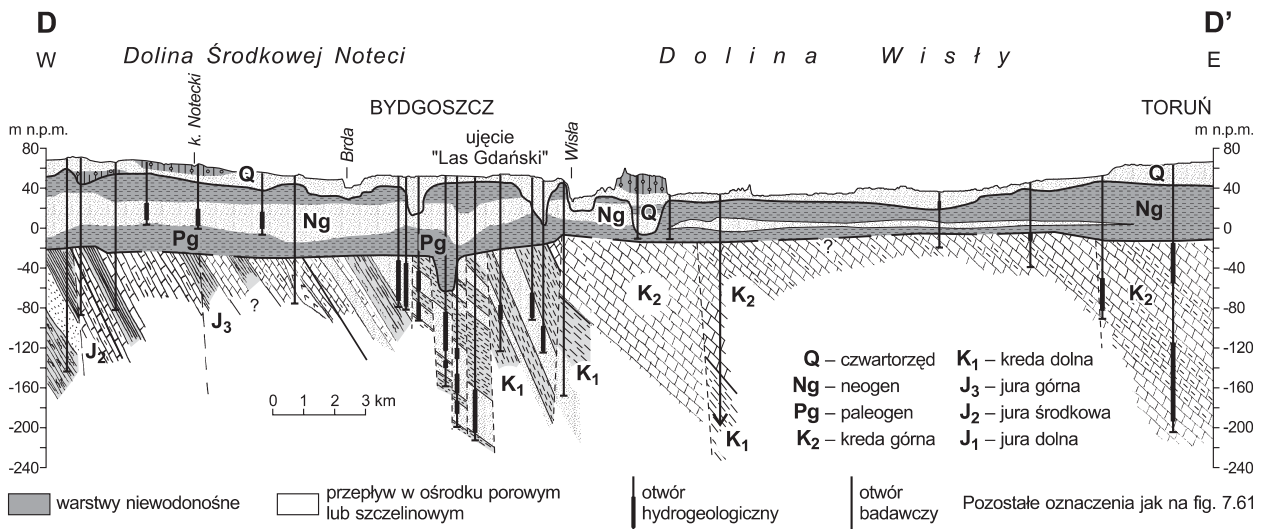


Fig. 7.63. Przekrój hydrogeologiczny D-D' (opracował M. Kachnic); lokalizacja na fig. 7.58

rów ujmuje wapień, margle i wapień margliste o miąższości od ok. 20 do 64 m (fig. 7.64). Występowanie wód podziemnych związane jest z obecnością szczelin, spękań i pustek krasowych. Najstarszymi osadami prowadzącymi wody szczelinowe są margle turonu górnego, koniak i mastrycht dolnego, które zostały nawiercone tu na głębokości od 230 do 300 m, natomiast wody krasowe najczęściej występują w stropie kredy w osadach mastrychtu górnego. Formy krasowe są wypełnione drobnoziarnistymi piaskami neogenu. Uzyskiwane wydajności są bardzo zróżnicowane i wahają się od kilku do 121 m³/h, przy depresji do 43 m. Współczynniki filtracji są niskie i wahają się od 0,06 do 1,6 m/d. Przewodnictwo wodne jest małe, bardzo zróżnicowane i uzależnione jest od wykształcenia litologicznego ośrodka, gęstości szczelin i ich wypełnienia oraz stopnia skrasowienia masywu skalnego (H. Pomianowska, 1998). Średnia miąższość ujętej strefy szczelin nie przekracza 50 m, lokalnie natomiast docho-

dzi do 167 m. Zwierciadło wody stabilizuje się na rzędnych od 45,2 do 62,7 m n.p.m.

W pozostałej części regionu wody piętra kredowego zostały rozpoznane lokalnie. W Rypinie ujęto do eksploatacji margle i wapień o miąższości dochodzącej do 44 m. Zwierciadło wody stabilizuje się na rzędnej od 87 do 95 m n.p.m. Wydajności studzien wahają się od 40 do 160 m³/h, przy depresji 9–14 m. W Iławie ujęto do eksploatacji wapień margliste i margle piaszczyste, opoki i gezy o miąższości od 45 do 64 m. Z otworów uzyskano wydajności 150–168 m³/h, przy depresji 11–19 m. W rejonie Malborka strefa szczelin przekracza 100 m, średnio wynosi ok. 70 m. Przewodność tego kompleksu osiąga zwykle od 200 do 500 m²/d. Wydajność potencjalna pojedynczej studni jest bardzo zróżnicowana, od 30 do 200 m³/h. Jakość wody określono jako średnią, pomimo występowania w wodzie stężeń fluorków powyżej 1,5 mg/dm³.

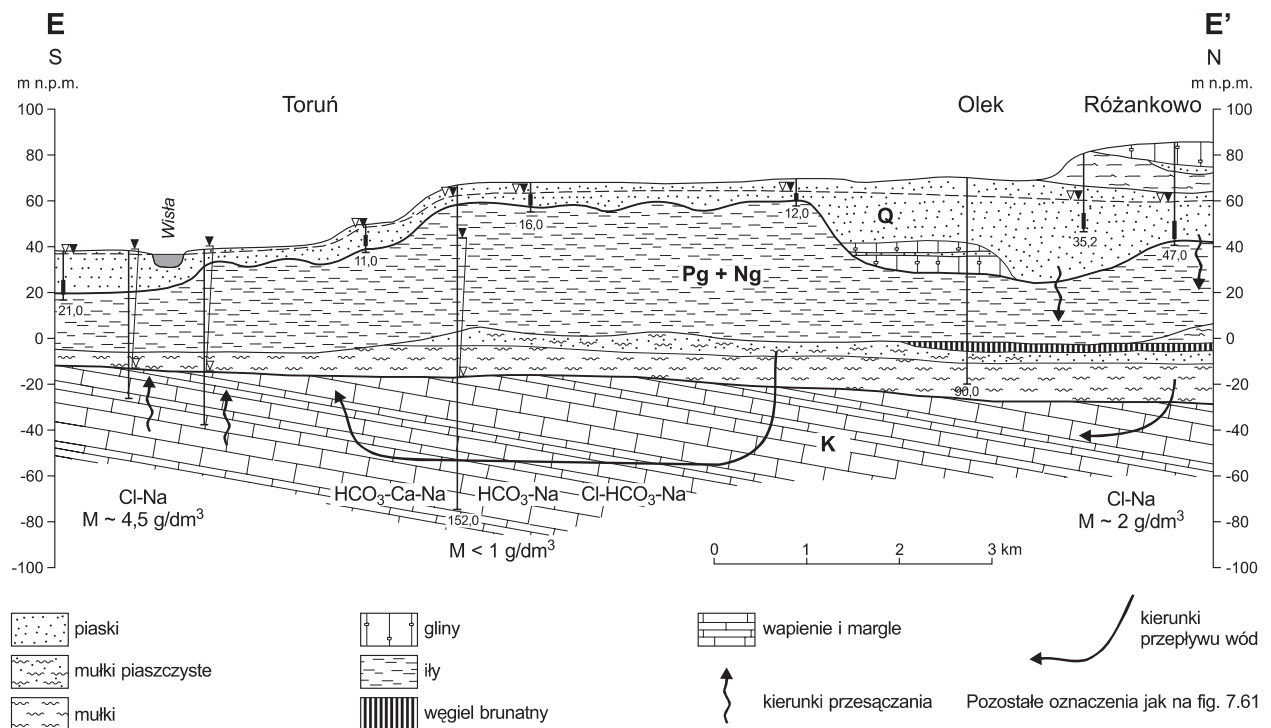


Fig. 7.64. Schematyczny przekrój hydrogeologiczny rejonu Torunia E-E' (opracowała H. Pomianowska); lokalizacja na fig. 7.58

Dynamika i system krążenia wód podziemnych

W czwartorzędowym piętrze wodonośnym zwierciadło wody występuje pod ciśnieniem subartezyjskim lub zachowuje charakter swobodny. Najwyżej stabilizuje się na Pojezierzu Kaszubskim (160–165 m n.p.m.) i Pojezierzu Iławskim (150–165 m n.p.m.). Obniża się w kierunku Żuław Wiślanych, doliny Wisły i Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, które stanowią główne bazy drenażu. Wyraźnie zaznacza się drenująca rola dopływów Wisły, które silnie oddziałują na powierzchnię piezometryczną płytkich poziomów wodonośnych (M. Lidzbarski, 1998). W dolinie Wisły zwierciadło wód w czwartorzędowych poziomach wodonośnych stabilizuje na rzędnych od 30–40 m n.p.m. w południowej części regionu do ok. 10–15 m n.p.m. w sąsiedztwie Żuław Wiślanych. Kształt powierzchni piezometrycznej wód podziemnych występujących w mioceńskim poziomie wodonośnym jest zbliżony do płytszych poziomów wodonośnych. Zaznacza się również duże podobieństwo kierunków przepływu wód. Istotne różnice dają się zauważyć w hydrodynamice poziomów wodonośnych paleogenu i kredy. Subartezyjskie zwierciadło wody na obszarach pojezierzy stabilizuje się o 10–30 m niżej niż w poziomach czwartorzędowych. Natomiast w dolinie Wisły, w warunkach niezaburzonych eksploatacją, zwierciadło wody z utworów kredy i oligocenu stabilizowało się nad powierzchnią terenu.

W wyniku wieloletniej eksploatacji wód podziemnych w rejonach dużych ujęć komunalnych i przemysłowych zwierciadło wody ulegało znacznemu obniżeniu, co w efekcie skutkowało powstaniem rozległych lejów depresyjnych. Największy z nich został rozpoznany w rejonie Bydgoszczy, gdzie intensywna eksploatacja wód piętra kredowego w latach 80. i 90. spowodowała silne zaburzenie naturalnego układu hydrodynamicznego i wytworzenie leja depresji o głębokości ok. 25 m, sięgającego stref zasilania (A. Szelewicka, 2005). Leje depresyjne o mniejszym zasięgu występują również w rejonie ujęć komunalnych Torunia, Grudziądza, Tczewa i Malborka. Należy jednak dodać, że od 1990 r. następuje wypełnianie się lejów depresji. Jest to efekt znacznego ograniczenia poboru wód podziemnych. W wielu miejscach nastąpił

powrót zwierciadła wód podziemnych do stanu zbliżonego do pierwotnego.

Kenozoiczne i kredowe poziomy wodonośne są powiązane w spójnym systemie krążenia wód podziemnych (B. Kozerski, 2001). Główne kierunki przepływu wód są zbieżne w poziomach wodonośnych neogenu, paleogenu i kredy. Tylko w piętrze czwartorzędowym wyraźnie zaznaczają się lokalne kierunki przepływu wód podziemnych związane z układem sieci rzecznej. Główne obszary zasilania obejmują w części zachodniej regionu znaczne połacie Pojezierza Kaszubskiego, Borów Tucholskich i Równiny Charzykowskiej, a w części wschodniej Pojezierze Iławskie i Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie (H. Pomianowska 2000; M. Lidzbarski i in., 2005) (fig. 7.65). Na obszarach tych formowane są zasadnicze strumienie przepływu wód wszystkich poziomów wodonośnych. Wody czwartorzędowych poziomów wodonośnych są intensywnie zasilane, osiągając miejscami 200 mm/a. Dalsza infiltracja do struktur wodonośnych paleogenu i kredy jest jednak znacznie ograniczona i najczęściej nie przekracza 50 mm/a. Badania wykazały, że strefa obiegu wód podziemnych w paleogeńskich i kredowych poziomach wodonośnych nie jest całkowicie zgodna z obszarem zlewni powierzchniowych (A. Sadurski, 1989; M. Lidzbarski, Z. Kordalski, 2003). Obszar alimentacji tych poziomów miejscami znacznie wykracza poza granice zlewni topograficznych. Dotyczy to zwłaszcza centralnej części pojezierzy Kaszubskiego i Iławskiego. Znaczący jest przepływ wód podziemnych ze zlewni Drwęcy ku Żuławom Wiślany. Strefa tranzytu wód najwyraźniej występuje wzdłuż doliny Wisły i w strefie krawędziowej okalającej Żuławę Wiślanę. Cechują ją znaczne spadki zwierciadła wód podziemnych. Miejscami warunki hydrogeologiczne są bardzo skomplikowane i przepływy poziome zachodzą drogą przesączania przez utwory słabo i półprzepuszczalne. Jak wynika z badań modelowych, natężenie strumienia lateralnego odpływającego ku Żuławom Wiślany przekracza 8500 m³/h (M. Kreczko i in., 2000). Strefy drenażu wód przede wszystkim są związane z obszarem Żuław Wiślanych, doliną Wisły i dolinami innych większych rzek oraz z Pradolina Toruńsko-Eberswaldzką. Dominują tu przepływy pionowe skierowane ku powierzchni. Intensywność przepływu wód jest największa

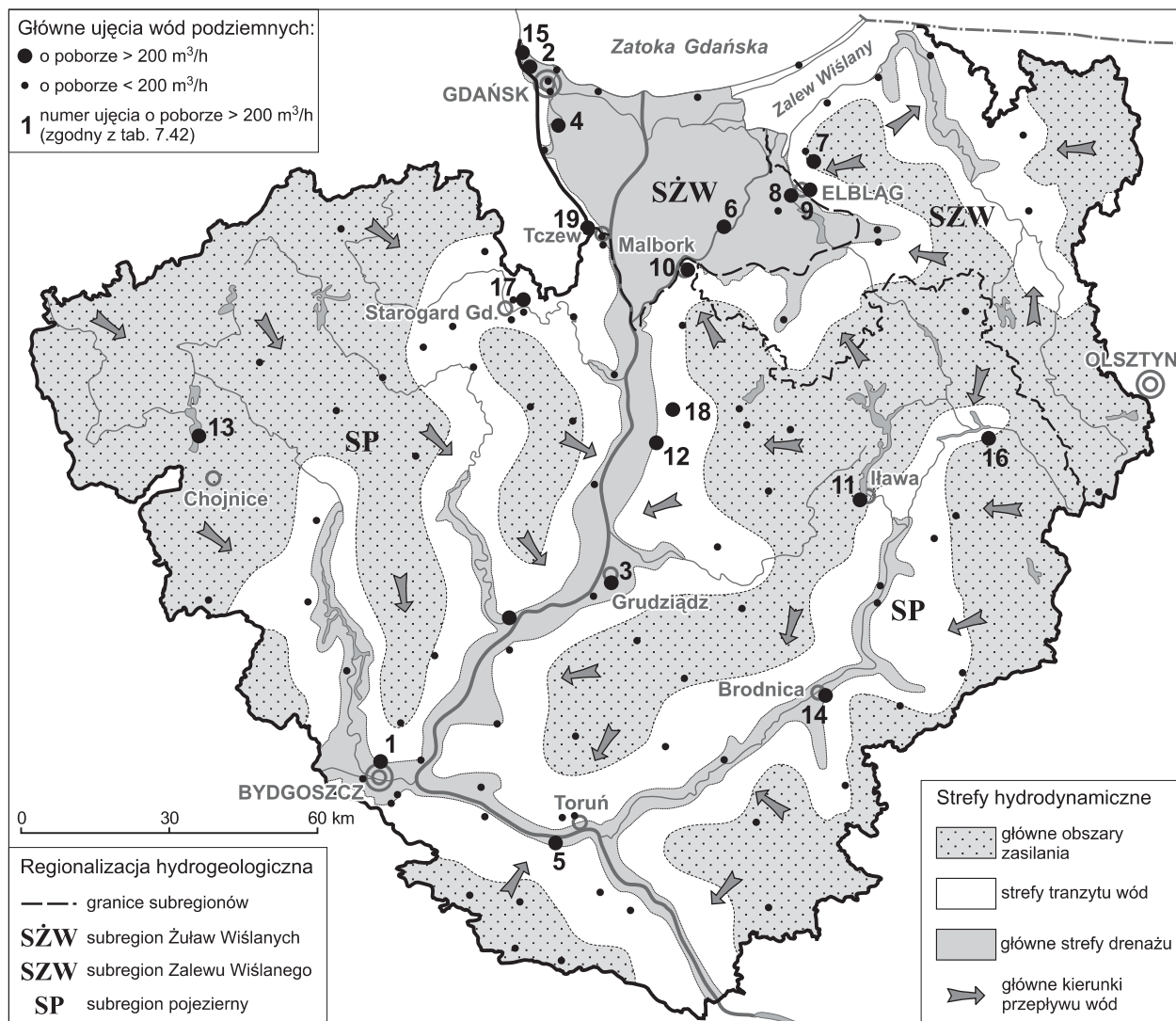


Fig. 7.65. System krążenia wód podziemnych w regionie dolnej Wisły (opracował M. Lidzbarski)

w miejscach bezpośrednich kontaktów hydraulicznych głębszych poziomów wodonośnych z wodami czwartorzędu. Miejscami naturalny kierunek drenażu wód jest odwrócony na skutek zmienionych warunków hydrodynamicznych wywołanych wieloletnią eksploatacją wód podziemnych. Dotyczy to niektórych ujęć komunalnych zlokalizowanych w dolinie Wisły, np. w rejonie Bydgoszczy.

W obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego oraz związanego z nim poziomu miocenijskiego dominują przepływy lokalne. „Wiek” tych wód na ogół wynosi od kilku do kilkadziesiąt lat, chociaż miejscami może sięgać kilkuset lat. Wody lokalnego obiegu zasilane są przede wszystkim infiltracją bezpośrednią oraz wodami płytkich poziomów wodonośnych. Lokalnie są one wspomagane infiltrującymi wodami z rzek i jezior. Bazę drenażu tych

wód stanowi system wód powierzchniowych. Przepływ pośredni związany jest z wodonośnymi utworami paleogenu, najczęściej oligocenu. Wody te zasilane są pośrednio z czwartorzędowego piętra wodonośnego głównie na obszarach pojeziernych. Drenowane są przez płytsze poziomy wodonośne na obszarze Żuław Wiślanych, doliny Wisły i Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Wyniki badań izotopowych wskazują, że „wiek” wód poziomu oligoceńskiego sięga kilku tysięcy lat. Najgłębszy jest przepływ regionalny obejmujący wody kredowego piętra wodonośnego. Cechują go najdłuższe drogi krążenia. Wody te zasilane są przede wszystkim na obszarze Pojezierza Kaszubskiego, Równiny Charzykowskiej i Pojezierza Chełmińskiego-Dobrzyńskiego. W strefie przykrawędziowej Żuław oraz w dolinie Wisły następuje drenaż poprzez płytsze poziomy wodonośne. „Wiek” tych wód osiąga kilka tysięcy lat (A. Sadurski, 1989).

Chemizm i jakość wód podziemnych

Skład chemiczny wód podziemnych występujących w utworach plejstocenu, neogenu i paleogenu jest zbliżony. Są to wody zwykłe, charakterystyczne dla młodoglacjalnych rejonów pojeziernych Polski północnej, najczęściej typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, słabo zmineralizowane (sucha pozostałość najczęściej nie przekracza 500 mg/dm^3) (tab. 7.38).

Na obszarach wysoczyzn jony chlorkowe występują na ogół w stężeniach od 2 do 30 mg/dm^3 . Tylko lokalnie wartości te są nieco wyższe, co można wiązać z oddziaływaniami antropogenicznymi. Stopień obciążenia związkami azotowymi jest różny. Zawartość amoniaku na całym obszarze wynosi na ogół od 0 do 2 mg/dm^3 , przy czym zawartość powyżej $1,5 \text{ mg/dm}^3$ stwierdza się najczęściej we wschodniej części regionu. Również koncentracja

Tabela 7.38

Orientacyjny zakres tła hydrochemicznego wybranych obszarów regionu dolnej Wisły
(opracowano na podstawie Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000)

	Obszary zasilania			Obszary drenażu					
	Pojezierze Południowo-pomorskie	Pojezierze Iławskie		Dolina Dolnej Wisły (część północna)		rejon Bydgoszczy (bez strefy wód zanieczyszczonych i zasolonych)			
Poziomy wodonośne	Q + Ng	Q	Ng + Pg	Q + Ng	K	Q	Ng	K	
Barwa $[\text{mgPt/dm}^3]$	2–20	5–40	13–30	10–40	2–15				
Zasad. ogólna	$[\text{mval/dm}^3]$	3–8	3–8	6,8–8,1	4–7,1	1–10	2–10	4–10	
Tward. ogólna		2–7	4–8	3–6	5–10	2–4			
Sucha pozostałość	$[\text{mg/dm}^3]$	190–400	310–500	380–630	200–900	550–920	200–600	150–520	600–800
Cl^-		3–25	5–45	24–88	10–63	46–140	2–50	2–20	6–60
N-NO_3		0,01–1	< 0,08	< 0,1	0,1–50	0,1–0,4	< 1	< 0,2	< 0,1
N-NH_4		< 0,4	0,05–0,6	0,01–1	0,01–1,8	0,1–1	< 0,2	< 0,4	0,2–0,7
Fe		0,01–2	0,05–5	0,1–0,7	0,3–6	0,1–0,6	0,01–2	0,01–2	0,1–1
Mn		0,02–0,15	0,05–0,4	< 0,05	0,01–1,3	0,01–0,04	0,01–0,04	0,01–0,3	0,1–0,2
SO_4		1–40	–	< 5	30–180	1–55	1–150	1–50	1–150

azotanów najczęściej nie przekracza 1–2 mg/dm³. Wartości większe (>10 mg/dm³) stwierdza się lokalnie, np. wokół gospodarstw rolnych. Obszary te z reguły nie są większe niż kilka lub kilkanaście hektarów. Stężenie siarczanów jest zmienne i zwykle nie przekracza 70 mg/dm³. Zróżnicowane są również zawartości związków żelaza i manganu. Koncentracja jonów żelaza zmienia się od 0,01 do 10,0 mg/dm³, na większości omawianego terenu nie przekracza jednak 2,0 mg/dm³ (na Pojezierzu Iławskim do 5,0 mg/dm³).

Strefy wód bardzo dobrej jakości, które bez uzdatniania spełniają warunki stawiane wodom pitnym i na potrzeby gospodarstw domowych (zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Zdrowia z dnia 4.09.2000 r.), występują na ograniczonych obszarach. Największe z nich obejmują najmniej zagospodarowane części pojezierzy Kaszubskiego i Starogardzkiego. Zachodnią część subregionu pojeziernego cechują wody dobrej jakości, wymagające prostego uzdatniania, w których ilości żelaza i manganu zawarte są w granicach: Fe 0,2–2,0 mg/dm³ i Mn 0,05–0,1 mg/dm³, a koncentracja pozostałych wskaźników nie przekracza zawartości dopuszczalnych. Wody gorszej jakości (Fe >5,0 mg/dm³, Mn >0,5 mg/dm³) występują na Pojezierzu Iławskim oraz w północnej części doliny Wisły.

Skład chemiczny wód podziemnych kredowego piętra wodonośnego różni się przede wszystkim zawartością wapnia, sodu i chlorków. Na obszarze pojezierzy Kaszubskiego, Starogardzkiego i Iławskiego oraz w rejonie Bydgoszczy jest on najbardziej zbliżony do składu chemicznego wód płytszych pięter wodonośnych. Są to wody zwykle typu HCO₃–Ca lub HCO₃–Na, niskozmineralizowane, o suchej pozostałości nieprzekraczającej 500 mg/dm³. Jony chlorkowe występują najczęściej w stężeniach od 6 do 40 mg/dm³. Skład chemiczny zmienia się w kierunku Żuław i doliny Wisły – wzrasta mineralizacja i koncentracja chlorków, osiągając maksymalne zawartości na południe od Bydgoszczy. Innymi charakterystycznymi wskaźnikami hydrogeochemicznymi są stężenia fluorków. Największe anomalie tego pierwiastka stwierdzono w rejonie Tczewa (do 5 mg/dm³) oraz w rejonie Malborka.

Podsumowując, można stwierdzić, że najczęściej dopuszczalne zawartości przekraczają związki żelaza i manganu i wody te wymagają uzdatniania. Związki te są naturalnym składnikiem wód podziemnych i nie stanowią zanieczyszczeń antropogenicznych. Geogeniczne (najczęściej) jest również pochodzenie chlorków i podwyższonej mineralizacji, które miejscami przekraczają dopuszczalne zawartości. Dotyczy to zwłaszcza głębszych pięter wodonośnych w południowej części regionu. Lokalnie w wodach podziemnych stwierdza się obecność zanieczyszczeń pochodzenia antropogenicznego. Świadczą o tym podwyższone stężenia związków azotów, podwyższone: utleniałość, mineralizacja, barwa, twardość ogólna oraz zawartości jonów niektórych metali. Największym obszarem, gdzie w wodach podziemnych stwierdzono wysokie koncentracje związków pochodzenia antropogenicznego, są Zakłady Chemiczne ZACHEM w Bydgoszczy. Na obszarze ok. 20 km² stężenia substancji organicznych wielokrotnie przekraczają wartości dopuszczalne. Od połowy lat 90. w wyniku podjętych działań zakres i koncentracja zanieczyszczeń uległy nieznacznej redukcji. Znaczne zanieczyszczenia antropogeniczne wód podziemnych, zwłaszcza pierwszego poziomu wodonośnego, stwierdzono również w otoczeniu innych zakładów przemysłowych, np. w Świeciu.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

Na obszarze subregionu zostało wyodrębnionych 14 głównych zbiorników wód podziemnych (fig. 7.66). Większość z nich nie ma jeszcze wyznaczonych obszarów ochronnych i nie posiada dokładnego rozpoznania hydrogeologicznego. Największym z nich jest GZWP nr 210 – Zbiornik Iława, usytuowany w międzymorenowych strukturach wodonośnych Pojezierza Iławskiego. Jego powierzchnia wynosi 1159 km², a zasoby dyspozycyjne zostały oszacowane w wysokości 4000 m³/h. Strefą ochronną proponuje się objąć znaczną część zbiornika (ok. 876 km²). Ważne są również zbiorniki nr 116, 121, 128 i 132, udokumentowane w zachodniej części subregionu w międzymorenowych strukturach wodonośnych plejstocenu (tab. 7.39).

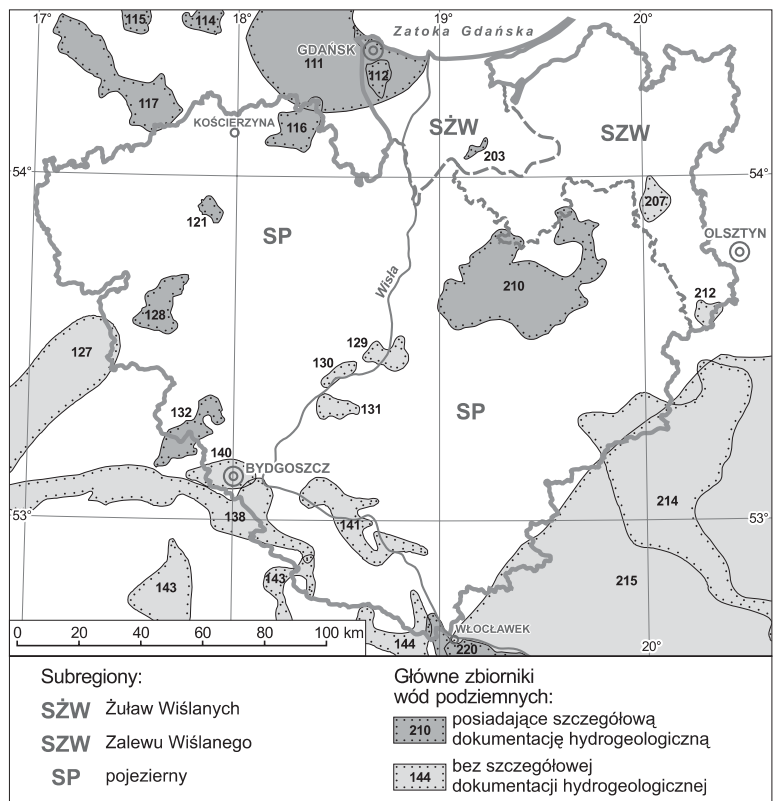


Fig. 7.66. Główne zbiorniki wód podziemnych wydzielone w regionie dolnej Wisły (A.S. Kleczkowski red., 1990; Z. Kordalski, 2005)

Tabela 7.39

Podstawowe dane hydrogeologiczne wybranych GZWP (M. Lidzbarski, 2001)

Numer i nazwa GZWP	Powierzchnia zbiornika [km ²]	Typ zbiornika	Izolacja	Szacunkowe zasoby dyspozycyjne*	
				[m ³ /d]	[m ³ /h·km ²]
116 – Gołębiewo	170	Q _m	częściowa, całkowita	25 000	147,0
121 – Czersk	39	Q _m	częściowa	8000	205,1
128 – Ogorzeliny	180	Q _m	częściowa	33 000	183,3
132 – Byszewo	204	Q _m	częściowa, całkowita	52 000	254,9
210 – Hawa	1159	Q _m	częściowa, brak	96 000	82,8

Q_m – czwartorzędowy zbiornik międzymorenowy

* – wielkość zasobów oszacowana na podstawie dokumentacji hydrogeologicznych

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

Dla potrzeb gospodarowania wodami podziemnymi oraz w celu monitorowania ich stanu zostały wyodrębnione jednolite części wód podziemnych (JCWPd). JCWPd nr 40, 30, 37 i 32 obejmują zlewnie największych rzek w regionie (fig. 7.67). Obszar związany z Parkiem Narodowym Borów Tucholskich obejmuje JCWPd nr 29, natomiast w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej wyróżniono dwa JCWPd nr 31 i 44. Możliwość wystąpienia zagrożeń pochodzenia rolniczego występuje w granicach JCWPd nr 38 i 39. Stan wód podziemnych w wydzielonych jednolitych częściach wód podziemnych jest dobry.

Podstawowe parametry JCWPd przedstawiono w tabeli 7.40.

Fig. 7.67. Jednolite części wód podziemnych wydzielone w regionie dolnej Wisły

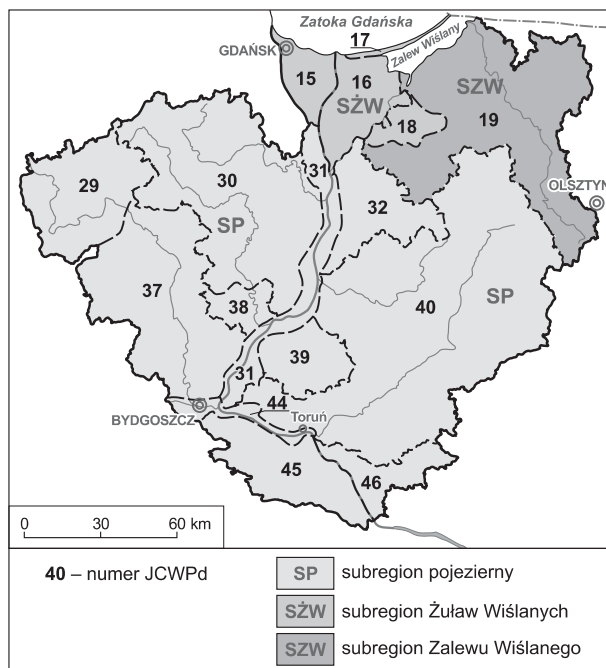


Tabela 7.40

Charakterystyka hydrogeologiczna jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) wydzielonych w subregionie pojeziernym (M. Lidzbarski i in., 2005)

Numer i nazwa JCWPd	Pow. [km ²]	Charakterystyka hydrogeologiczna głównych poziomów wodonośnych					Uwagi
		wiek	rodzaj ośrodka skalnego	miąższość [m]	współczynnik filtracji [m/d]	izolacja*	
1	2	3	4	5	6	7	8
29 – Równina Charzykowska	1687	Q	P	10–40	3–25	3a	
		Ng	P	10–20	3–25	1a	
30 – Zlewnia Wierzycy i Wdy	3943	Q	P	20–40	4–20	2a	
		Ng/Pg	P	10–40	3–25	1a	
		K	SZ	20–40	3–8	1a	
31 – Dolina Dolnej Wisły	1034	Q	P	10–30	4–22	3a	kredowe piętro wodonośne występuje lokalnie
		Ng/Pg	P	10–40	3–8	1a	
		K	SZ	>40	1–3	1a	
32 – Zlewnia Liwy (Nogatu)	1102	Q	P	10–40	3–9	2a	
		Ng/Pg	P	10–30	3–22	1a	
		K	SZ	>40	3–8	1a	

Tabela 7.40 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
37 – Zlewnia Brdy	2949	Q	P	20–40	8–26	2a	
		Ng/Pg	P	10–40	2–8	1a	
		K	P	>40	3–25	1a	
38 – Zlewnia Brdy – rejon Świecia	395	Q	P	10–20	2–9	2a	
		Ng/Pg	P	10–20	3–8	1a	
39 – Rejon Chełmna	795	Q	P	10–20	8–25	2a	
		Ng	P	10–20	5–55	1a	
40 – Zlewnia Osy i Drwęcý	7540	Q	SZ	20–40	8–25	2a	
		Ng/Pg	P	10–30	3–25	1a	
		K	P	20–40	2–8	1a	
44 – Rejon Torunia i Bydgoszczy	306	Q	P	20–40	8–25	2a	Pradolina Toruńsko– Eberswaldzka
		Ng/Pg	P	20–40	3–25	1a	
		K	P	>40	3–25	1a	
45 – Zlewnia Tążyny i Zielonej Strugi	1376	Q	P, SZ	20–40	9–25	3a (2a)	jurajskie piętro wodonosne wy- stępuje lokalnie
		Ng/Pg	P	20–40	3–25	2a	
		J	P	>40	3–8	1a	
46 – Zlewnia rzeki Mień	635	Q	P	20–40	8–25	2a	
		Ng/Pg	P	20–40	3–25	1a	

Rodzaj ośrodka skalnego: P – porowy, SZ – szczelinowy

* izolacja: 1a – korzystna (ciągły nadkład wód podziemnych ze spoistych warstw o rozległym rozprzestrzenieniu i miąższości >10m)

1b – korzystna (zwierciadło hydraulicznie napięte, warunki artezyjskie)

2a – średnia (ciągły nadkład wód podziemnych ze spoistych warstw, jednak ze zmienną miąższością)

3a – niekorzystna (nadkład wód podziemnych ze spoistych warstw o miąższości <10 m)

Zagrożenia wód podziemnych

Naturalna odporność wód podziemnych występujących w subregionie pojeziernym jest uwarunkowana stopniem izolacji od powierzchni i systemem krążenia wód. Najbardziej narażone są wody poziomów sandrowych, pradolinnych poziomów wodonosnych oraz płytko występujących warstw międzymorenowych. Wody głębszych poziomów międzymorenowych oraz pięter: neogeńskiego, paleogeńskiego i kredowego są na ogół całkowicie izolowane od wpływów z powierzchni. Drugim czynnikiem decydującym o stopniu zagrożenia wód podziemnych są rzeczywiste i potencjalne ogniska zanieczysz-

czeń. W subregionie zagrożenia o charakterze antropogenicznym występują lokalnie i są związane z obszarami miejsko-przemysłowymi Bydgoszczy i innych miast. Zagrożenie stwarza również możliwość ascenzji słonych wód z głębokiego podłoża, zwłaszcza w południowej części subregionu. Wynikiem naturalnej odporności poziomów wodonosnych oraz występujących ognisk zanieczyszczeń jest stopień zagrożenia. Na wschód od Wisły dominuje niski i bardzo niski stopień zagrożenia wód podziemnych. Obejmuje on znaczną część Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego i Pojezierza Iławskiego. Tylko na obszarze Pojezierza Olsztyńskiego stwierdza się średni stopień zagrożenia z uwagi na niewielką izolację

poziomów wodonośnych od powierzchni. Natomiast w zachodniej części regionu przeważa średni stopień zagrożenia (Bory Tucholskie i Równina Charzykowska).

Największe obszary wysokich zagrożeń obejmują dolinę Wisły na południe od Grudziądza i Pradolinę Toruńsko-Eberswaldzką. Występują tu wody o zmienionym składzie chemicznym na skutek przenikania zanieczyszczeń z powierzchni. Dotyczy to zwłaszcza:

– rejonu Zakładów Chemicznych w Bydgoszczy, gdzie wody głównego poziomu wodonośnego (czwartorzędowe warstwy wodonośne) są znacznie zanieczyszczone substancjami pochodzenia organicznego (A. Szelewicka, 2005),

– doliny Wisły, gdzie wody podziemne mogą być zanieczyszczone w przypadku powodzi lub wysokich stanów,
– rejonu Zakładów Celulozowo-Papierniczych w Świeciu, gdzie wody połączonych poziomów są bardzo złej jakości wskutek zanieczyszczenia przemysłowego, co dyskwalifikuje użytkowe znaczenie tego poziomu.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Znaczna część subregionu posiada rozpoznane i udokumentowane zasoby dyspozycyjne wód podziemnych (fig. 7.68, tab. 7.41). Łączna wartość zatwierdzonych zasobów dyspozycyjnych sięga prawie 22 000 m³/h. Nato-

Tabela 7.41

Zasoby dyspozycyjne i perspektywiczne w subregionie pojeziernym (stan na 2004 r.)

Nazwa zlewni bilansowej lub obszaru zasobowego wg RZGW (fig. 7.68)	Kategoria zasobów	Powierzchnia obszaru [km ²]	Zasoby [m ³ /h]	Moduł zasobów [m ³ /h·km ²]	Rezerwy zasobów dyspozycyjnych [%]
Zlewnia Wierzycy 237C	D P	1603	6542 6330	8,0	>70
Zlewnia Wdy 237B	P	2325	10 083	4,3	>90
Zlewnia Brdy 236	D	4660	21 347	4,6	>90
Bezpośrednia zlewnia Wisły 238	P	252	1000	4,0	>90
Zlewnia Tążyny 233E [l]	D P	749	2232 312	3,5	>90
Zlewnia Mątawy 237C [m]	P	574	2500	4,4	>90
Zlewnia Zielonej Strugi 235 [l]	P	679	2292	3,4	>90
Bezpośrednia zlewnia Wisły 237A [l]	P	193	875	4,5	>90
Zlewnia Liwy 239B, 315 [p] (bez Żuław i Mierzei Wiślanej)	P	1489	5833	3,9	>90
Zlewnia Osy 237C [p]	P	2180	7292	3,3	>90
Zlewnia Drwęcy 234	D P	5344	10 787 458	2,1	>90
Zlewnia Strugi Toruńskiej 235 [p]	P	805	3000	3,7	>90
Zlewnia rz. Mieć 233E [p]	P	649	1354	2,1	>90
Bezpośrednia zlewnia Wisły 237A [p]	P	461	1917	4,2	>90
Zasoby wód podziemnych	D+P	21 963	84 154	3,83	ok. 85

D – zasoby dyspozycyjne obliczone na podstawie dokumentacji hydrogeologicznej

P – zasoby perspektywiczne

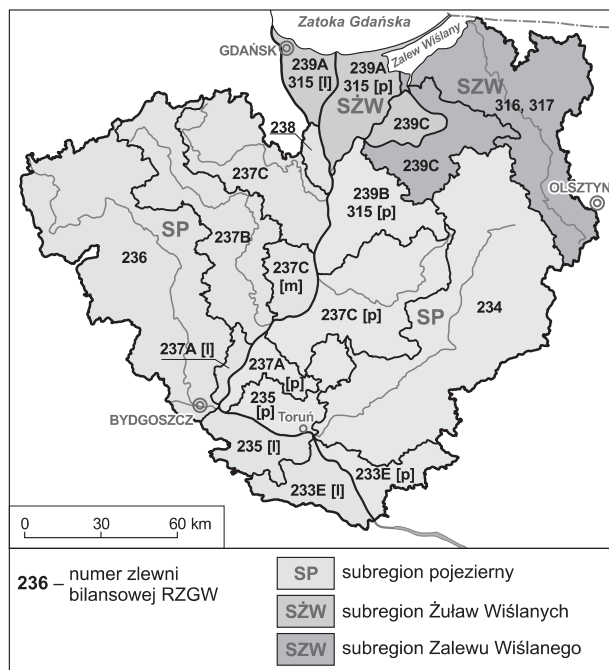


Fig. 7.68. Zlewnie bilansowe RZGW w regionie dolnej Wisły

miast moduł zasobów dyspozycyjnych zawiera się w granicach $2,1\text{--}8,0\text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$. Najwyższe wartości tego parametru związane są ze strukturami wodonośnymi zlewni Wierzycy. Większość regionu dolnej Wisły posiada znaczne rezerwy zasobów dyspozycyjnych. Przekraczają one obecne i prognozowane zapotrzebowanie (2006–2015). Tylko w rejonie Bydgoszczy i Torunia są one w znacznym stopniu wykorzystane.

Główne ujęcia wód podziemnych zlokalizowane są w rejonie Elbląga, Bydgoszczy i Torunia oraz w sąsiedztwie pozostałych miast regionu. Ich lokalizację warunkuje zwiększone zapotrzebowanie na wodę dużych zespołów miejsko-przemysłowych oraz brak alternatywnych źródeł zaopatrzenia. Położenie największych ujęć zostało przedstawione na fig. 7.65, a dane o aktualnym poborze wybranych ujęć w tabeli 7.42. Ponad 60% eksploatowa-

Tabela 7.42

Największe ujęcia wód podziemnych w subregionie pojeziernym

Nr ujęcia zgodny z fig. 7.65	Miejscowość	Nazwa ujęcia	Średni pobór [m^3/h]
1	Bydgoszcz	Ujęcie miejskie Las Gdański	1340
3	Grudziądz	Ujęcie miejskie	730
5	Toruń	Ujęcie miejskie Mała Nieszawka	550
10	Malbork	Ujęcie miejskie	300
11	Ława	Ujęcie miejskie	300
12	Kwidzyn	Ujęcie miejskie	290
13	Funka	Ujęcie miejskie Chojnic	280
14	Brodnica	Ujęcie miejskie	270
16	Ostróda	Ujęcie miejskie Kąjkowo	230
17	Starogard Gdański	Ujęcie miejskie Wierzycza	220
18	Kamionka	Ujęcie miejskie Kwidzyna	220
19	Tczew	Ujęcie miejskie Motława	200

nych wód podziemnych jest przeznaczane na potrzeby komunalne miast i osiedli wiejskich.

W wielu ujęciach komunalnych i przemysłowych od początku lat 90. XX wieku rejestruje się systematyczny spadek poboru wód podziemnych. W latach 2003–2005 nastąpiła stabilizacja poboru, a w niektórych ujęciach nawet niewielki wzrost. Łączny pobór wód podziemnych w subregionie wyniósł ok. $12\ 000\ \text{m}^3/\text{h}$. Stanowi to ok. 15% udokumentowanych zasobów dyspozycyjnych i perspektywicznych.

7.3.2. Subregion Żuław Wiślanych

Informacje ogólne

Subregion Żuław Wiślanych geograficznie i geologicznie obejmuje obszar delty Wisły z częścią Mierzei Wiślanej i tzw. tarasem nadmorskim, stanowiącym mały fragment Pobrzeża Kaszubskiego. Omawiany obszar otaczają następujące jednostki fizycznogeograficzne (J. Kondracki, 2002): od zachodu Pojezierze Kaszubskie i Pojezierze Starogardzkie, od południa i od wschodu Pojezierze Iławskie, Równina Warmińska i Wysoczyzna Elbląska, od północy graniczy z Zatoką Gdańską (fig. 7.58). Powierzchnia tak wyznaczonego subregionu wynosi ok. 2000 km². Obszar Żuław Wiślanych dzieli się na: Żuławy Gdańskie, ograniczone pojezierzami Kaszubskim i Starogardzkim oraz korytem Wisły, Żuławy Wielkie, położone między Wisłą i Nogatem, oraz Żuławy Elbląskie, przylegające do Nogatu i Pojezierza Iławskiego oraz Wysoczyzny Elbląskiej.

Żuławy Wiślane stanowią nisko położoną równinę, która tylko miejscami wznosi się kilka metrów nad poziom morza, na większości obszaru osiąga rzędną 1 do 2 m n.p.m., a na 30% powierzchni znajduje się poniżej poziomu morza, tworząc obszary depresyjne. Najwyżej położony punkt znajduje się w południowej części Żuław Gdańskich (14,6 m n.p.m.), a punkt najniższy w rejonie jeziora Druzno na Żuławach Elbląskich (1,8 m p.p.m.). Taras nadmorski, rozciągający się między Sopotem, Martwą Wisłą i krawędzią Pojezierza Kaszubskiego, stanowi płaską równinę akumulacyjną, wznoszącą się od 5 do 30 m n.p.m. Wzdłuż brzegu Zatoki Gdańskiej występują osady akumulacji morskiej i eolicznej, tworzące Mierzeję Wiślaną. Charakterystyczne dla tej formy są wydmy o wysokości kilku metrów w części zachodniej i ponad 30 m w części wschodniej.

Żuławy są obszarem typowo rolniczym. Większe ośrodki miejskie znajdują się na ich obrzeżu i są to: Gdańsk, Elbląg i Malbork, a na terenie delty Wisły – Nowy Dwór Gdański. Cały obszar tarasu nadmorskiego zajęty jest przez dzielnice mieszkaniowe Sopotu oraz osiedla mieszkaniowe i zakłady przemysłowe Gdańska. Największy obiekt przemysłowy w delcie Wisły to Rafineria Gdań-

ska. Ponadto w Gdańsku i Elblągu znajdują się zakłady przemysłu chemicznego, stoczniowego i maszynowego. Przez teren subregionu przebiegają trasy komunikacyjne ruchu samochodowego i kolejowego. Z Gdańska do Warszawy przez Elbląg prowadzi droga krajowa nr 7, a przez Malbork droga kolejowa.

Klimat i warunki hydrologiczne

Klimat Żuław Wiślanych ma charakter przejściowy pomiędzy morskim a kontynentalnym. Najniższe opady notowane są w środkowej części Żuław i na południe od Tczewa, gdzie nie przekraczają 500 mm. Wzrastają one do 550 mm w Gdańsku i do ponad 600 mm na wschodzie subregionu. Warunki termiczne opisywanego obszaru nie wykazują większego zróżnicowania przestrzennego. W pasie nadmorskim obserwuje się pewien wpływ Zatoki Gdańskiej. Średnie temperatury lipca – najwyższe, ponad 18°C – obserwowane są w południowej części Żuław w rejonie Tczew–Malbork, zaś najniższe, poniżej 17°C, w rejonie Nowego Dworu Gd. Na wybrzeżu temperatura oscyluje w granicach 17,2–17,4°C. Średnie temperatury stycznia najwyższe są w pasie przylegającym do Zatoki Gdańskiej w rejonie Gdańska (–1,8°C) i maleją w kierunku południowo-wschodnim do poniżej –3°C w rejonie Nowego Dworu Gd. i Elbląga. Średnie sumy roczne parowania terenowego, obliczone metodą Konstantinowa (J. Stachy red., 1987), są najwyższe w rejonie Gdańska i wynoszą ponad 500 mm. Na pozostałym obszarze wynoszą od 480 do 500 mm.

Sieć hydrograficzną w subregionie Żuław stanowią: Wisła, Martwa Wisła z Motławą, Szkarpawa, Wisła Królewiecka, Nogat, rzeka Elbląg i Fiszewka. Znajdują się tu również zbiorniki wód powierzchniowych: Zalew Wiślany i jezioro Druzno oraz liczne kanały i inne ciekły wewnętrzzuławske, powstałe wraz z rozwojem systemu wodnomelioracyjnego. System ten wykorzystywany jest do regulacji stosunków wodnych na obszarze Żuław i wpływa na warunki hydrogeologiczne. Ilość wody odprowadzanej przez system melioracyjny wynosi

ok. $8,0 \text{ dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$, a infiltrację efektywną szacuje się na 1% opadu (M. Kreczko i in., 2000). Tylko na obszarze Mierzei Wiślanej infiltracja opadów wynosi około 20%.

Budowa geologiczna

Strop mezozoiku w delcie Wisły stanowią utwory kredy górnej. Niższe partie wykształcone są jako osady ilasto-mułowcowe o miąższości ok. 100 m. Wyżej w profilu występują piaski drobnoziarniste z glaukonitem. Największą miąższość, przekraczającą 100 m, osiągają one w Trójmieście. Wzdłuż zachodniej krawędzi delty Wisły i w głąb Żuław Gdańskich miąższość ich maleje. Seria piasków glaukonitowych przykryta jest osadami krzemionkowo-węglanowymi o miąższości ok. 60 m w Gdańsku i 200 m w południowej części Żuław Elbląskich. Strop utworów górnokredowych układa się na rzędnej ok. -100 m n.p.m. i obniża się w kierunku wschodnim (w Elblągu -140 m n.p.m.). Utwory paleogenu i neogenu występują w postaci płatów o różnym rozprzestrzenieniu. Na Żuławach Wielkich i Elbląskich utwory paleogenu wykształcone są jako margle, gezy, piaskowce i piaski glaukonitowe. W bardziej zwartym kompleksie piaski paleogenu występują na tarasie nadmorskim. Tu też spotyka

się piaszczyste utwory neogenu, które łącząc się z piaskami paleogenu osiągają miąższość ok. 60 m. Na Żuławach Gdańskich utwory neogenu występują w formie szczątkowej. Ich strop na tarasie nadmorskim znajduje się na rzędnej ok. -40 m n.p.m. , na Żuławach Wielkich ok. -60 m n.p.m. , na Żuławach Elbląskich od -80 do -110 m n.p.m. Należy jednak podkreślić, że podłoże utworów czwartorzędowych na zdecydowanej większości obszaru delty Wisły stanowią osady kredy górnej.

Na całym obszarze subregionu występują utwory plejstocenu i holocenu o łącznej miąższości od 40 do 150 m. Najmniejsza ich miąższość jest na tarasie nadmorskim, a największa na Żuławach Elbląskich. W delcie Wisły spąg utworów plejstoceniowych zbudowany jest z glin zwałowych ($>50 \text{ m}$), a ich strop układa się przeciętnie na rzędnej -40 m n.p.m. Na Żuławach Elbląskich nad glinami zwałowymi często występują ility. Nad wymienionymi osadami (glinami zwałowymi i ility) zalega seria piasków wodnolodowcowych i lodowcowych, a wyżej utwory aluwialne – przewarstwiające się piaski rzeczne, namuły i torfy (fig. 7.69). Miąższość utworów aluwialnych sięga przeciętnie 15 m, a w części północnej nawet 30 m. W wielu miejscach piaski holoceniowe leżą bezpośrednio na piaskach plejstocenu, tworząc kompleks o miąższości 30–60 m.

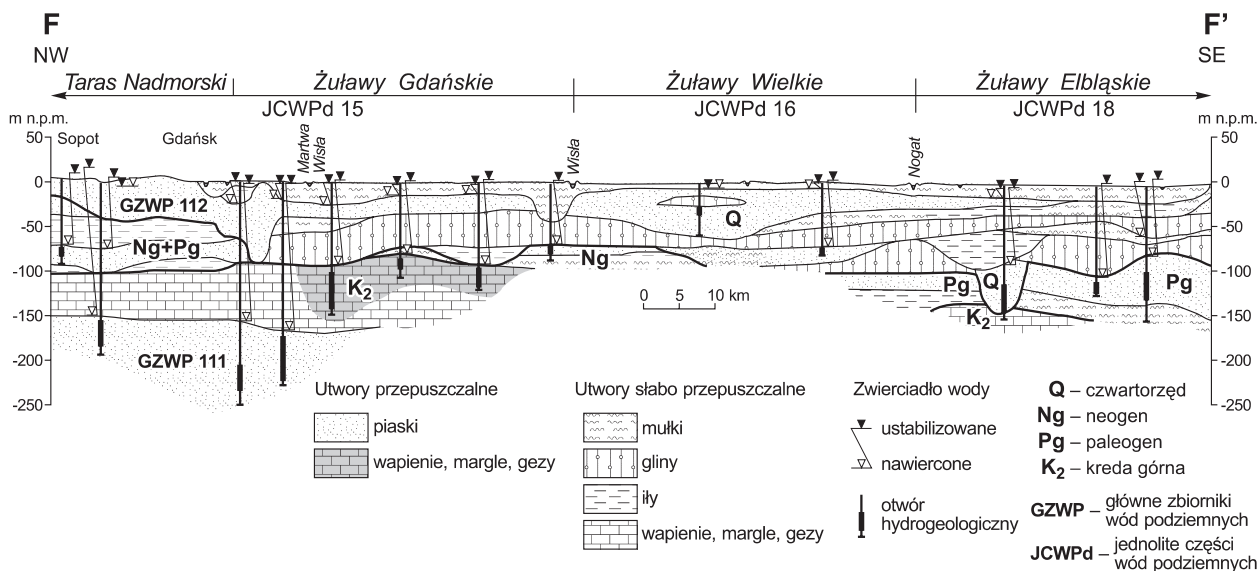


Fig. 7.69. Przekrój hydrogeologiczny F-F' (opracowała M. Kreczko); lokalizacja na fig. 7.58

Charakterystyka hydrogeologiczna

W wielopoziomowym systemie wodonośnym wydziela się następujące poziomy wodonośne: holoceno-plejstoceni, tzw. różnowiekowy i kredowy (B. Kozerski, A. Kwaternik, 1990; M. Kreczko i in., 2000).

Na prawie całym obszarze subregionu Żuław Wiślanych najważniejsze znaczenie i największe rozprzestrzenienie mają warstwy wodonośne występujące w utworach piaszczystych holocenu i plejstocenu. Stanowią one **plejstoceno-holoceni poziom wodonośny** związany z piaskami wodnolodowcowymi, piaskami i żwirami aluwialnymi oraz piaszczystymi osadami serii deltowej. Na Mierzei Wiślanej warstwa wodonośna związana jest z piaskami wodnolodowcowymi i osadami morskimi (A. Sadurski i in., 1994). Na obszarze delty Wisły przy powierzchni zalegają osady słabo przepuszczalne: torfy i namuły. Plejstoceno-holoceni poziom wodonośny najkorzystniej wykształcony jest na tarasie nadmorskim oraz w strefie krawędziowej Żuław Gdańskich i w południowo-zachodniej części Żuław Elbląskich. W rejonach tych średnia przewodność przekracza $1500 \text{ m}^2/\text{d}$. Większe obszary, na których brak jest tego poziomu wodonośnego, znajdują się w południowo-wschodniej części Żuław Elbląskich, w rejonie jeziora Druzno.

„**Różnowiekowy**” **poziom wodonośny** związany jest z kompleksem utworów piaszczystych stropowych partii kredy górnej, piaskami paleogenu i neogenu oraz osadami piaszczystymi najstarszych ogniw plejstocenu tworzących jeden poziom wodonośny. Na tarasie nadmorskim warstwa wodonośna tego poziomu zbudowana jest z osadów piaszczystych oligocenu i miocenu, na Żuławach Wiślanych najczęściej z osadów piaszczystych paleocenu i eocenu oraz plejstocenu. Stropowe osady piaszczyste kredy górnej mają znaczenie marginalne. Poziom ten jest oddzielony od wyżej leżącego poziomu wodonośnego serią glin zwałowych i lokalnie iłów. Występuje on na znacznym obszarze Żuław Wiślanych, a jego brak stwierdzono w północnej części Żuław Gdańskich i Wielkich. Największe znaczenie poziom ten ma na Żuławach Elbląskich, gdzie osiąga maksymalną miąższość 70 m (w rejonie Wiśniewa), a przewodność w rejonie Elbląga przekracza $1500 \text{ m}^2/\text{d}$.

Kredowe piętro wodonośne związane jest z serią węglanowo-krzemionkową (poziom szczelinowy) i niżej zalegającymi glaukonitowymi piaskami gdańskiego górnokredowego zbiornika wód podziemnych (poziom serii piaszczystej) (A. Sadurski, 1989). Występowanie wód szczelinowych ograniczone jest do wschodniej części Żuław Gdańskich i południowej części Żuław Wielkich. Gdański górnokredowy zbiornik wód podziemnych jest szeroko rozprzestrzeniony na Pojezierzu Kaszubskim i nizinach nadmorskich: na tarasie oraz zachodniej i centralnej części delty Wisły. Warstwa wodonośna najlepiej wykształcona jest w południowej części Gdańska, gdzie przewodność wynosi $500 \text{ m}^2/\text{d}$.

Dynamika i system krążenia wód podziemnych

Obieg wód podziemnych na obszarze subregionu podporządkowany jest gdańskiemu systemowi wodonośnemu (B. Kozerski, 1988). Poziomy wodonośny aktywnej strefy wymiany wód związane są wspólnymi obszarami zasilania, jakimi są rozległe połacie pojezierzy oraz Wysoczyzny Elbląskiej, i wspólną bazą drenażu, którą stanowi obszar subregionu Żuław Wiślanych wraz z Zatoką Gdańską (K. Burzyński, A. Sadurski, 1988). Wielkość dopływu wód podziemnych z obszaru zasilania szacuje się na około $7000 \text{ m}^3/\text{h}$, przy czym blisko 80% splywa z Pojezierza Kaszubskiego i Pojezierza Starogardzkiego (A. Haładus i in., 2002).

Na obszarze subregionu, w warunkach niezaburzonych eksploatacją, najwyżej układa się powierzchnia piezometryczna przepływu regionalnego, a więc wód podziemnych gdańskiego zbiornika górnokredowego. Odgrywa on tu ważną rolę w zasilaniu wód płytszych poziomów wodonośnych. Intensywność tego zasilania maleje wraz z odległością od krawędzi wysoczyzny, w głąb obszaru Żuław. Z serią krzemionkowo-węglanową kredy górnej oraz wodonośnymi utworami paleogenu, neogenu i starszymi ogniwami plejstocenu związany jest przepływ pośredni. Przepływ lokalny zachodzi w poziomie plejstoceno-holoceni. W znacznym stopniu jest on regulowany przez system wodno-melioracyjny. Położenie zwierciadła wody na obszarze delty Wisły jest regulowane także przez system wodno-melioracyjny. Warstwa wodonośna zasilana jest wodami do-

plywającymi z wysoczyzn w zasięgu kilku kilometrów od krawędzi. Na pozostałym obszarze poziom ten jest zasilany głównie z głębszych poziomów wodonośnych. Jedynie na obszarze Mierzei Wiślanej dynamika wód podziemnych kształtowana jest przez opady.

Chemizm i jakość wód podziemnych

W obrębie utworów wodonośnych subregionu spotyka się dużą różnorodność składu chemicznego wód podziemnych. Na obszarach przykrawędziowych Żuław Wiślanych wody podziemne poziomu plejstoceno-holocenijskiego oraz poziomu „różnowiekowego” są wodami wodorowęglanowo-wapniowymi, podobnie jak wody podziemne Mierzei Wiślanej. W miarę oddalania się od krawędzi wysoczyzn zwiększa się ilość wód dopływających z głębszego podłoża, na terenach depresyjnych również

ilość wód młodoreliktowych pochodzenia morskiego. Zmienia się więc skład chemiczny wód. Na obszarze północnych krańców delty Wisły występują już wody chlorkowo-sodowe. W piętrze kredowym, na tarasie nadmorskim i Żuław Gdańskich występują wody wodorowęglanowo-sodowe, natomiast na pozostałym obszarze przeważa zdecydowanie typ $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ (B. Kozerski, A. Kwaternikiewicz, 1984, 1990; A. Sadurski 1989).

Podstawowym składnikiem decydującym o jakości wód podziemnych jest we wszystkich poziomach wodonośnych zasolenie, dochodzące do 4000 mg Cl/dm^3 w wodach z utworów kredowych i 3100 mg Cl/dm^3 w plejstoceno-holocenijskim poziomie wodonośnym. Wody zasolone występują w centralnej i północnej części Żuław Wielkich oraz w północnej części Żuław Elbląskich we wszystkich poziomach wodonośnych (B. Kozerski, 1983) (fig. 7.70, tab. 7.43).

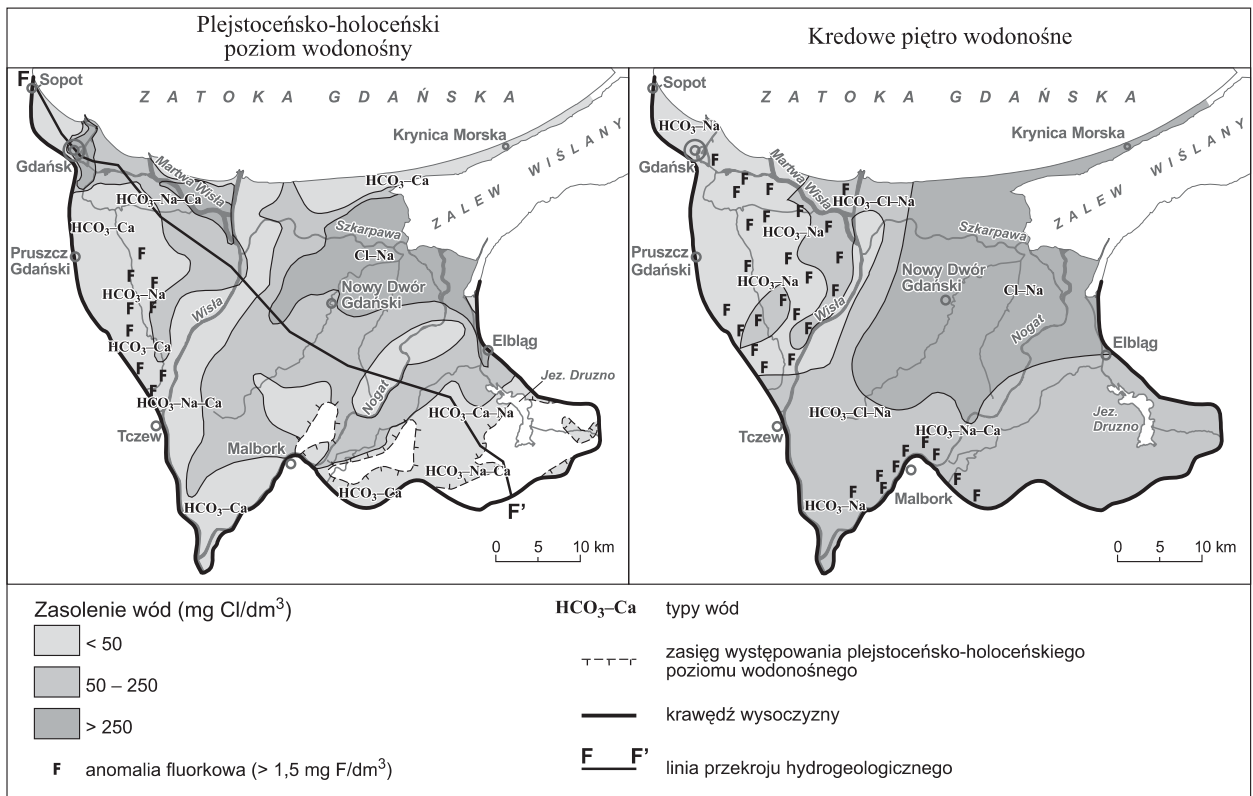


Fig. 7.70. Zasolenie i anomalia fluorkowa wód w subregionie Żuław Wiślanych

Tabela 7.43

**Tło hydrogeochemiczne wybranych wskaźników jakości wód podziemnych (o zasoleniu poniżej 250 mg/dm³),
subregion Żuław Wiślanych**

Poziom/piętro wodonośne	Obszar	Chlorki	Amoniak	Żelazo	Mangan
		[mg/dm ³]			
Plejstoceno-holoceno	Żuław Gdańskie	5–75	0,1–1,5	0,1–5,0	0,04–0,5
	Żuław Wielkie	5–125	0,1–2,5	1,0–20,0	0,1–3,0
	Żuław Elbląskie	5–25	0,01–5,0	0,2–15,0	0,01–1,0
	Mierzeja Wiślana	10–100	0,01–0,5	0,05–5,0	0,05–0,5
„Różnowiekowy”	Żuław Gdańskie	5–50	0,01–1,0	0,01–2,0	0,01–0,5
	Żuław Wielkie	5–100	0,05–1,0	0,05–2,0	0,01–0,1
	Żuław Elbląskie	5–150	0,02–3,0	0,1–3,5	0,01–0,2
Kredowe – seria węglanowo-krzemionkowa	Żuław Gdańskie	5–100	0,01–0,8	0,01–1,5	0,02–0,06
	Żuław Wielkie	25–125	0,1–1,0	0,01–5,5	0,01–0,1
Kredowe – seria piaszczysta	Żuław Gdańskie	5–35	0,01–1,5	0,1–0,5	0,02–0,06

Wody poziomu plejstoceno-holoceno są na znacznym obszarze złej jakości, wody dobrej jakości występują tylko w zachodniej części delty Wisły. Obok zasolenia istotnymi składnikami wód podziemnych są żelazo i mangan oraz amoniak i fluor. Szczególnie wysokie zawartości żelaza i manganu zawierają wody Żuław Wielkich. Nieco mniejsze zawartości tych metali występują w zachodniej części delty Wisły. Podobny jest rozkład zawartości amoniaku, maksymalne stężenia zanotowano w centralnej i północnej części prawobrzeżnej delty. W południowej części Żuław Wielkich oraz centralnej Żuław Gdańskich występują zwiększone zawartości fluorków (do 3,5 mg/dm³). Na Żuławach Elbląskich zwiększone stężenia jonu fluorkowego spotyka się sporadycznie.

Do najważniejszych składników wpływających na jakość wód poziomu „różnowiekowego” należą, podobnie jak w pierwszym poziomie wodonośnym, chlorki, żelazo i fluorki. Zdecydowanie najwyższe zawartości związków żelaza występują w wodach Żuław Elbląskich, tu też notuje się największe ilości amoniaku. Najbardziej istotne różnice występują w stężeniach fluorków (K. Olańczuk–Ney-

man i in., 1998). Zawartość jonu fluorkowego w południowej części Żuław Wielkich dochodzi do 2 mg/dm³, na Żuławach Elbląskich zwykle nie przekracza 0,5 mg/dm³. Są to wody średniej jakości.

Wody występujące w utworach szczelinowych kredy górnej (poza strefą wód zasolonych) to wody złej jakości, a decyduje o tym przede wszystkim wysoka zawartość fluorków, miejscami dochodząca do 4 mg/dm³. Niezasolone wody gdańskiego zbiornika kredowego są średniej jakości. Jakość tych wód obniżają podwyższone stężenia amoniaku, fluorków oraz pojawiający się zapach siarkowodoru (B. Kozerski i in., 1987; M. Kreczko i in., 2000; M. Przewłocka, 2004).

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

Wyjątkowo zasobne struktury wodonośne występujące na obszarze Żuław Wiślanych pozwoliły na wyznaczenie głównych zbiorników wód podziemnych (tab. 7.44, fig. 7.66). Na obszarze Żuław Gdańskich i tarasu nadmorskiego znajduje się jeden z najzasobniejszych zbiorników w regionie dolnej Wisły – GZWP nr 112 – Żuław Gdań-

Główne zbiorniki wód podziemnych wyznaczone w subregionie Żuław Wiślanych

Numer i nazwa GZWP	Powierzchnia zbiornika [km ²]	Typ zbiornika	Izolacja	Szacunkowe zasoby dyspozycyjne [m ³ /d]	Moduł zasobów dyspozycyjnych [m ³ /d·km ²]
111 – Subniecka gdańska	1800	K	całkowita	53 280 (w granicach subregionu)	29,6
112 – Żuławy Gdańskie	76	Q _{dk}	brak	64 800	852,6
203 – Dolina Letniki	18	Q _d	brak	23 000	1277,8 (w tym wody infiltracyjne)

Typ zbiornika: K – kredowy, Q_{dk} – czwartorzędowy doliny kopalnej, Q_d – czwartorzędowy dolinny

Wielkość zasobów dyspozycyjnych została oszacowana na podstawie dokumentacji hydrogeologicznych

skie. Obejmuje on plejstoceno-holocenoński poziom wodonośny, który połączony jest z zasobną strukturą kopalną plejstocenu. Z uwagi na strefę wód zasolonych występującą w rejonie Martwej Wisły zbiornik jest dwuczłonowy. Wody zbiornika od wielu lat są intensywnie eksploatowane i stanowią podstawę zaopatrzenia aglomeracji gdańskiej.

W obrębie osadów piaszczystych kredy górnej rozprzestrzenia się GZWP nr 111 – Subniecka gdańska. Subregion Żuław Wiślanych obejmuje wschodnią część tej struktury hydrogeologicznej, którą cechują stosunkowo wysokie wartości parametrów hydrogeologicznych. Wody tego zbiornika od wielu lat są ujmowane licznymi ujęciami komunalnymi i zakładowymi Trójmiasta. Zasilany jest on na obszarze Pojezierza Kaszubskiego, a ostateczną bazę drenażu stanowi dno Zatoki Gdańskiej w pasie odległym od linii brzegowej o kilka kilometrów. W warunkach niezaburzonych eksploatacją w obrębie tarasu nadmorskiego Żuław Gdańskich zwierciadło wody stabilizowało ponad powierzchnia terenu (M. Kreczko, 1996).

Wzdłuż prawego brzegu Nogatu w zachodniej części Żuław Elbląskich występuje zasobna struktura hydrogeologiczna – GZWP nr 203 – Dolina Letniki. Warstwę wodonośną stanowią osady piaszczysto-żwirowe plejstocenu i holocenu. Wydajności eksploatacyjne studni sięgają 100 m³/h, a zasoby eksploatacyjne wynoszą 1000 m³/h. Rozprzestrzenienie tej struktury jest jednak ograniczone do kilku kilometrów kwadratowych. Wysoka wodonoś-

ność rejonu Letnik została wykorzystana przy lokalizacji ujęcia komunalnego „Letniki”, stanowiącego podstawę zaopatrzenia w wodę na potrzeby komunalne i przemysłowe na obszarze Żuław Wielkich w ramach Centralnego Wodociągu Żuławskiego.

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W subregionie Żuław Wiślanych zostały wyodrębnione jednolite części wód podziemnych: nr 15 – Żuławy Gdańskie, 16 – Żuławy Wielkie, 17 – Mierzeja Wiślana i 18 – Żuławy Elbląskie. Zasięg poszczególnych JCWPd ilustruje figura 7.67, a wybrane parametry hydrogeologiczne tabela 7.45.

W subregionie Żuławy Wiślane główne użytkowe poziomy wodonośne to:

- na tarasie nadmorskim – poziom plejstoceno-holocenoński, poziom oligoceno-miocenoński i poziom kredowy serii piaszczystej;
- na Żuławach Gdańskich – poziom plejstoceno-holocenoński i poziom kredowy serii piaszczystej;
- na Żuławach Wielkich – poziom „różnowiekowy” i poziom kredowy związany z serią osadów węglanowo-krzemionkowych;
- na Żuławach Elbląskich – poziom „różnowiekowy” i poziom plejstoceno-holocenoński;
- na Mierzei Wiślanej – poziom plejstoceno-holocenoński.

Tabela 7.45

**Wybrane parametry hydrogeologiczne poziomów wodonośnych, subregion Żuław Wiślanych
(M. Kreczko i in., 2000)**

Numer i nazwa JCWPd	Główne użytkowe poziomy wodonośne	Głębokość występowania [m]	Średnia miąższość [m]	Średni współczynnik filtracji [m/d]	Średnia wodoprzewodność [m ² /d]
15 – Żuławy Gdańskie*	plejstoceno-holoceni	5–20	35	25	900
	„róznowiekowy”	70	20	50	1000
	kredowy – seria węglanowo-krzemionkowa	90	35	10	350
	kredowy – seria piaszczysta	160	50	5	250
16 – Żuławy Wielkie	plejstoceno-holoceni	5–20	30	20	600
	„róznowiekowy”	100	20	7	140
	kredowy – seria węglanowo-krzemionkowa	100	35	3	100
17 – Mierzeja Wiślana	plejstoceno-holoceni	5–20	20	15	400
18 – Żuławy Elbląskie	plejstoceno-holoceni	10–30	15	20	300
	„róznowiekowy”	100	25	8	200

* – JCWPd nr 15 obejmuje Żuławy Gdańskie z tarasem nadmorskim

Zagrożenia wód podziemnych

Obszarami najbardziej podatnymi na zagrożenia antropogeniczne są: taras nadmorski oraz zachodnia i północna część Żuław Gdańskich, gdzie wody poziomu plejstoceno-holoceni są najczęściej pozbawione izolacji, a na powierzchni terenu występują liczne ogniska zanieczyszczeń związane z infrastrukturą miejsko-przemysłową aglomeracji gdańskiej. Zagrożeniem dla wód podziemnych są również zanieczyszczone wody powierzchniowe cieków i zasolone wody kanałów stoczniowych i portowych. Migracji zanieczyszczeń z powierzchni oraz iniekcji wód słonych do warstw wodonośnych sprzyja nadmierna i nieuporządkowana eksploatacja wód podziemnych. Sytuacja taka ma miejsce w strefach wokół dużych ujęć komunalnych, gdzie stwierdzono znaczne obniżenie zwierciadła wód podziemnych.

Na pozostałym obszarze Żuław Wiślanych przeważa niski stopień zagrożenia wód podziemnych, z uwagi na sposób zagospodarowania terenu i warunki występowania

wód podziemnych. Brak dużych ognisk zanieczyszczeń, nadkład osadów deltowych (namuły) oraz przewaga wód ascenzyjnych nad zasilaniem infiltracyjnym utrudniają lub całkowicie wykluczają przenikanie potencjalnych zanieczyszczeń w głąb systemu wodonośnego. Ochronną rolę spełnia również system wodno-melioracyjny odprowadzający wody opadowe poprzez system rowów i przepompowni.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Całkowity pobór wód podziemnych w subregionie stanowi 40% zatwierdzonych zasobów dyspozycyjnych, których wielkość wynosi 9210 m³/h (R. Kulma i in., 2002). Nastąpił znaczny spadek poboru wód podziemnych, z 5200 m³/h w 1998 r. do 3800 m³/h w 2004 r. (tab. 7.46).

Wody podziemne są eksploatowane przez 6 dużych ujęć komunalnych, o średniej wydajności powyżej 100 m³/h. Udział tych ujęć w całkowitym poborze wynosi

Tabela 7.46

**Wielkość poboru wód podziemnych w subregionie
Żuław Wiślanych (2004 r.)**

Obszar	Pobór wód podziemnych [m ³ /h]	Procentowy udział w całkowitym poborze wód subregionu
Taras nadmorski	1600	42
Żuławy Gdańskie	900	24
Żuławy Wielkie	50	1
Żuławy Elbląskie	1100	29
Mierzeja Wiślana	150	4
Łącznie:	3800	100

75%. Do największych należą ujęcia komunalne Gdańska: Czarny Dwór–Zaspa i Lipce oraz ujęcie Centralnego Wodociągu Żuławskiego w Letnikach.

Ujęcie Czarny Dwór–Zaspa zlokalizowane jest na tarasie nadmorskim. Eksploatuje wody wszystkich trzech poziomów wodonośnych. Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne wynoszą 1460 m³/h. Ujęcie składa się 40 studni ujmujących wody poziomu plejstoceniowego, 7 – wody z osadów neogenu i paleogenu i 6 – wody piętra kredowe-

go. W 2004 r. ujęcie pracowało ze średnią wydajnością 900 m³/h.

W strefie przykrawędziowej Żuław Gdańskich znajduje się drugie co do wielkości eksploatacji ujęcie Gdańska – Lipce. Ujęcie składa się z 22 studni eksploatujących wody poziomu plejstoceniowego i 1 studni ujmującej wody piętra kredowego. Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne wynoszą 1470 m³/h. W 2004 r. średni pobór wód podziemnych wynosił 620 m³/h.

W południowo-zachodniej części Żuław Elbląskich, wzdłuż lewego brzegu Nogatu znajduje się ujęcie Letniki, należące do Centralnego Wodociągu Żuławskiego. Eksploatowane są tu wody poziomu plejstoceniowego i piętra kredowego. Ujęcie składa się z 28 studni, w tym 4 studnie ujmują wody piętra kredowego. Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne wynoszą 2950 m³/h, ale zgodnie z pozwoleniem wodnoprawnym pobór wód nie może przekroczyć 1250 m³/h.

Na warunki hydrogeologiczne subregionu Żuław Wiślanych decydujący wpływ mają czynniki antropogeniczne. Cały system hydrograficzny tego obszaru regulowany jest przez istniejący od kilkuset lat system melioracyjny. Ma to istotny wpływ zarówno na dynamikę wód podziemnych, jak i ich skład chemiczny (B. Kozerski, A. Kwaternikiewicz, 1984, 1990; A. Haładus i in., 2002).

7.3.3. Subregion Zalewu Wiślanego

Informacje ogólne

Subregion Zalewu Wiślanego obejmuje północno-wschodnią część regionu dolnej Wisły. Został on wyznaczony w granicach zlewni rzek Elbląg i Pasłęka. Od północy graniczy z Zalewem Wiślanym, od zachodu przylega do Żuław Wiślanych (fig. 7.58). Jest to obszar o urozmaiconej rzeźbie terenu. W części północnej wyróżnia się Wysoczyzna Elbląska (198,5 m n.p.m.), zbudowana z osadów plejstoceniowych zaburzonych gładitektonicznie. Jej powierzchnię pokrywają głównie gliny zwałowe, a liczne zagłębienia bezodpływowe zajmują małe jeziora i torfo-

wiska. Od wschodu do Wysoczyzny Elbląskiej przylega Równina Warmińska, wypełniona zastoiskowymi osadami piaszczysto-mułkowo-ilastymi, pokrytymi glinami ilastymi. Równina ta na południowym wschodzie łączy się z sandrem Równiny Orneckiej. Przez obie równiny (30–60 m n.p.m.) przepływają Bauda i Pasłęka, które sypią u ujścia do Zalewu Wiślanego dobrze rozwinięte stożki napływowe. Na wschodzie wznosi się wysoczyzna polodowcowa Wzniesień Górowskich (216 m n.p.m.), której powierzchnia pokryta jest głównie glinami zwałowymi. Południowa część subregionu położona jest w obrębie pojezierzy Iławskiego i Olsztyńskiego, gdzie domi-

nuje typowy krajobraz pojezierny z ciągami moren czołowych, wznoszących się do około 200 m n.p.m. Na powierzchni terenu występują osady morenowe (piaski i gliny lodowcowe) i wodnolodowcowe (piaski i żwiry).

Subregion Zalewu Wiślanego jest obszarem typowo rolniczym. Największym ośrodkiem miejskim jest Elbląg, położony na zachodnim obrzeżu regionu. Skoncentrowany tu jest przemysł metalowy, przetwórczy, spożywczy oraz liczne zakłady usługowe. Mniejsze ośrodki miejskie mają znaczenie lokalne, a osady wiejskie związane są z produkcją rolną i drobnym przetwórstwem spożywczym. Ważną dziedziną gospodarki jest turystyka, rozwijająca się szczególnie dynamicznie w południowej części subregionu, na pojezierzach.

Klimat i warunki hydrologiczne

Klimat subregionu Zalewu Wiślanego nie różni się znacząco od pozostałej części regionu dolnej Wisły. Ma on charakter przejściowy pomiędzy morskim a kontynentalnym. Opady atmosferyczne przekraczają 600 mm, osiągając na Wzniesieniach Górowskich 750 mm. Główną rzeką subregionu jest Pasłęka, która wraz z Baudą odwadnia północną i wschodnią część regionu. Część południową obejmuje zlewnia rzeki Elbląg.

Budowa geologiczna

Subregion Zalewu Wiślanego położony jest w granicach platformy wschodnioeuropejskiej, w obrębie obniżenia nadbałtyckiego. Na utworach kambru spoczywa kompleks skał paleozoicznych, permomezozoicznych i kenozoicznych. Utwory kredy górnej o miąższości ok. 500 m obejmują przypuszczalnie wszystkie piętra, od albu górnego po mastrycht górny. Są to głównie opoki, wapień i gezy margliste lub wapniste, w części stropowej z domieszką mułowców i piasków. W podłożu czwartorzędu na prawie całym obszarze zalegają osady paleogenu i neogenu, zbudowane z drobnoziarnistych piasków glaukonitowych, mułków i mułków piaszczystych. W centralnej części Równiny Warmińskiej osady czwartorzędu, w wyniku plejstoceniowych procesów erozyjno-egzaracyjnej, leżą bezpośrednio na utworach kredy górnej.

Osady czwartorzędowe występują ciągłą pokrywą o zróżnicowanej miąższości, od średnio 130 m na Równinie Warmińskiej do ponad 300 m na Wysoczyźnie Elbląskiej. Kompleks utworów plejstoceniowych reprezentowany jest przez fragmentarycznie zalegające osady piaszczyste interglacjału podlaskiego, gliny zwałowe oraz piaski i żwiry fluwioglacjalne, niekiedy z iłami, mułkami i piaskami zastoiskowymi zlodowaceń południowo- i środkowopolskich. Osady interglacjału mazowieckiego, występujące lokalnie, reprezentowane są przez piaski, mułki i łył jeziorne. Na osadach zlodowaceń środkowopolskich leżą piaski, mułki, mułki piaszczyste z torfami i iłami zaliczane do interglacjału eemskiego. Powyżej stwierdzono kompleks utworów zlodowacenia wiśły, do których należą osady fluwioglacjalne, glacialne, zastoiskowe, rzeczne, jeziorne i morskie. Pod względem litologicznym są to gliny zwałowe, łył i mułki oraz piaski różnej granulacji, czasem ze żwirami, miejscami mułkowate, o zmiennej miąższości i rozprzestrzenieniu. W obrębie Wysoczyzny Elbląskiej osady tego okresu są silnie zaburzone glacictonicznie.

Osady holoceniowe w rejonie Zalewu Wiślanego występują w postaci iłów i mułków jeziornych. Na pozostałym obszarze są to głównie torfy i namuły wypełniające liczne, często bezodpływowe, zagłębienia terenu, a także piaski w dnach dolin rzecznych.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Skomplikowane warunki hydrostrukturalne subregionu Zalewu Wiślanego wynikają ze złożonej budowy geologicznej i zmienności jednostek morfologicznych występujących na powierzchni terenu. Wielopiętrowy system wodonośny stanowią poziomy międzymorenowe, dolinne i sandrowe czwartorzędu oraz wody wgłębne w utworach neogenu i paleogenu (B. Paczyński, 1993, 1995).

Najbardziej skomplikowane warunki hydrogeologiczne występują w rejonie Wysoczyzny Elbląskiej (fig. 7.71). Rozpoznano tu trzy międzymorenowe poziomy wodonośne. Użytkowe poziomy wodonośne związane są z piaskami wodnolodowcowymi zlodowacenia wiśły i piaskami interglacjału eemskiego. Poziomy te są w kontakcie hydraulicznym, chociaż warstwy wodonośne są często

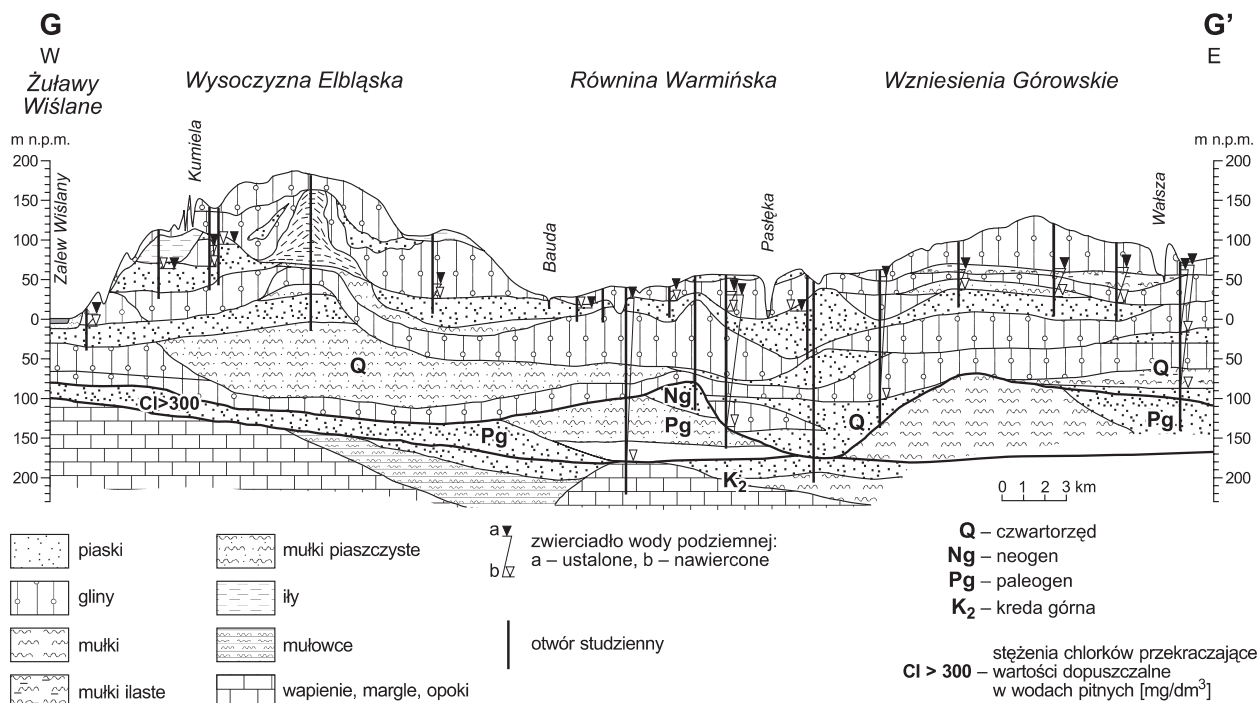


Fig. 7.71. Przekrój hydrogeologiczny G-G' (opracowała M. Prussak); lokalizacja na fig. 7.58

nieciągłe. Lokalnie ujmowane są wody występujące w najwyżej leżących piaskach międzyglinowych zlodowacenia wiśły, pozostające w kontakcie hydraulicznym z wodami cieków powierzchniowych. Miąższość poziomów wodonośnych jest zróżnicowana, zwykle nie przekracza 20 m, choć lokalnie dochodzi do 40 m, wodoprzewodność wynosi średnio ok. 100 m²/d, wydajność potencjalna studni jest w granicach 10–30 m³/h, miejscami przekracza 50 m³/h. Zwierciadło wody jest napięte, a zasilenie jest utrudnione i odbywa się drogą pośredniej infiltracji opadów atmosferycznych przez kompleks utworów słabo przepuszczalnych. Położenie zwierciadła wody zmienia się od ok. 150 m n.p.m. w centralnej części wysoczyzny do 0 m n.p.m. wzdłuż brzegu Zalewu Wiślanego i Żuław Elbląskich.

Obok ujęć komunalnych Elbląga występują pojedyncze, niewielkie ujęcia, zgrupowane głównie w strefie krańdziejowej w sąsiedztwie Zalewu Wiślanego. Na skutek wieloletniej eksploatacji ujęć komunalnych Elbląga nastąpiło znaczne obniżenie zwierciadła wód podziemnych

w zachodniej części Wysoczyzny Elbląskiej, przekraczające nawet 40 m. W efekcie zasoby statyczne zostały znacznie szcerpane i nastąpiło trwałe odwodnienie warstw wodonośnych pierwszego międzymorenowego poziomu wodonośnego.

Warunki hydrogeologiczne występujące na Wzniesieniach Górowskich są podobne, chociaż pobór wód podziemnych jest niewielki i nie przekracza kilku procent wartości zasobów eksploatacyjnych. Użytkowe poziomy wodonośne związane są przeważnie z wodnolodowcowymi osadami piaszczystymi plejstocenu, o zmiennym rozprzestrzenieniu pionowym i poziomym (fig. 7.71). Miąższość warstw wodonośnych najczęściej wynosi 10–20 m, a wydajność potencjalna typowej studni na ogół nie przekracza 30–50 m³/h.

Całkowicie odmienne warunki hydrogeologiczne występują w zachodniej części subregionu, położonej na zapleczu Żuław Elbląskich na obszarze Pojezierza Iławskiego, w granicach zlewni rzeki Elbląg. Został tu rozpoznany wielopoziomowy system wodonośny w utworach

plejstocenu i paleogenu. Najpłycej występują warstwy międzymorenowe zlodowacenia wisty. Ich miąższość jest zmienna i maleje od 30 do kilku metrów w kierunku północnym. Z uwagi na niewielką głębokość zalegania (do 50 m) są one najczęściej wykorzystywane do zaopatrzenia ludności. Niżej zalega poziom eemski, najlepiej rozpoznany w północnej części obszaru w sąsiedztwie Żuław Elbląskich. Jego miąższość na ogół nie przekracza 20 m. Współczynnik filtracji wynosi 6–15 m/d, przewodność 100–250 m²/d, a studnie osiągają wydajność 30–70 m³/h. Woda występuje pod ciśnieniem subartezyjskim i stabilizuje się na rzędnych od 10 m n.p.m. przy granicy z Żuławami Wiślanymi do 40–50 m n.p.m. w rejonie Dzierzgonia. Głęboko wcięta dolina rzeki Dzierzgoń, wypełniona w znacznej części piaskami, jest strefą kontaktu hydraulicznego z płytszymi warstwami wodonośnymi. Kontynuacją poziomu eemskiego w kierunku Żuław jest kopalna struktura erozyjna wcinająca się do rzędnej około 30 m n.p.m., wypełniona częściowo piaskami. W rejonie Dzierzgonia zostały rozpoznane warstwy wodonośne paleocenu i eocenu. Stanowią one zasobny kolektor wód zwykłych kontaktujący się bezpośrednio z tzw. różnowiekowym poziomem wodonośnym na obszarze Żuław Elbląskich. Zwierciadło wody pod ciśnieniem subartezyjskim bądź artezyjskim (w dolinie rzeki Dzierzgoń) stabilizuje się na rzędnej ok. 30 m n.p.m. Spływ wód odbywa się w kierunku północnym. Przewodność wodna przekracza 550 m²/d, a wydajności eksploatacyjne studzien osiągają 150 m³/h.

Na obszarze Pojezierza Olsztyńskiego, obejmującego południowo-wschodnią część subregionu, czwartorzędowe piętro wodonośne występuje powszechnie. Najczęściej można w nim wyróżnić dwa poziomy wodonośne. Pierwszy występuje pod niewielkim nadkładem gliny zwałowej, chociaż miejscami jest całkowicie pozbawiony osadów izolujących i kontaktuje się bezpośrednio z utworami sandrowymi na powierzchni. Jego strop zalega na głębokości od 15 do 45 m, miąższość na ogół nie przekracza 30 m, a przewodność najczęściej zawiera się w granicach 100–300 m²/d. Wydajność potencjalna otworu wynosi przeważnie 10–40 m³/h. Zwierciadło wody podziemnej jest napięte, stabilizuje się na rzędnej od

120 m n.p.m. w centralnych partiach Pojezierza Olsztyńskiego do ok. 40–60 m n.p.m. w sąsiedztwie Równiny Warmińskiej i Równiny Orneckiej. Drugi poziom wodonośny występuje lokalnie, najczęściej na głębokości ponad 50 m. Jego miąższość nie przekracza 20 m. Miejscami kontaktuje się on z wodami w utworach miocenu, stanowiąc wspólny czwartorzędowo-mioceniński poziom wodonośny. Zwierciadło wody stabilizuje się na podobnym poziomie jak w płytszym poziomie wodonośnym. Głębsze poziomy wodonośne zostały rozpoznane lokalnie w piaszczystych utworach miocenu; występują prawdopodobnie również w osadach paleogenu. Są one jednak słabo rozpoznane.

Analizując rozkład ciśnień hydrostatycznych wód podziemnych w subregionie Zalewu Wiślanego, można zauważyć jego znaczne zróżnicowanie przestrzenne oraz zmienne wysokości statycznego zwierciadła (tab. 7.47). Główne obszary zasilania obejmują Pojezierze Iławskie i Pojezierze Olsztyńskie, wykraczając znacznie poza granice subregionu. Dotyczy to zwłaszcza głębszych poziomów wodonośnych plejstocenu oraz neogenu i paleogenu. W związku z tym zasoby wód podziemnych subregionu są dodatkowo wspomagane dopływem lateralnym z centralnych części pojezierzy Olsztyńskiego i Iławskiego. Również na Wysoczyźnie Elbląskiej i Wzniesieniach Górskich można wyodrębnić obszary zasilania lokalnych systemów obiegu wód podziemnych. Strefa tranzytu wód najwyraźniej występuje w strefach krawędziowych wysoczyzn morenowych. Cechują ją znaczne spadki zwierciadła wód podziemnych. Szczególnie dotyczy to Wysoczyzny Elbląskiej, gdzie w poziomach wodonośnych plejstocenu zanotowano spadki zwierciadła w granicach 0,01–0,05. Miejscami warunki hydrogeologiczne są tam bardzo skomplikowane i przepływy poziome zachodzą drogą przesączania przez utwory słabo i półprzepuszczalne, zwłaszcza w strefach zaburzeń glicitektonicznych. Strefy drenażu wód przede wszystkim związane są z Żuławami Elbląskimi, równinami Warmińską i Ornecką oraz z Zalewem Wiślanym. W dolinach większych rzek i strumieni drenowane są również wody lokalnego krążenia.

Wybrane parametry hydrogeologiczne systemu wodonośnego subregionu Zalewu Wiślanego

Obszar	Poziom wodonośny	Miąszość [m] Przewodnictwo wodne [m ² /d]	Wydajność potencjalna [m ³ /h]	Obszar zasilania, statyczne zwierciadło wód podziemnych	Baza drenażu, statyczne zwierciadło wód podziemnych
Wysoczyzna Elbląska	Q	5–20 (40) 50–150	10–30 (>50)	centralna część wysoczyzny 150 m n.p.m.	Zalew Wiślany, rz. Elbląg, rz. Bauda 0 m n.p.m.
Równina Warmińska	Q	5–20 (>50) >200 (500)	10–50 (>70)	Wysoczyzna Elbląska Wzniesienia Górowskie 150 m n.p.m.	Zalew Wiślany rz. Bauda 0–30 m n.p.m.
	Ng	5–>20 <100 (200)	10–30 (60)	dopływ lateralny z Pojezierza Iławskiego i Olsztyńskiego	Zalew Wiślany 0 m n.p.m.
	Pg	>50 <50	25–50		
Wzniesienia Górowskie	Q	10–20 5–500	10–50 (>70)	NE część wysoczyzny 150 m n.p.m.	Zalew Wiślany rz. Pasłęka 20 m n.p.m.
	Pg, Ng (Q–Pg)	10–>20 <200 (500)	10–30 (>70)	wody głębokiego krążenia	Zalew Wiślany 0 m n.p.m.
Równina Ornecka	Q	5–20 <110	10–30 (50–70)	Pojezierze Olsztyńskie i Iławskie, Wzniesienia Górowskie 100–150 m n.p.m.	rz. Pasłęka 60 m n.p.m.
Pojezierze Iławskie	Q	5–30 (>40) 50–00 (>500)	10–50 (>70)	centralna część Pojezierza Iławskiego częściowo poza granicami subregionu >100 m n.p.m.	Żuławy Wiślane 10–40 m n.p.m.
	Pg	>50 ok. 500	>120	wody głębokiego krążenia, obszar zasilania poza granicami subregionu	Żuławy Wiślane 10 m n.p.m.
Pojezierze Olsztyńskie	Q	10–30 (>40) 100–300 (>1000)	<40 (>50)	centralna część wysoczyzny 120 m n.p.m.	rz. Pasłęka 60 m n.p.m.
	Ng–Pg	10–40 (<100) 100–600	>50 (10–30)	wody głębokiego krążenia	Żuławy Wiślane, Zalew Wiślany 0–10 m n.p.m.

w nawiasach wartości występujące podrzędnie
Q – czwartorzęd, Ng – neogen, Pg – paleogen

Chemizm i jakość wód podziemnych

Wody podziemne czwartorzędowych poziomów wodonośnych subregionu Zalewu Wiślanego mają stabilny i zbliżony skład chemiczny, są na ogół średniej, lokalnie niskiej jakości. Składnikami decydującymi tu o jakości wód podziemnych są przede wszystkim związki żelaza

i manganu, miejscami również amoniak. Generalnie na całym obszarze stężenia związków żelaza i manganu przekraczają wartości dopuszczalne dla wód pitnych, przez co wody wymagają uzdatniania. Wysokie koncentracje w wodzie związków żelaza (>5 mg/dm³) i manganu (>0,5 mg/dm³) rozkładają się mozaikowo na całym obszarze subregionu. Najwyższe koncentracje amoniaku

Tabela 7.48

Podstawowe dane statystyczne wybranych składników chemicznych wód czwartorzędowych poziomów wodonośnych subregionu Zalewu Wiślanego

		Wartość minimalna	Wartość maksymalna	Średnia arytmetyczna	Orientacyjne tło hydrogeochemiczne
Sucha pozostałość	[mg/dm ³]	118	980	380	200–580
Twardość ogólna	[mg CaCO ₃ /dm ³]	125	625	290	200–400
Chlorki	[mg/dm ³]	0,4	221	15	2–20
Siarczany		0*	166	21	10–50
Amoniak		0*	9,9	0,71	–
Żelazo ogólne		0*	20,0	2,89	–
Mangan		0*	2,0	0,24	0,0–0,3

* – stężenia poniżej granicy oznaczalności

(>10 mg NH₄/dm³) stwierdzono głównie w wodach podziemnych Wysoczyzny Elbląskiej i lokalnie Pojezierza Iławskiego. Pochodzenie tych związków w wodach podziemnych najczęściej jest związane z naturalnymi procesami geochemicznymi zachodzącymi w środowisku grunto-wodnym i nie jest wynikiem antropopresji. Pozostałe składniki chemiczne wód podziemnych nie przekraczają stężeń dopuszczalnych dla wód pitnych, chociaż stwierdzono lokalnie stężenia chlorków i siarczanów przekraczające 100 mg/dm³ (tab. 7.48).

Podwyższone stężenia siarczanów nie zawsze są związane z miejscowymi ogniskami zanieczyszczeń. Przypuszczalnie mogą być związane z lokalnymi właściwościami litologicznymi osadów słabo przepuszczalnych.

Wody podziemne z utworów neogenu i paleogenu nie odbiegają składem chemicznym od wód z osadów czwartorzędowych. Ze względu na stężenia związków żelaza i manganu, przekraczające wartości dopuszczalne dla wód pitnych, są na ogół średniej, miejscami niskiej jakości i wymagają uzdatniania. Przez zachodni skraj subregionu (od Elbląga po Frombork) przebiega granica wód zasolonych, występujących w podłożu osadów czwartorzędowych. W północnej części Równiny Warmińskiej stwierdzono zasolenie wód w utworach paleo-

geny w wysokości ponad 300 mg Cl/dm³, pochodzące najprawdopodobniej z ascenzji z podłoża, z utworów szczelinowych kredy górnej. Na wschód i południe od wspomnianej granicy wody w utworach neogenu i paleogenu spełniają warunki, jakim powinny odpowiadać wody pitne, są niskozmineralizowane, charakteryzują się małymi stężeniami chlorków, siarczanów i związków azotu, co wynika z całkowitej izolacji tego piętra od czynników antropogenicznych.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

Na obszarze subregionu wstępnie zostały wyznaczone dwa niewielkie zbiorniki wód podziemnych: GZWP nr 207 i 212 (fig. 7.66). Obejmują one warstwy wodonośne międzymorenowego poziomu wodonośnego. Zbiorniki te nie są rozpoznane hydrogeologicznie.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Cały obszar subregionu Zalewu Wiślanego obejmują granice JCWPd nr 19 (fig. 7.67). Według podziału RZGW wyróżniono dwie jednostki bilansowe: zlewnię rzeki Elbląg i zlewnię Pasłęki (tab. 7.49).

Zasoby perspektywiczne wód podziemnych w subregionie Zalewu Wiślanego

Nazwa zlewni bilansowej (nr zlewni wg RZGW, fig. 7.68)	Powierzchnia obszaru [km ²]	Zasoby perspektywiczne [m ³ /h]	Moduł zasobów perspektywicznych [m ³ /h·km ²]	Rezerwy zasobów dyspozycyjnych
Zlewnia rz. Elbląg bez Żuław Elbląskich (239C)	984	6771	6,9	ok. 90%
Zlewnia Pasłęki (316, 317)	2875	23 125	8,0	ok. 90%
Łączne zasoby wód podziemnych	359	29 896	7,7	ok. 90%

Stopień wykorzystania zasobów wód podziemnych w subregionie jest niewielki i nie przekracza 10%. Największe ujęcia skupione są w zachodniej części Wysoczyzny Elbląskiej; są to ujęcia komunalne Elbląga. Łączny pobór wód podziemnych tych ujęć sięga 520 m³/h

i w całości wyczerpuje dostępne zasoby wód podziemnych w tej części subregionu. Na pozostałym obszarze większe ujęcia położone są w sąsiedztwie miasteczek i zakładów rolnych. Zapotrzebowanie na wody nie przekracza w nich z reguły kilkuset m³/d.

Literatura

- AUGUSTOWSKI B. (red.), 1979 – Pojezierze Kaszubskie. Ossolineum. Warszawa.
- AUGUSTOWSKI B. (red.), 1977 – Pomorze. PWN. Warszawa.
- BŁASZKIEWICZ M., 1998 – Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie. *Dokum. Geogr. PAN*, 10
- BŁASZKIEWICZ M., 1999 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Stara Kiszewa. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- BURZYŃSKI K., SADURSKI A., 1988 – Impact of the buried valley geometry on the groundwater flow: a finite-element numerical model. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **58**: 175–190.
- BUTRYMOWICZ N., 1980, 1981 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 wraz z objaśnieniami, ark. Chełmno. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DROZDOWSKI E., KOPCZYŃSKI S., 1992 – Środowisko geograficzne regionu grudziądzkiego. *W: Dzieje Grudziądza* (red. J. Danielewicz): 13–96. Grudziądzkie Tow. Kultury. Grudziądz.
- GRDEŃ J., NIKADON Z., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Osiek. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HAŁADUS A., KULMA R., KRECKO M., 2002 – Rola cieków powierzchniowych w zasilaniu i drenażu czwartorzędowego piętra wodonośnego na obszarze Żuław Wiślanych. *Gosp. Surowc. Mineral.* **18**, 3: 95–108.
- KACHNIC J., 2004 – Warunki hydrogeochemiczne w zlewniach Wdy i Mątaawy. Arch. UMK. Toruń.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony. Wyd. AGH. Kraków.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KORDALSKI Z., 2005 – System informacji hydrogeologicznej woj. pomorskiego. Arch. Państw. Inst. Geol. Oddz. Geologii Morza. Gdańsk.
- KOZERSKI B., 1983 – Problems of the salt water origin in the Vistula Delta aquifers. *Geologia applicata e idrogeologia*, 18, cz. II: 325–333. Bari.
- KOZERSKI B., 1988 – Warunki występowania i eksploatacji wód podziemnych w gdańskim systemie wodonośnym. *W: Aktualne problemy hydrogeologii*, cz. 1: 1–20. Wyd. Inst. Morskiego. Gdańsk.
- KOZERSKI B., 2001 – Praktyczne aspekty regionalizacji hydrogeologicznej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 10, cz. 1–2: 25–31. Wrocław.

- KOZERSKI B., KWATERKIEWICZ A., 1984 – Strefowość zasolenia wód podziemnych a ich dynamika na obszarze delty Wisły. *Arch. Hydrotech.*, **31**, 3: 231–255.
- KOZERSKI B., KWATERKIEWICZ A., 1990 – Określenie warunków występowania i model wykorzystania zasobów wód podziemnych użytkowych pięter wodonośnych na Żuławach. *Arch. Pol. Gdańskiej*. Gdańsk.
- KOZERSKI B., MACIOSZCZYK A., PAZDRO Z., SADURSKI A., 1987 – Fluor w wodach podziemnych w rejonie Gdańska. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **57**, 3–4: 349–374.
- KRECKO M., 1996 – Dokumentacja hydrogeologiczna zbiornika wód podziemnych nr 111 – Subniecka gdańska. *Arch. Przeds. Geol. Gdańsk*.
- KRECKO M., LIDZBARSKI M., PRUSSAK E., KORDALSKI Z., 2000 – Dokumentacja zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych Żuław i Mierzei Wiślanej. *Arch. Państw. Inst. Geol. Oddz. Geologii Morza*. Gdańsk.
- KULMA R., HAŁADUS A., LIDZBARSKI M., 2002 – Zasoby wód podziemnych na obszarze Żuław Wiślanych. *Gosp. Surowc. Mineral.* **18**, 2: 117–137.
- LIDZBARSKI M., 1998 – Warunki zasilania wód podziemnych Doliny Dolnej Wisły i Żuław na odcinku Gniew–Tczew. *Arch. Państw. Inst. Geol. Oddz. Geologii Morza*. Gdańsk.
- LIDZBARSKI M., 2001 – Główne zbiorniki wód podziemnych na obszarze województwa pomorskiego. Wybrane problemy ochrony środowiska gruntowo-wodnego w województwie pomorskim. *Państw. Inst. Geol., EKOKONSULT*. Gdańsk.
- LIDZBARSKI M. i in., 2005 – Ogólna charakterystyka geologiczna i hydrogeologiczna Regionu Wodnego Dolnej Wisły. *Arch. RZGW w Gdańsku*.
- LIDZBARSKI M., KORDALSKI Z., 2003 – Występowanie i dynamika trzeciorzędowego piętra wodonośnego w regionie gdańskim. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 11, cz. 1: 121–128. Gdańsk.
- LORENC H. (red.), 2005 – Atlas klimatu Polski. IMGW. Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1972, 1975 – Mapa geologiczna Polski 1:200 000, ark. Grudziądz wraz z objaśnieniami. *Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- MICHALSKA M., MICHALSKI T., 1980 – Warunki hydrogeologiczne piętrzenia wód na Pojezierzu Pomorskim. *W: Stosunki wodne w zlewniach rzek Przymorza i dorzecza Dolnej Wisły ze szczególnym uwzględnieniem gospodarki wodnej jezior*. *Mat. Sesji Nauk.-Tech.*, cz. 1: 178–194. Słupsk.
- NATHER M. i in., 1998 – Charakterystyka ogólna fizjograficzna i klimatyczna oraz warunki przyrodnicze i naturalne woj. gdańskiego. *Arch. Hydroprojekt Sp. z o.o. Gdańsk*.
- OLAŃCZUK-NEYMAN K., PRUSZKOWSKA M., WARGIN A., 1998 – Chemical and bacteriological quality of ground water of Cretaceous formation in Gdańsk region. *Intern. Symp. „Water Management and Hydraulic Engineering”*, vol. 2: 349–358. Croatia, Dubrownik.
- OLSZEWSKI A., 1969 – Formy strefy marginalnej południowego skraju Równiny Świeckiej ze szczególnym uwzględnieniem form deglacjacji „arealnej”. *Prz. Geogr.*, **41**, 3: 431–467.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1993, 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski, cz. I i II. Warszawa.
- POMIANOWSKA H., 1998 – Studium warunków hydrogeologicznych Pojezierza Chełmińskiego. *Arch. UMK. Toruń*.
- POMIANOWSKA H., 2000 – System krążenia wód podziemnych Pojezierza Chełmińskiego i w jego sąsiedztwie. *Acta Univ. Nicol. Copern. Geogr.*, **30**: 75–83.
- PRZEWŁOCKA M., 2004 – Ocena zmian jakości wód podziemnych piętra czwartorzędowego Gdańska w świetle ich poboru. *Arch. Pol. Gdańskiej*. Gdańsk.
- SADURSKI A., 1989 – Górnokredowy system wód podziemnych Pomorza Wschodniego. *Zesz. Nauk. AGH*, 46.
- SADURSKI A., ZUBER A., MODLIŃSKI Z., BURZYŃSKI K., BOJARSKI L., 1994 – Rozpoznanie i ocena zasobów oraz możliwości eksploatacji wód pitnych, mineralnych i peloidów na Mierzei Wiślanej. *Arch. Przeds. Powierniczo-Wykonawczego „Glob”*. Gdańsk.
- STACHY J. (red.), 1987 – Atlas hydrologiczny Polski. IMGW. Warszawa.
- STUPNICKA E., 1997 – Geologia regionalna Polski. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- SZELEWICKA A., 2005 – Ocena stanu zagrożenia w strefach zasilania i poboru wód podziemnych głównych użytkowych poziomów wodonośnych w rejonie Bydgoszczy. *Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- ZNOSKO J. (red.), 1998 – Atlas tektoniczny Polski. *Państw. Inst. Geol. Warszawa*.

7.4. Region Bugu

7.4.1. Subregion Bugu wyżynny

Informacje ogólne

Subregion Bugu wyżynny położony jest w południowo-wschodniej części Polski i zgodnie z podziałem J. Kondrackiego (2002) obejmuje północno-zachodnią część Wyżyny Wołyńskiej (Grzęda Horodelska, Kotlina Hrubieszowska, Grzęda Sokalska i Równina Bełska), południowy fragment Polesia Wołyńskiego (Obniżenie Dubienki i Pagóry Chełmskie), a także niewielki fragment Wyżyny Lubelsko-Lwowskiej (część Roztocza Środkowego i Wschodniego) (fig. 7.72). Łącznie omawiany obszar zajmuje powierzchnię ok. 4 tys. km².

Subregion stanowi teren morfologicznie zróżnicowany, co jest bezpośrednią pochodną budowy geologicznej. Cechą charakterystyczną jest naprzemienne występowanie obszarów wyniesionych, zbudowanych z utworów bardziej odpornych na denudację i charakteryzujących się największymi wysokościami względnymi (Grzęda Sokalska, Grzęda Horodelska i Roztocze), oraz rozległych obniżeń (Obniżenie Dubienki, Równina Bełska) i rozcięć dolinnych (Kotlina Hrubieszowska), zbudowanych z utworów mało odpornych na denudację. Teren morfologicznie wyniesiony stanowi także obszar Pagórów Chełmskich z charakterystycznymi ostańcowymi górami stołowymi osiągającymi wysokości do 274 m n.p.m. Pagóry te nie tworzą zwartej wyżyny, a połączone obniżenia są często zabagnione. W obrębie subregionu najwyżej wyniesiony morfologicznie jest obszar Roztocza Wschodniego z kulminacją Wielkiego Działu (390 m n.p.m.), zaś najniżej położony jest obszar nachylonego ku wschodowi Obniżenia Dubienki (160–170 m n.p.m.).

Subregion w całości należy do województwa lubelskiego, zajmując jego południowo-wschodnią część. Jest to teren słabo zurbanizowany; największe miasta to Chełm (ok. 70 tys.), Hrubieszów (ok. 20 tys.) i Tomaszów Lu-

belski (ok. 22 tys. mieszkańców). Największy zakład przemysłowy to cementownia „Chełm” i związana z nią duża kopalnia odkrywkowa kredy piszącej. Obszar subregionu jest użytkowany głównie rolniczo, przede wszystkim przez gospodarstwa indywidualne. Dominują uprawy buraków cukrowych oraz pszenicy na urodzajnych glebach – czarnoziemach i brunatnoziemach. Główne szlaki komunikacyjne związane są z drogami krajowymi prowadzącymi do przejść granicznych: Lublin–Dorohusk (nr 12), Zamość–Rawa Ruska (nr 17) oraz Zamość–Hrubieszów (nr 74).

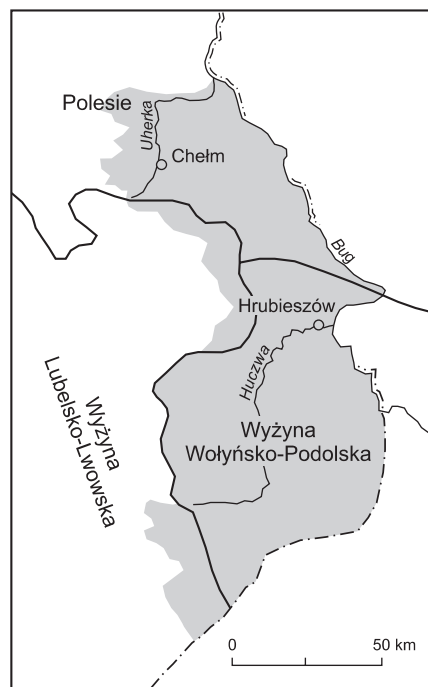


Fig. 7.72. Położenie subregionu Bugu wyżynnego na tle jednostek fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002)

Klimat i warunki hydrologiczne

Charakterystyczną cechą klimatu subregionu są krótkie pory przejściowe, tj. przedwiosnie i przedzimie, dość ostre zimy z pokrywą śnieżną przez ok. 76 dni w roku. Lata są pogodne; liczba dni pogodnych i nasłonecznienie należą do największych, zachmurzenie zaś do najmniejszych w Polsce.

Opady atmosferyczne charakteryzują się dużą zmiennością. Średnioroczny z 30-lecia 1951–1980 (wielolecie reprezentatywne) wskaźnik opadu zmienia się od ok. 600–725 mm na Roztoczu do poniżej 550 mm w Kotlinie Hrubieszowskiej oraz w Obniżeniu Dubienki; średnio w całym subregionie wynosi ok. 575 mm (A. Woś, 1999). Wysokie parowanie terenowe z tego okresu, osiągające średnio 470 mm, kształtuje niski całkowity odpływ jednostkowy rzek subregionu, nieprzekraczający średnio 110 mm/r (tab. 7.50).

Sieć hydrograficzna

Powierzchniowe odwadnianie subregionu odbywa się poprzez Bug, jego największy na tym obszarze dopływ Huczwę wraz z dopływami oraz mniejsze lewostronne dopływy bezpośrednie Bugu – Wełniankę, Udał i Uherkę. Roztocze jest działem wodnym między dorzeczem dolnego Sanu a dorzeczem dolnego Bugu. Występujące tu liczne źródła (wskaźnik krenologiczny wynosi 7,8) zasilają

dopływy Sanu: Tanew i Lubaczówkę oraz Bugu: Huczwę, Sołokiję, Ratę i Pełtew.

Przeptyw Bugu – największej rzeki subregionu – wzrasta z ok. 40 m³/s na granicy państwa do prawie 70 m³/s we Włodawie. Koryto Bugu jest nieuregulowane, silnie meandrujące w dolinie o bardzo zmiennej szerokości.

Rzeką o antropogenicznie przekształconym reżimie jest Uherka. Zlewnia podziemna Uherki jest powiększona w stosunku do zlewni powierzchniowej o obszary zasilania ujęć MPGK w Chełmie „Bariera” i Cementowni „Chełm” S.A. Obszar zasilania tych ujęć obejmuje ok. 14 km² powierzchni zlewni hydrograficznej Udału. Ścieki oraz wody z odwodnień kopalni kredy odprowadzane są do Uherki. Rozbieżności w przebiegu wododziału powierzchniowego i podziemnego zlewni Udału występują również w obszarach o naturalnym reżimie krążenia wód. Zlewnia podziemna Udału obejmuje fragmenty zlewni powierzchniowej Wojsławki i Wełnianki (P. Herbich, F. Knyszyński, 1998; P. Herbich, 1999a, b).

W zasięgu leja depresyjnego ujęć cementowni „Chełm” S.A. i ujęcia komunalnego Chełma „Bariera” doszło do rozległego i głębokiego obniżenia zwierciadła wód podziemnych i osuszenia dawnych podmokłości. Prowadzone w latach 90. ub. wieku zabiegi konserwatorskie w cennych florystycznie i ornitologicznie rezerwach torfowiskowych typu węglanowego, obejmujące zasypianie rowów melioracyjnych, doprowadziły do częściowego odtworzenie stanu naturalnego zabagnienia (P. Herbich, 1999a, b).

Tabela 7.50

Charakterystyka odpływu ze zlewni głównych rzek subregionu Bugu wyżynnego (wg Z. Michalczyka 1986; P. Herbicha 1989; Atlasu hydrologicznego Polski, 2006)

Rzeki	Długość rzeki [km]	Powierzchnia zlewni [km ²]	Średni wieloletni przepływ w ujściu [m ³ /s]	Moduł odpływu całkowitego [mm/r]	Moduł odpływu podziemnego [mm/r]	Udział zasilania podziemnego w odpływie [%]
Huczwa	74,6	1394,3	4,8	108	71	66
Wełnianka	32,0	240,3	0,7	92	–	–
Udał	31,4	321,1	0,9	102	64	63
Uherka	44,9	577,0	2,1	116	66	57

Budowa geologiczna

Bezpośrednio na utworach karbonu (o miąższości dochodzącej do 3500 m w rowie lubelskim) synklynalnie zalegają utwory mezozoiczne (jura oraz dolna i górna kreda), nadające strukturalny charakter całej niecce lubelskiej, będącej częścią synklinorium brzeźnego. Utwory mezozoiczne zapadają tu łagodnie na SW i WSW pod kątem kilku stopni. Na powierzchni odsłaniają się węglanowe i węglanowo-krzemionkowo-ilaste utwory masyfytu górnego. Kreda piszcząca, lokalnie przewarstwiona marglami i marglami opokowymi, reprezentuje starsze ogniwa masyfytu górnego, zaś opoki budujące wzniesienia – górny masyfyt. Miąższość kompleksu utworów węglanowych górnej kredy dochodzi do 500–700 m, w tym masyfytu 200–300 m. W ich spągu występuje nieciągła i o zmiennej miąższości (2–50 m) warstwa słabo zwięzłych albskich piaskowców lub zawodnionych piasków kurzawkowych. Leżą one na skrasowiałych, zawodnionych wapieniach kimerydu o miąższości 100–150 m, zaś te – na praktycznie nieprzepuszczalnych mułowcach i iłowcach westfalu, przewarstwionych piaskowcami.

Pokrywa mezozoiczna jest pocięta uskokami, jednakże identyfikację położenia uskoków klasycznymi metodami geologicznymi utrudnia małe zróżnicowanie litofacjalne masyfytu i jego niemal płaskie zaleganie. Generalnie można wyróżnić dwa główne typy uskoków: uskoki o wielokrotnie odnawianym ruchu zrzutowym i przesuwczym wzdłuż strefy nieciągłości górotworu, ze zmylonityzowaną strefą słabo przepuszczalną, oraz uskoki zrzutowe, najczęściej wstępujące gromadnie w postaci uskoków schodkowych, powstałych przeważnie w jednym epizodzie tektonicznym i tworzące strefę silnie wodonośną (P. Herbich, 1980).

Na obszarach obniżen morfologicznych wśród osadów budujących pokrywę czwartorzędową na nierównej powierzchni utworów masyfytu przeważają utwory organiczne zagłębień bezodpływowych i den dolinnych, limniczne i limnoglacialne mułki wodnolodowcowe, piaski i piaski ze żwirami, mułki i piaski rozlewiskowe tarasów rzecznych oraz rezydualne osadów glacialnych. Piaski i mułki kemowe oraz gliny zwałowe występują w izolowanych

platach, podobnie mułki lessopodobne. Miąższość pokrywy czwartorzędowej wynosi najczęściej 2–10 m i na ogół nie przekracza kilkunastu metrów. Jedynie w dolinach większych rzek seria osadów limnicznych i fluwioglacialnych dochodzi do 30 m. W obszarach dawnych podmokłości występują zmeliorowane łąki i pastwiska, zaś na płaskich wzniesieniach – grunty orne, za wyjątkiem większych części piasków wodnolodowcowych i rozlewiskowych, które są pokryte lasami.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Główny użytkowy poziom wodonośny na obszarze subregionu Bugu wyżynnego występuje w spękanych węglanowych utworach kredy górnej, przeważnie w kredzie piszczącej, marglach i marglach ilastych. Krążenie wód podziemnych odbywa się systemem połączonych szczelin, wśród których o przeciętnej wodonośności masywu decydują systemy spękań ciosowych wraz ze szczelinami oddzielności międzyławicowej, zaś lokalnie – systemy szczelin związanych ze strefami dyslokacyjnymi (S. Krajewski, 1972; P. Herbich, 1980; M. Woźnicka, 2004). Czynną pojemność wodną utworów górnokredowych współtworzą szczeliny oraz komunikujące się z nimi makropory i mikrospękania. Współczynnik porowatości efektywnej strefy saturacji $n_e = 0,02–0,06$ i zależy od szczelinowatości objętościowej górotworu $n_v = 0,005–0,01$ oraz kontaktującej się z nią części otwartej porowatości matrycy skalnej $n_{m_p} = 0,02–0,05$ (P. Herbich, S. Krajewski, 1977; P. Herbich, 1984).

Wodoprzepuszczalność szczelinowa zależy od wykształcenia litologicznego, które z kolei wpływa na wartość i gęstość szczelin – wyższą w opokach i twardych marglach, a niższą w kredzie piszczącej i miękkich marglach ilastych (S. Krajewski, J. Motyka, 1999). Wodoprzepuszczalność górotworu zmniejsza się wraz ze wzrostem głębokości, co powoduje, że zasięg pionowy strefy intensywnej wymiany wód podziemnych średnio nie przekracza ok. 100 m. Znaczące dla eksploatacji studzien wierconych dopływy stwierdza się w kredzie piszczącej do głębokości ok. 80 m, w twardszych marglach – do ok. 120 m (P. Herbich, 1995a). Na głębokości około 200–250 m szcze-

liny ulegają zaciśnięciu i górotwór staje się praktycznie nieprzepuszczalny (S. Krajewski, 1972).

Anomalie związane są głównie ze strefami uskokowymi: obserwuje się zwiększoną głębokość strefy rozwarcia i zagęszczenia szczelin w rejonie uskoków typu schodkowego oraz występowanie pozbawionych szczelin stref mylonityzacji, związanych z uskokami przesuwczymi lub odkształceniami glaciektonicznymi w utworach kredowych (P. Herbich, 1980).

Współczynnik filtracji spękanego masywu skalnego kształtowany jest przepuszczalnością szczelin i zgodnie ze zróżnicowaniem ich wykształcenia najczęściej osiąga wartości od $4 \cdot 10^{-5}$ do $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, skrajnie od $1 \cdot 10^{-5}$ do $6 \cdot 10^{-4}$ m/s (P. Herbich 1980, 1984, 1995a; P. Herbich, F. Knyszyński, 1998) (fig. 7.73). Wartości przewodności

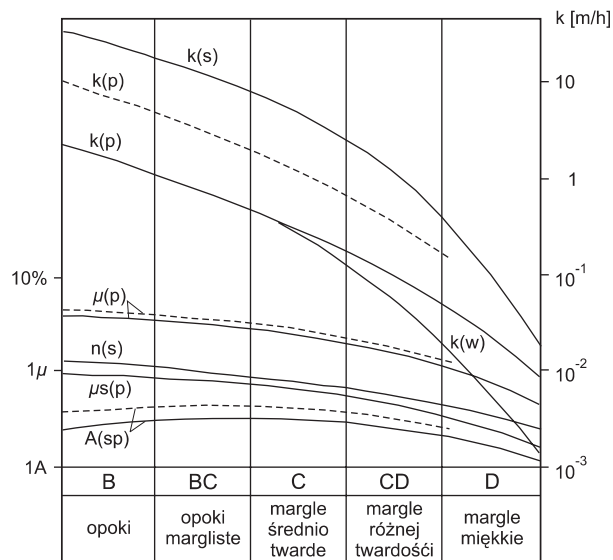


Fig. 7.73. Litologiczne i tektoniczne uwarunkowanie zróżnicowania parametrów hydrogeologicznych spękaných skał masywisty w strefie intensywnego krążenia wód podziemnych

k – współczynnik filtracji; współczynnik odczaszczenia: μ – całkowitej, μ_s – szczelinowej; A – wskaźnik poziomej anizotropii warunków filtracji; n – współczynnik szczelinowości objętościowej; wartości parametrów wyznaczono na podstawie: (s) – pomiarów szczelinowości, (p) – pomiarów badawczych, (w) – zalewania szybików; wartości parametrów oznaczono: linią przerywaną dla wodonośnych stref przyuskokowych, linią ciągłą – poza zasięgiem tych stref

wodnej, poza zasięgiem oddziaływania stref dyslokacyjnych na szczelinowatość górnokredowego poziomu wodonośnego, zawierają się w granicach od 250 do 1000 m²/d. Wydatki jednostkowe przy pompowaniach z wydajnością ok. 30–50 m³/h studzien wykonanych w spękaných marglach najczęściej wynoszą od 8 do 15 m³/h·m, zaś studzien wykonanych w kredzie piszącej i bardziej miękkich odmianach margli – od 6 do 12 m³/h·m. W rejonie wodonośnych stref dyslokacyjnych występują kontrastowo wyższe wartości parametrów hydrogeologicznych: współczynnik filtracji do $3 \cdot 10^{-3}$ m/s, przewodność wodna do $3 \cdot 10^3$ m/d oraz wydatek jednostkowy 50 m³/h·m. Współczynnik filtracji masywu skalnego w strefie poniżej głębokości 200–250 m kształtowany jest przepuszczalnością mikroszczelin oraz makroporów i spada do wartości $k = n \cdot 10^{-8}$ m/s i niższych.

W procesie migracji roztworów znaczącą rolę odgrywa porowatość otwarta dostępna dla wody $n_o \leq 0,30$, która w strefie saturacji gromadzi wody tzw. martwe hydrodynamicznie – stagnujące. Dzięki dyfuzji wody stagnujące znacznie opóźniają migrację zanieczyszczeń chemicznych (P. Herbich, S. Krajewski, 1991; P. Herbich, 1995b).

W strefach dolinnych, gdzie na utworach kredy górnej bezpośrednio zalegają zawodnione utwory czwartorzędowe, o stopniu ich kontaktu hydraulicznego z wodami poziomu kredowego decyduje miąższość i wykształcenie zwietrzliny w stropie wodonośnego piętra kredowego oraz mułków i ilów jeziornych w obrębie piętra czwartorzędowego.

Dynamika i system krążenia wód podziemnych

Warunki infiltracji opadów do górnokredowego poziomu wodonośnego ogólnie określa się jako dobre i średnie. Obszary morfologicznie wyniesione, takie jak Roztocze i Grzęda Horodelska, Działy Grabowieckie, wzgórze Pagórów Chełmskich stanowią tereny alimentacyjne, zaś doliny rzeczne – strefy drenażu.

Zwierciadło wód podziemnych ma najczęściej charakter swobodny, choć w przypadku przykrycia słabo przepuszczalnymi utworami czwartorzędownymi występują również obszary z napiętym zwierciadłem poziomu górnokredowego. W dolinach rzek, gdzie brak jest utwo-

rów izolujących, górnokredowy poziom wodonośny znajduje się w łączności hydraulicznej z poziomem czwartorzędowym.

Lokalny system krążenia obejmuje 70–80% wód strefy intensywnej wymiany, zaś jego strefy drenażowe stanowią doliny cieków powierzchniowych w systemach hydrograficznych dopływu Bugu oraz bezpośredniej zlewni Bugu. Pozostała część wód podziemnych bierze udział w przejściowych i regionalnych systemach krążenia, drenowanych w dolinie Bugu i ujściowych odcinkach jego dopływów (P. Herbich, 1988).

W rejonie oddziaływania ujęć wód podziemnych Chełma – wodociągowego „Bariera” (spełniającego również rolę odwadniającego dla kopalni kredy pizzącej) i przemysłowego Cementowni „Chełm” S.A. – wytworzył się regionalny lej depresji (fig. 7.74). W warunkach łącznego poboru z tych ujęć w ilości 14–20 tys. m³/d obniżenie zwierciadła wody w centrum leja depresyjnego – w stosunku do stanu quasi-naturalnego – wynosi 40–50 m. W centrum leja depresyjnego zwierciadło osiąga rzędne 155–160 m n.p.m., w okresie posuszonym obniża się do 145–150 m n.p.m., zaś po intensywnym zasilaniu opadowym wznosi się do 165–170 m n.p.m. (P. Herbich, 1988).

Niejednorodność litologiczna profilu pionowego utworów kredy górnej sprzyja tworzeniu się poziomów zawieszonych – zwłaszcza w obrębie wzniesień – podpartych głównie przewarstwieniami pęczniejących margli ilastych. Poziomy takie spotykane są powszechnie w rejonie Działów Grabowieckich i Pagórów Chełmskich oraz na Roztoczu. Spąg poziomu zawieszzonego znajduje się na ogół kilka do kilkunastu metrów ponad zwierciadłem głównego poziomu użytkowego. Często są one ujmowane przez gospodarskie studnie kopane, stanowiąc zaopatrzenie ludności w wodę.

Czas wymiany wód w górnokredowym poziomie wodonośnym oszacowano na podstawie wyników oznaczeń koncentracji trytu w naturalnych systemach krążenia lokalnego i systemach krążenia wymuszonego intensywną eksploatacją ujęć. Badania przeprowadzane były na próbkach pobranych z ujęć zlokalizowanych w rejonie dolinnych stref drenażowych Krzywólki, Udału, Siennicy i Wolicy oraz z centrum leja depresyjnego ujęcia Cementowni „Chełm”. Stężenie trytu wynosiło od $6,5 \pm 0,5$ do $12,4 \pm 0,5$ TU. Czas wymiany wód w naturalnych i wymuszonych układach krążenia jest zbliżony i można go określić na ok. 12 ± 3 lata.

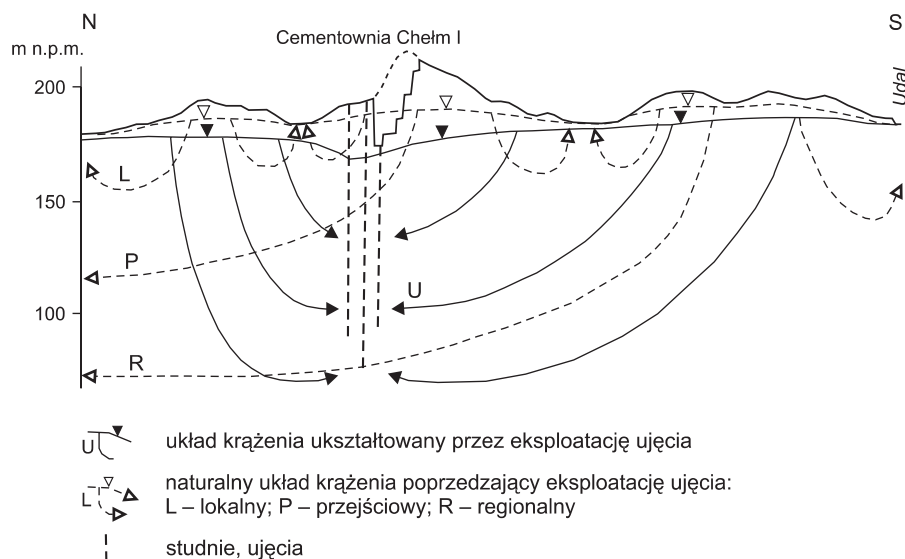


Fig. 7.74. Zmiana systemu krążenia wód podziemnych w rejonie ujęć cementowni „Chełm”

Chemizm i jakość wód podziemnych

Na obszarze subregionu dominują dwa typy hydrogeochemiczne wód: $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ oraz $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, co jest pochodną wykształcenia litologicznego utworów tworzących zbiornik wód podziemnych (S. Krajewski, 1995). Wody te należą do twardych oraz średnio twardych wg klasyfikacji Z. Pazdry (1983) i mają na ogół odczyn lekko zasadowy. Są to wody słodkie, mineralizacja kształtuje się na poziomie $200\text{--}650\text{ mg/dm}^3$, przy czym na ogół nie przekracza 500 mg/dm^3 .

Generalnie wody ujmowane studniami wierconymi charakteryzują się wysoką jakością, lecz z uwagi na odkryty charakter zbiornika mogą być narażone na zanieczyszczenia. Spośród czynników geogenicznych najbardziej znaczącym elementem mającym wpływ na obniżenie jakości płytkich wód podziemnych jest występowanie gruntów organicznych. Na obszarze ich występowania woda ma wysoką mętność, podwyższoną zawartość azotu amonowego oraz żelaza. Spotykane są również podwyższone geogenicznie stężenia takich składników jak metan i stront, przekraczające zawartości dopuszczalne dla wód pitnych, lecz nie występują one na znacznych obszarach i mają charakter mozaikowy (P. Herbich, F. Kny-szyński, 1998; S. Krajewski, A. Binder, 1998).

W miejscach płytkiego występowania wód podziemnych w obrębie dużych i gęsto zabudowanych wiosek z drobnymi zakładami wody uległy przeobrażeniu. Ich mineralizacja na ogół wynosi $810\text{--}866\text{ mg/dm}^3$, a wody mogą być trójjonowe, w tym z dominantą anionu innego niż wodorowęglanowy, np. $\text{Cl-HCO}_3\text{-Ca}$ lub $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$.

Na obszarach intensywnego nawożenia obserwuje się również wysokie stężenia azotynów i azotanów pochodzenia antropogenicznego.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

Zgodnie z podziałem hydrogeologicznym podanym na Mapie głównych zbiorników wód podziemnych (L. Skrzypczyk, 2001) omawiany obszar obejmuje południowo-wschodnią część chełmsko-zamojskiego zbiornika niecki lubelskiej GZWP nr 407 (fig. 7.75). Po-

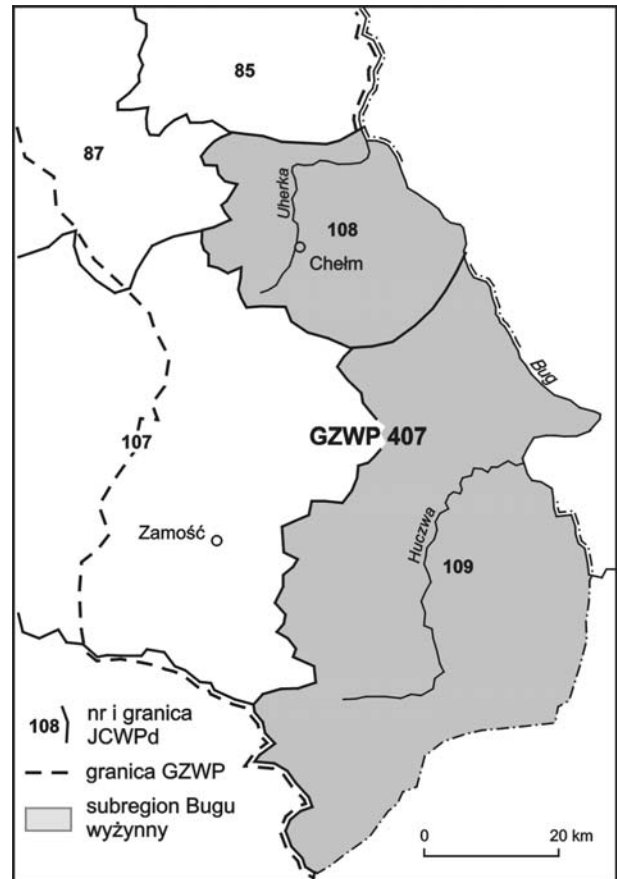


Fig. 7.75. Lokalizacja subregionu Bugu wyżynnego na tle JCWPd oraz GZWP

wierzchnia zbiornika wynosi 8800 km^2 . Rozpatrywany subregion należy do jednych z najbardziej zasobnych zbiorników wód podziemnych w Polsce. Łącznie zasoby dyspozycyjne zbiornika chełmsko-zamojskiego nr 407 kształtują się na poziomie ok. $47\text{ m}^3/\text{h}$ (moduł zasobów dyspozycyjnych wynosi $5\text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$).

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W obrębie subregionu Bugu wyżynnego wyróżniono dwa obszary jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) nr 108 i 109 (tab. 7.51, fig. 7.75). JCWPd nr 108 obejmuje północną część subregionu (rejon Chełma), zaś do JCWPd nr 109 zaliczono środkową i południową część omawianego obszaru (zlewnia Huczwy). W odniesieniu

Charakterystyka jednolitych części wód podziemnych wyznaczonych w subregionie Bugu wyżynnym

Nr JCWPd	Stratygrafia	Litologia	Mięższość [m]	Typ wodonośca	Wodoprzepuszczalność [m/s]	Powierzchnia [km ²]
108	K ₂	kreda pisząca, margle	>40	szczelinowy	$3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	1054,9
109	K ₂	margle, kreda pisząca	>40	szczelinowy	$3 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$	3030,7

do stanu ilościowego i chemicznego obydwie wyodrębnione na omawianym obszarze jednolite części wód podziemnych charakteryzują się stanem dobrym.

Zagrożenia wód podziemnych

W przeważającej części obszaru brak izolacji utworów wodonośnych sprawia, że wody podziemne subregionu są szczególnie narażone na zanieczyszczenia z powierzchni. Na podstawie obserwacji czynnych ognisk zanieczyszczeń w okolicach Chełma można stwierdzić, że ognisko zanieczyszczenia chemicznego w kredzie piszącej rozwija się powoli i jest mało mobilne w warunkach naturalnego krążenia wód, lecz jednocześnie jest trudne do usunięcia i długotrwałe. Wynika to z wysokiej pojemności wodnej porowatej skały, w której stagnujące wody porowe stanowią do 30% jej objętości. Powoduje to 10–10000-krotne opóźnienie migracji zanieczyszczenia w strefie saturacji w stosunku do średniej rzeczywistej ($v_R = 50\text{--}200$ m/r) prędkości przepływu wód podziemnych na dłuższych dystansach, rzędu 1 km i większych, przy naturalnych spadkach hydraulicznych $i = 0,003\text{--}0,006$ (P. Herbich, 1995b, 1999a). Potencjalny czas dotarcia zanieczyszczenia z powierzchni terenu do warstwy wodonośnej, liczony jako czas dotarcia wód infiltracyjnych, wynosi od kilku dni (zwierciadło wody na głębokości kilku metrów, wychodnie kredy na powierzchni) do ok. 10 lat (strefa aeracji głównego poziomu użytkowego o miąższości >25 m z poziomami zawieszonymi w piaskach na glinach i w marglach na łożach marglistych) (P. Herbich, S. Krajewski, 1991).

Niewielkie uprzemysłowienie subregionu (poza rejonem Chełma) decyduje o tym, że zagrożenia dla wód podziemnych związane są głównie z gospodarką komunalną oraz rolnictwem. Czynniki wpływającymi na zagrożenie wód podziemnych są stosowane nawozy naturalne (gnojowica, obornik) oraz środki ochrony roślin, przy czym zanieczyszczenia pochodzenia rolniczego są na ogół rozproszone nierównomiernie i trudne do identyfikacji. Źródłem zagrożenia są także składowiska odpadów, zarówno te zorganizowane, jak i przede wszystkim niezorganizowane, „dzikie” wysypiska. Potencjalnymi ogniskami zanieczyszczeń są obiekty dystrybucji i składowania paliw płynnych oraz w niewielkim stopniu emisje pyłów i gazów z obiektów komunalnych i przemysłowych.

W okolicy Chełma występują aktywne ogniska zanieczyszczeń wód podziemnych. Dwa z nich związane są z odciekami zawierającymi chrom Cr^{6+} z gruzu cegły chromitowo-magnezytowej ze składowiska odpadów produkcyjnych cementowni oraz z nagromadzenia odpadów na skarpie kopalni kredy. Gruz cegły chromitowo-magnezytowej z wymurówek pieców obrotowych cementowni „Chełm” S.A. był składowany w latach 1960–1988 w łącznej masie ok. 33 tys. ton (ok. 2 tys. ton Cr_2O_3) wraz z innymi odpadami produkcyjnymi cementowni. Na składowisku zgromadzono ok. 310 tys. m³ odpadów na powierzchni 3,7 ha (P. Herbich, 1999a, b). Cementownia „Chełm” opracowała projekt likwidacji składowiska i do końca 2005 r. rozebrano 65,7% składowiska nadpoziomowego (L. Żelazny red., 2006).

Stężenie chromu Cr^{6+} , przekraczające zawartości dopuszczalne dla wód pitnych ($\text{Cr}^{6+} = 0,01$ mg/dm³), stwierdzano sporadycznie w latach 1990–1993, a od 1996 r. no-

towano je stale w pięciu piezometrach sieci monitoringu składowiska i w studniach nr 2 i 3 ujęcia zakładowego cementowni; w 1997 r. dochodziło ono do 0,27 mg/dm³ w piezometrach i do 0,06 mg/dm³ w studniach zakładowych. W stanie pola hydrodynamicznego na rok 1999 zanieczyszczenie z rejonów składowiska zakładowego i wysypiska na skarpie kopalni napływa do studzien cementowni nr 2 i 3 znajdujących się w centrum leja depresyjnego i dzięki temu nie przemieszcza się do studzien ujęcia komunalnego „Bariera” (P. Herbich, 1999a).

Komunalne wysypisko Chełma w Serebryszczu przysosie do Dorohuska założono ok. 1960 r. w wyrobisku dużej, nieczynnej piaskowni o dnie prawdopodobnie na rzędnej 185 m n.p.m. Wysypisko obejmuje teren o powierzchni ok. 4,5 ha, a wierzch hałdy osiąga rzędne 198–205 m n.p.m. W wysypisku składowane są typowe odpady miejskie; w przeszłości składowano również odpady z fabryki obuwia i szlam z poletek osadnikowych oczyszczalni miejskiej. Obserwacje stężeń SO₄, związków N, Cl, Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Cr, fenoli oraz suchej pozostałości, twardości ogólnej, zapachu, utlenialności, stanu bakteriologicznego prowadzone w latach 1988–1989 w 6 piezometrach i w 2 studniach wykazały, że wpływ odcieków z wysypiska na wody podziemne zanika w odległości ok. 500 m w kierunku SW od wysypiska (na linii spływu wód do centrum leja depresyjnego) i ok. 100 m w pozostałych kierunkach. Przekroczenia niektórych wskaźników (zapach nafty, amoniak, miedź, żelazo, mangan, ołów, nikiel, metaksychlor, mętność, barwa, sucha pozostałość) mają miejsce jedynie w rejonie SW narożnika wysypiska. W 1994 r. piezometry poddano renowacji i powtórzono badania, rozszerzając je o oznaczenia środków ochrony roślin. Wyniki analiz potwierdziły poprzednie wnioski i stabilny charakter zanieczyszczenia w aktualnym stanie pola hydrodynamicznego.

We wsi Olenówka w 1996 r. stwierdzono lokalne i stabilne hydrodynamicznie ognisko silnego zanieczyszczenia wód podziemnych chromem wzdłuż nasypu drogi, który wykonano z użyciem m.in. gruzu cegły chromitowo-magnezytowej z cementowni. Stężenie chromu Cr⁶⁺ w wodach części studzien kopanych we wsi Olenówka osiągnęło w 1997 r. 0,8–2,3 mg/dm³. Istnienie tego przypadkowo zidentyfikowanego zanieczyszczenia chromem

wskazuje na wysokie prawdopodobieństwo występowania podobnych ognisk zanieczyszczeń w rejonie Chełma.

Na obszarze subregionu stwierdzono rejon skażenia gruntów i wód podziemnych substancjami ropopochodnymi. Dotyczy to przede wszystkim rozległego zanieczyszczenia paliwami płynnymi (głównie benzyna) w rejonie magazynów w Zawadówce. Zanieczyszczenie to zlokalizowane jest w zlewni górnej Janówki w odległości 4 km od ujęcia komunalnego Trubaków. Zagrożenie skażenia gruntów i wód podziemnych produktami ropopochodnymi występuje również w innych miejscach regionu i związane jest z małymi obiektami magazynowania, przeładunku i dystrybucji paliw płynnych.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Podstawowym źródłem zabezpieczenia potrzeb pitnych, gospodarczych i przemysłowych na obszarze subregionu Bugu są wody podziemne. Wodociągi komunalne zaopatrują w wodę ponad 90% ludności zamieszkałej w granicach administracyjnych miast oraz ok. 60% gospodarstw wiejskich. Wydajności eksploatowanych wodociągów w pełni zaspokajają potrzeby (L. Żelazny red., 2006).

Na omawianym obszarze, poza miastem Chełm, brak jest dużych ośrodków przemysłowych oraz aglomeracji miejskich, w związku z czym użytkowanie wód podziemnych nie jest bardzo intensywne (tab. 7.52). Z przeprowadzonego bilansu wodno-gospodarczego wynika, że stopień wykorzystania zasobów wód podziemnych na obszarze subregionu jest niewielki, zaś rezerwy zasobów bardzo duże.

Tabela 7.52

Bilans wodno-gospodarczy w obszarach JCWPd subregionu Bugu wyżynnego (J. Czerwińska-Tomeczyk i in., 2006)

Nr JCWPd	Zasoby dyspozycyjne [m ³ /h]	Pobór [m ³ /h]	Wykorzystanie [%]	Rezerwa zasobów [m ³ /h]
108	4899	1112	22,7	3787
109	33776	628	1,9	33149

Literatura

- CZERWIŃSKA-TOMCZYK J., ŁUSIAK R., RYSAK A., 2006 – Zestawienie bilansu zasobów i użytkowania wód podziemnych dla potrzeb statystycznych. Region wodny środkowej Wisły (część wschodnia). Działalność Państwowej Służby Hydrogeologicznej w 2005 r. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HERBICH P., 1980 – Tektoniczne uwarunkowania horyzontalnej anizotropii wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy Rejonu Chełma. *Techn. Poszuk. Geol.*, **19**, 3: 27–32.
- HERBICH P., 1984 – Hydrogeologiczna charakterystyka opok i margli mastrychtu. Rola przewarstwień półprzepuszczalnych w zasilaniu i krążeniu szczelinowych wód podziemnych kredy lubelskiej. *Przew. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 165–183. Wyd. Geol. Warszawa.
- HERBICH P., 1988 – Struktura zasobów eksploatacyjnych ujęć wód podziemnych Chełma i Rejowca. *W: Geologia stosowana w badaniach Lubelskiego Zagłębia Węglowego*: 148–158. UMCS, Lublin.
- HERBICH P., 1989 – Ewapotranspiracja wód podziemnych w rejonie Chełma. *W: Współczesne problemy geologiczne Polski centralnej*: 219–235. Wyd. Uniw. Warszawskiego. Warszawa.
- HERBICH P., 1992 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów i stanu zagospodarowania wód podziemnych z utworów górnokredowych zlewni Uherki po Rudę Opalin. *Arch. Urzędu Wojewódzkiego w Chełmie*.
- HERBICH P., 1995a – Eksploatacyjne zmiany oporów dopływu do studzien ujmujących porowo-szczelinowe utwory węglanowe niecki lubelskiej i miechowskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 7: 276–281. Kraków–Krynica.
- HERBICH P., 1995b – Wyznaczanie stref ochronnych ujęć wód podziemnych ze szczelinowo-porowych utworów kredowych rejonu Chełma. *W: Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej*, t. 11: 64–69. Częstochowa.
- HERBICH P., 1999a – Hydrogeologiczne warunki rozwoju zanieczyszczenia chromem wód podziemnych w rejonie ujęcia „Bariera” w Chełmie. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 9: 97–104. Kielce.
- HERBICH P., 1999b – Hydrogeologiczne i środowiskowe uwarunkowania oceny zasobów eksploatacyjnych ujęć wód podziemnych w Chełmie. *Ibidem*: 105–112.
- HERBICH P., KNYSZYŃSKI F., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Strachostaw. Wersja cyfrowa wraz z objaśnieniami. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HERBICH P., KRAJEWSKI S., 1977 – Określanie horyzontalnej anizotropii warunków filtracji w utworach szczelinowych na podstawie analizy nieustalonego dopływu do studzien. *Prz. Geol.*, **25**, 8–9: 454–462.
- HERBICH P., KRAJEWSKI S., 1991 – Hydrogeologiczne warunki rozwoju migracji zanieczyszczeń w strefie aeracji w regionie kredy lubelskiej. *Prz. Geol.*, **39**, 1: 19–21.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- KRAJEWSKI S., 1972 – Strefowość zawodnienia utworów górnej kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Geol., seria specj.*, z. 3. Inst. Geol. Warszawa.
- KRAJEWSKI S., 1995 – Antropogeniczne zmiany chemizmu wód podziemnych w południowej części niecki lubelskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 7: 235–243.
- KRAJEWSKI S., BINDER A., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Chełm. Wersja cyfrowa wraz z objaśnieniami. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KRAJEWSKI S., MOTYKA J., 1999 – Model sieci hydraulicznej w skałach węglanowych w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **388**: 115–138.
- MICHALCZYK Z., 1986 – Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. UMCS. Lublin.
- PAZDRO Z., 1983 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- SKRZYPCZYK L., 2001 – Mapa Głównych Zbiorników Wód Podziemnych w Polsce w skali 1:500 000 (wg stanu na dzień 30 września 2001 r. – na podstawie Mapy obszarów GZWP w Polsce wymagających szczególnej ochrony, pod redakcją A.S. Kleczkowskiego, 1990). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- WOŚ A., 1999 – Klimat Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- WOŹNICKA M., 2004 – Tektoniczne i litologiczne uwarunkowania właściwości hydrogeologicznych utworów górnej kredy niecki lubelskiej. *Arch. Wydz. Geologii UW. Warszawa*.
- ŻELAZNY L. (red.), 2006 – Raport o stanie środowiska województwa lubelskiego w 2005 r. *Bibl. Monitoringu Środowiska*. Lublin.

7.4.2. Subregion Bugu nizinny

Informacje ogólne

Subregion Bugu nizinny znajduje się na pograniczu dwóch prowincji fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002): Nizy Środkowoeuropejskiego i Nizy Wschodnio-bałtycko-Białoruskiego. W krajobrazie dominują równiny denudacyjne lub akumulacyjne o niewielkim stopniu nachylenia. Południowa część regionu położona jest w obrębie Polesia Zachodniego; występuje tu dużo torfowisk, jeziora bagienne i krasowe. Północną część subregionu zajmuje Nizina Północnopolaska, stanowiąca część podprowincji Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich. Niziny Południowopolaska i Środkowomazowiecka zajmują centralną część zlewni Bugu. Brak tu jezior, a dominują peryglacialnie przekształcone formy lodowcowe z rozległymi, zabagnionymi równinami, z wznoszącymi się lokalnie pagórkami żwirowymi i miejscami odsłoniętymi marglami kredowymi. Wschodnia część Niziny Południowopolaskiej charakteryzuje się bardziej urozmaiconą rzeźbą, co jest związane z występującą tu moreną czołową stadiału warty i przełomowym odcinkiem Bugu. Dolina Bugu, o szerokości do 4 km i głębokości 20–30 m, ma tu wyraźnie zaznaczone poziomy tarasowe. Zasięgi poszczególnych regionów fizycznogeograficznych zaznaczono na figurze 7.76.

Subregion Bugu nizinny obejmuje fragmenty 3 województw: lubelskiego, mazowieckiego i podlaskiego. Większe ośrodki miejskie związane są z aglomeracjami Siedlec i Białej Podlaskiej. Ważną rolę odgrywają też miasta powiatowe: Włodawa, Łosice, Siemiatycze, Sokółów, Ostrów Mazowiecka, Węgrów, Wyszaków, Wołomin, Wysokie Mazowieckie. Główne szlaki drogowe to droga międzynarodowa A2 wschód–zachód, biegnąca na tym odcinku z Warszawy do Terespoła i Brześcia, i droga północ–południe z Białegostoku do Lublina oraz szlak kolejowy z Warszawy do Brześcia i dalej do Moskwy.

Cały obszar subregionu ma charakter rolniczy, pozabawiony jest dużych aglomeracji miejskich i wielkiego

przemysłu. Na bazie własnych surowców rozwinął się tu głównie przemysł rolnospożywczy i materiałów budowlanych. Obiekty przemysłowe skupiają się przede wszystkim w większych miastach: Białej Podlaskiej, Siedlcach, Węgrowie, Wyszakowie i Ostrowi Mazowieckiej. Te ośrodki są największymi odbiorcami wód podziemnych.

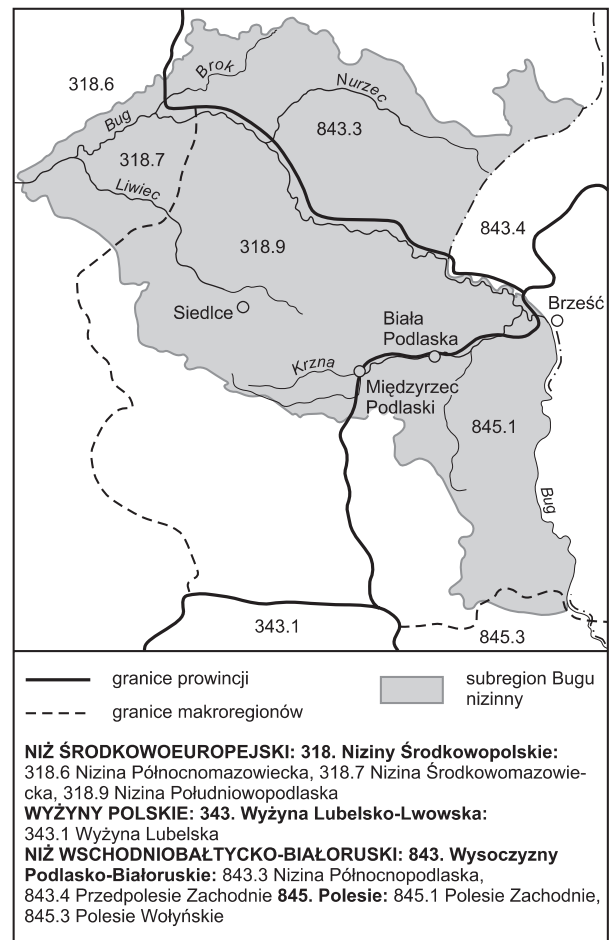


Fig. 7.76. Położenie subregionu Bugu nizinny na tle jednostek fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002)

Hydrografia

Główną rzeką regionu jest Bug. Całkowita długość Bugu wynosi 755 km, powierzchnia zlewni 39 420,2 km², z czego w Polsce 19 284,1 km². Pod względem charakterystyki zlewni i koryta rzeki dzielony jest na 3 odcinki:

- górny, od źródeł w Gołogórach na terenie Ukrainy po Uherkę,
- środkowy, od ujścia Ucherki do ujścia Muchawca,
- od ujścia Muchawca do Jeziora Zegrzyńskiego.

W środkowym i częściowo dolnym odcinku rzeka płynie wzdłuż granicy państwowej z Ukrainą i Białorusią, a zlewnia jest asymetryczna z przewagą dopływów prawobrzeżnych. Największymi dopływami są Muchawiec i Leśna. Pozostała część zlewni dolnego Bugu przestaje być granicą państwa, jest bardziej symetryczna, a największymi dopływami są Nurzec i Brok oraz Liwiec (M. Mierkiewicz, M. Sasim, 2003).

Zlewnia środkowego Bugu jest prawie płaska i podmokła, występują tu liczne starorzecza. Działy wodne są niewyraźne, a sąsiednie zlewnie często połączone. Występują tu liczne, płytkie, szybko zarastające jeziora i zagłębienia bezodpływowe pochodzenia krasowego. W biegu dolnym przeważa krajobraz nizinny. Dolina rzeki o szerokości 3–4 km zwęża się w rejonie Mielnika, by ponownie się rozszerzyć do ok. 5 km. Tereny otaczające dolinę wznoszą się 50, maksymalnie 200 m n.p.m. W granicach Polski Bug jest rzeką nizinną ze spadkami od 0,10 do 0,19%.

W zlewni środkowego i dolnego Bugu przeważają grunty orne i użytki zielone. Na obszarach leśnych dominują lasy mieszane i iglaste (*op. cit.*).

Warunki hydrologiczne

Według regionalizacji klimatu Polski R. Gumińskiego (1948) zbiegają się tu granice dwóch dzielnic klimatycznych:

- VIII – Środkowa, z obszarem o najmniejszym w Polsce opadzie (< 500 mm rocznie), która dzieli się na cieplejszą część zachodnią i chłodniejszą wschodnią; okres wegetacyjny trwa 210–220 dni,

- IX – Podlaska, wyraźnie chłodniejsza, z wyższym opadem (550–650 mm/rok) i krótszym okresem wegetacyjnym, trwającym 200–210 dni.

Średnie roczne temperatury powietrza wynoszą od 7,4°C na wschodzie do 7,6°C na zachodzie. Najcieplejszym miesiącem jest lipiec (17,3–17,8°C), a najchłodniejszym styczeń (–2,8°C w okolicy Siedlec).

Roczne sumy opadów w okresie trzydziestolecia 1971–2000 kształtowały się od 512 mm w części środkowej zlewni do 573 mm w rejonie Rostocza. Sumy opadów zimowych stanowią 46–59% opadów letnich. Ich rozkład przestrzenny, podobnie jak sum rocznych, wskazuje na związek z hipsometrią. Maksymalne dobowe sumy opadu stanowią 13–16% sum rocznych, a dni z opadem powyżej 10 mm obserwuje się 12–14 w ciągu roku. Najbardziej deszczowymi miesiącami (9–10 dni) są czerwiec i lipiec (H. Lorenc, 2003).

Podstawą oceny zasobów wodnych są przepływy charakterystyczne główne, wynikające z analizy wieloletnich ciągów przepływów. Przeciętne przepływy brutto, z wielolecia 1951–2000, dla wodowskazu Wyszaków wynoszą 153,9 m³/s. Ekstremalne przepływy charakterystyczne dla tego wodowskazu NNQ i WWQ wynoszą odpowiednio 19,8 i 2400,0 m³/s. Średni wieloletni odpływ jednostkowy dla tego samego wodowskazu wynosi SSq 3,8 l/s·km², a ekstremalne WWq+NNq odpowiednio 21,8±0,7 l/s·km². Analiza wieloletnich wartości współczynnika przepływu pozwoliła zakwalifikować zlewnię Bugu do reżimu rzeczno-łożonego, śnieżno-deszczowego w regionie równinnym, z dwoma wezbrzeniami: wiosenno-roztopowym i opadowym latem lub jesienią.

Deficyt odpływu – interpretowany w okresie wieloletnim jako parowanie terenowe, zmieniał się od 293,5 mm (1982 r.) do 651 mm (1968 r.), przy średniej 457,4 mm. Współczynnik odpływu (tzw. potencjał wodny informujący o zasobach zlewni) wynosił średnio 0,22 i zmieniał się od 0,09 (przekrój Wyszaków w 1952 r.) do 0,47 (przekrój Strzyżów w 1975 r.). Jest więc znacznie mniejszy od średniej krajowej z lat 1951–2000, wynoszącej 0,29 (J. Ostrowski, 2003).

Budowa geologiczna

Głównymi elementami tektonicznymi podłoża w obszarze zlewni Bugu są: brzeżna część prekambryjskiej, krystalicznej struktury tektonicznej platformy wschodnioeuropejskiej oraz niewielki fragment synklinorium brzeżnego, struktury, której powstanie związane jest z orogenezą alpejską. Praktycznie na całej długości doliny Bug przecina w poprzek główne struktury uskokowe stwierdzone w obrębie krystalicznego podłoża, a bieg wielu jego dopływów jest zgodny z przebiegiem wgłębnych struktur liniowych – fotolineamentów, stwierdzonych na zdjęciach satelitarnych (J. Bażyński i in., 1984).

Środkowa część dorzecza Bugu obejmuje strefę o znacznym zróżnicowaniu tektoniki paleozoiku. Polesie leży w obrębie platformy wschodnioeuropejskiej, na północ od uskoku włodzińskiego i na wschód od rowu lubelskiego. W układzie tektonicznym paleozoiku ta część dorzecza wchodzi w obręb zrębu kumowskiego i zapadliska włodawskiego. Granice pomiędzy poszczególnymi jednostkami stanowią strefy dyslokacji, o amplitudzie zrzutu w obrębie paleozoiku przekraczającej nawet 1000 m. W obrębie wyniesienia, na skałach proteozoicznych zalegają skały jury i kredy oraz cienka pokrywa kenozoiczna. W części zapadliskowej pokrywą platformy tworzą utwory ediakaru, kambru, syluru i dewonu, na których niezgodnie leżą osady karbonu miąższości kilkuset metrów. Są one przykryte osadami jury, kredy górnej, a na nich lokalnie zalega neogen i paleogen w postaci płyt różnej miąższości.

Dolna część dorzecza Bugu leży w obrębie platformy wschodnioeuropejskiej składającej się z wyniosłości i depresji: wyniesienia podlaskiego, depresji białostockiej i wyniesienia mazursko-białoruskiego. Jednostki te zbudowane są z granitoidów. Powierzchnia platformy przykryta jest osadami ediakaru, kambru, ordowiku i syluru. Osady permskie zachowały się tylko w depresji, a serie węglanowe jury i kredy występują na całym obszarze i tworzą podłoże skalne tego obszaru. Na nim leżą węglanowe osady paleogenu – drobnofrakcyjne utwory eocenu i oligocenu (piaski i mułki z glaukonitem), oraz osady zbiorników śródlądowych miocenu (piaski, iły, mułki z wkładkami węgla brunatnego) i iły pliocenu (J. Nowak,

1969). Na przełomie pliocenu i plejstocenu, po wypiętrzeniu fazy wołoskiej, nastąpił okres wzmożonej erozji. W okresie przedlodowcowym (eoplejstocen) warunki klimatyczne sprzyjały intensywnemu wietrzeniu oraz akumulacji rzecznej. Nastąpił okres intensywnego rozwoju głębokich dolin (o głębokości kilkudziesięciu metrów) wypełnianych materiałem gruboziarnistym i piaszczystym.

Podczas zlodowacenia narwi łądolód znajdował się na przedpolu wyżyn, co spowodowało, że obszar górnego dorzecza Bugu znajdował się w strefie peryglacjalnej. W interglacjale podlaskim osadziła się miąższa seria mułków i iłów jeziornych, co wskazuje na utrudniony odpływ wód z obszaru górnej i środkowej części dorzecza. Zlodowacenie sanu objęło prawie całe dorzecze, a wody spływały na wschód do Dniestru. W interglacjale mazowieckim nastąpiły ruchy potomne o charakterze relaksacyjnym, związane z zanikiem łądolodu sanu. Rozwijała się erozja, a w dolinach osadzały się piaski i piaski mułkowate. Środkowa i dolna część dorzecza kształtowała się głównie w wyniku kolejnych nasunięć łądolodu i po jego ustąpieniu. W czasie zlodowacenia warciańskiego wody roztopowe odpływały przez Krznę i Muchawiec do Prypeci. Dominują tu zdenudowane formy akumulacji glacialnej i fluwioglacjalnej (Z. Michalczyk i in., 2003).

Charakterystyczna jest też geneza doliny Bugu i utwory występujące w jej podłożu. W obrębie strefy granicznej Bugu, między synklinorium brzeżnym a wypiętrzeniem podlasko-lubelskim, rzeka wcina się w Grzędę Horodelską, kulminację stropu kredy przykrytą w znacznej części lessem. Dalej, skręcając na NW, wpływa na obszar Równiny Łęczyńsko-Włodawskiej, będącej częścią Polesia. Tutaj w nieregularnych zagłębieniach bezodpływowych osadzone są gytie, torfy i namuły. Obniżenia związane są ze zjawiskami krasowymi, a formy głębsze mają najprawdopodobniej genezę wytopiskową i termokrasową. Od Włodawy dolina Bugu jest wcięta i biegnie skrajem Garbu Włodawskiego, którego trzon budują margle kredowe, opoki i kreda pizająca, przykryte osadami glacialnymi: gliną zwałową oraz piaskami i żwirami zlodowaceń środkowopolskich. Na zdenudowanej powierzchni glin zwałowych spotykane są nagromadzenia gładów. Kulminacje terenu, o rzędnych do 212 m n.p.m., wy-

stępują w obrębie wzgórz czołowomorenowych. W rejonie Włodawy stwierdzono występowanie depresji w skałach podłoża, w której nawiercono gliny zwałowe zlodowaceń południowopolskich przykryte osadami interglacjału mazowieckiego. Dalej Bug płynie skrajem wysoczyzny zbudowanej z glin zwałowych i utworów fluwioglacjalnych zlodowacenia warty, stadiału maksymalnego. Utwory rzek lodowcowych tworzą rozległe równiny (Parczewska i Kodeńska) z obniżeniami wytopiskowymi o nieregularnych kształtach. W okolicach Terespoła dolina Bugu zmienia kierunek na W–E, nawiązując do struktur liniowych podłoża.

W podłożu osadów czwartorzędu występują utwory miocenu, tworzące lokalną kulminację o rzędnych 120 m n.p.m., a po jej zachodniej stronie biegnie rynna o głębokości około 50–60 m, w której dnie występują osady kredy górnej (kampan). Rynna biegnie dalej na NW w kierunku Mielnika. Od Janowa Podlaskiego do Serpelic w jej dnie pojawiają się osady oligocenu: piaski i mułki z glaukonitem, a w rejonie Mielnika występuje kulminacja osadów kredy na rzędnej około 110 m n.p.m. Na wschód od Sarnak z omawianą rynną łączy się wydłużona depresja Łosic. W rejonie Małkini przebieg rynny jest zgodny z osią doliny Bugu (J. Nowak, 1971). Dno doliny zbudowane jest z piasków rzecznych, mad oraz utworów organicznych tarasu niższego. Poniżej Terespoła dolina biegnie pomiędzy Niziną Południowopodlaską a Północnopodlaską. Jest to tzw. Podlaski Przełom Bugu (T. Falkowski, 2003). W rejonie Terespoła, od Siemiatycz do ujścia Nurca, w dnie rynny występują osady oligocenu, a dalej do Jeziora Zegrzyńskiego – osady miocenu (piaski, ropy, mułki z wkładkami węgla brunatnego) oraz ropy pliocenu (J. Nowak, 1969).

Charakterystyka hydrogeologiczna

W obrębie subregionu Bugu nizinnego zasięgi regionalne mają trzy główne użytkowe piętra wodonośne: mezozoiczne – w skałach litych, spękanych kredy i wapieniach malmu, kenozoiczne – w utworach porowych paleogenu i neogenu oraz czwartorzędu. Główne użytkowe piętra wodonośne kenozoiku występują w północnej i północno-zachodniej części dorzecza, przy czym głównym poziomem

wodonośnym jest zwykle poziom plejstoceniński, a w obrębie dolin rzek połączone poziomy plejstoceniński-holoceniński. Poziomy wodonośny paleogenu i miocenu, z wodami o zwierciadle napiętym, przykryte są zwykle różnej miąższości warstwami utworów pliocenu i plejstocenu, w których występują wody o zwierciadle swobodnym lub napiętym. Na pozostałym obszarze współwystępują poziomy wodonośny w utworach kredy i czwartorzędu, a lokalnie jeden z nich jest poziomem głównym. W części południowej subregionu kredowe piętro wodonośne jest często głównym użytkowym poziomem wodonośnym.

Czwartorzędowe piętro wodonośne ma zasadnicze znaczenie dla kształtowania się stosunków wodnych, zwłaszcza w zakresie ich wpływu na stan ekosystemów lądowych oraz zaopatrzenia w wodę dla celów komunalnych. Najogólniej można wydzielić trzy typy struktur, w których występują poziomy wodonośny:

- doliny rzek, przede wszystkim dużych, jak Bugu i Liwca,
- struktury piaszczysto-żwirowe utworów fluwioglacjalnych, występujące jako przewarstwienia o zasięgu ponadlokalnym wśród utworów morenowych,
- kopalne struktury wodonośne, zwykle słabo rozpoznane.

Cechą charakterystyczną całego zespołu wodonośnych struktur czwartorzędowych jest to, że w skali regionalnej wykazują one dobrą łączność hydrauliczną. Przekazywanie wód ze stref wysoczyzn, będących jednocześnie strefami intensywnego zasilania infiltracją opadów atmosferycznych, gdzie dominują wielopoziomowe wodonośne struktury fluwioglacjalne występujące wśród glin zwałowych, do stref drenażu pośredniego – struktur kopalnych, czy bezpośredniego – dolin większych rzek, odbywa się sprawnie, bez powstawania zauważalnych w skali regionalnej stref o dużych spadkach hydraulicznych.

W dolinach rzek najczęściej występuje jeden płytki, o miąższości 15–20 m, poziom wodonośny o zwierciadle swobodnym. Struktury te, charakteryzujące się zarówno dobrymi parametrami hydrogeologicznymi, jak i wysokimi zasobami oraz dobrą ich odnawialnością, są szczególnie predysponowane do lokalizowania ujęć. Brak izolacji powoduje, że są szczególnie narażone na przenikanie zanieczyszczeń z powierzchni.

Fluwioglacjalne struktury piaszczysto-żwirowe występujące wśród glin zwałowych dominują obszarowo i są najczęściej eksploatowanymi poziomami wodonośnymi. Wyróżnić tu można trzy poziomy wodonośne o budowie piętrowej: spągowy, śródmorenowy dolny i śródmorenowy górny. W skali regionalnej stratygraficzna korelacja tych poziomów jest niemożliwa, ale w skali lokalnej można ją wykonać. Powodem tego jest ogromne zróżnicowanie przestrzenne poszczególnych poziomów. W wielu miejscach można wyodrębnić trzy, a nawet cztery poziomy wodonośne, miejscami występują dwa lub nawet jeden. Poziomy śródmorenowe wykazują warunki naporowe i występują na głębokościach: śródmorenowy dolny od 50 do 100 m, a lokalnie nad nim śródmorenowy górny od 20 do 60 m. Poziom dolny jest najłatwiej rozpoznany, występuje też rzadziej, zwykle poniżej 60 m. Poziomy te mają przeważnie miąższości do kilkunastu metrów, a wartości przewodnictwa wodnego w granicach 25–500 m²/d. Cechą charakterystyczną wszystkich poziomów jest bardzo duże zróżnicowanie litologiczne: od żwirów i piasków gruboziarnistych po piaski drobnoziarniste i pylaste. Jakość wody jest zwykle zadawalająca lub dobra i wody te są zazwyczaj dobrze chronione przed zanieczyszczeniami przenikającymi z powierzchni. Występujące w wodach podwyższone stężenia żelaza i manganu wskazują zwykle strefy intensywnego zasilania infiltracją opadów atmosferycznych.

Grupa kopalnych struktur wodonośnych jest słabo rozpoznana. W obrębie tych struktur występują zwykle jedna lub dwie warstwy wodonośne o zwierciadle napiętym, rzadziej swobodnym. Do największych i najgłębszych struktur kopalnych należą: struktura Małkinia–Siedlice–Łuków–Parczew oraz dolina Bugu.

Dla celów ujmowania wód wyróżniono trzy zasobne, użytkowe poziomy wodonośne: przypowierzchniowy, górny i dolny podglinowy, chociaż lokalnie może być ich więcej.

Wodonośny poziom przypowierzchniowy tworzą w dolinach rzek aluwialne i częściowo fluwioglacjalne utwory piaszczyste, a na wysoczyznach piaski (fluwioglacjalne i glacialne) występujące na glinach zwałowych lub pod ich cienkim przykryciem. W sposób ciągły poziom ten występuje w dolnej części zlewni Broku, w górnej Nurca

oraz wzdłuż doliny Bugu, w jego dolnej części. Poziom ten charakteryzuje się bardzo dużą zmiennością parametrów hydrogeologicznych, co związane jest ze zróżnicowaniem wykształcenia litologicznego i zmienną miąższością. Przewodnictwo wodne zawiera się najczęściej w przedziale 50–100 m²/d, choć lokalnie notowano 500, a nawet ponad 1000 m²/d. Zwierciadło wody jest swobodne i tylko w wyjątkowych przypadkach lokalnie napięte, gdy w strefie przypowierzchniowej występują płyty glin zwałowych lub namulów. Warstwa przypowierzchniowa zasilana jest bezpośrednio infiltracją opadów atmosferycznych, a drenowana przez wszystkie, nawet najmniejsze, ciekły powierzchniowe oraz lokalnie przez studnie gospodarskie i wiercone. W strefach wysoczyzn poziom ten jest drenowany przez niżej występujący użytkowy poziom wodonośny.

Górny podglinowy poziom wodonośny, o zwierciadle napiętym, tworzą utwory drobnoklastyczne, najczęściej piaski drobno- i średnioziarniste. Od powierzchni izolowany jest on warstwą glin zwałowych o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Lokalnie izolacji od powierzchni brak. Średnia głębokość do zwierciadła wody lub linii naporu wynosi 9 m, a głębokość do warstwy wodonośnej od 15 do 30 m. Poziom ten najczęściej jest głównym użytkowym poziomem wodonośnym w zachodniej, północnej i centralnej części subregionu. Charakteryzuje się wartościami przewodności wodnej najczęściej od 200 do 600 m²/d (25 m²/h), lokalnie 2000, a nawet 3000 m²/d (125 m²/h). Układ hydroizohips tego poziomu wodonośnego w znacznym stopniu powtarza ukształtowanie terenu. Wyraźnie widoczne są kulminacje w obrębie wysoczyzn Lubelskiej i Siedleckiej i obniżenia poziomu wody nie tylko wzdłuż dolin większych rzek, ale również mniejszych cieków. Zasilany jest głównie przesączaniem z poziomu przypowierzchniowego, a strefie dolin dużych rzek dodatkowo ascenzyjnym przesączaniem z głębiej występujących poziomów wodonośnych. W obrębie dolin rzek oba poziomy czwartorzędowe, przypowierzchniowy i górny podglinowy, najczęściej łączą się, choć nie zawsze w strefie krawędzi zachowana jest pełna więź hydrauliczna. Często zdarza się, że poziom przypowierzchniowy występujący na wysoczyźnie zanika, a jego wody przesączają

się w strefie przykrawędziowej do wodonośnego poziomu doliny.

Dolny poziom podglinowy, również o zwierciadle napiętym, jest rozpoznany słabiej. Jego miąższość jest zmienna, z uwagi na skomplikowaną morfologię utworów pliocenu. Lokalnie łączy się z poziomem podglinowym górnym w obrębie okien hydrogeologicznych. Jego miąższość lokalnie dochodzi do 90 m, np. w rejonie Wyszkowa. Z uwagi na wartości liczbowe parametrów hydrogeologicznych i uzyskiwane wydajności rzędu 40 do 50 m³/h, poziom ten na znacznych obszarach uznawany jest za użytkowy, lecz rzadko eksploatowany z powodu znacznej jego głębokości, zwykle ponad 100 m.

W obrębie utworów **paleogenu i neogenu** można wyodrębnić poziomy wodonośny wykształcony w piaskach drobnoziarnistych i pylastych oligocenu i miocenu. Regionalnie poziomy te często traktowane są łącznie, lecz z uwagi na gorszą jakość wód pochodzących z zabarwionych pyłem węgla brunatnego piasków miocenu tylko poziom występujący w utworach oligocenu uznawany jest za użytkowy. Dominująca odrębność poziomu oligoceńskiego wyraźnie zaznacza się dopiero w północno-zachodniej części subregionu, tam gdzie zanika użytkowy charakter poziomu kredowego. Piaski oligoceńskiego poziomu wodonośnego związane są z formacją glaukonitową. Jest to kompleks przewarstwiających się drobnoziarnistych i pylastych piasków kwarcowych, często przechodzących w namuły i ily lub drobnoziarniste piaski silnie zailone. Spotykane są wkładki piasków gruboziarnistych, a nawet żwirów. W utworach tych oprócz pojedynczych kongregacji fosforytów obficie występują ziarna glaukonitu, lokalnie nawet do 30% objętości skały, nadając jej charakterystyczną dla oligocenu zielonkawą barwę. Miąższość kompleksu zwykle nie przekracza 60 m, malejąc w kierunku wschodnim. Umownie granice jego zasięgu wyznaczają miejscowości: Międzyrzecz, Łuków i Ryki. Cechą charakterystyczną stref poziomu oligoceńskiego jest duże zróżnicowanie ich wodonośności. Większą zasobnością charakteryzuje się rejon Białej Podlaskiej, Siedlec i Łukowa, gdzie miąższość utworów piaszczystych dochodzi do 40–60 m, a przewodność osiąga lokalnie wartości rzędu kilkuset m²/d, przy średniej dla strefy brzeżnej od kilkudziesięciu do maksymalnie 100 m²/d

(4 m²/h). Współczynniki filtracji, określone w wyniku przeprowadzenia pompowań badawczych, zmieniają się w dużym przedziale, od ok. 1 do 40 m/d, przy najczęściej spotykanych ok. 8 m/d. Wartości współczynnika filtracji, wyznaczone na podstawie danych granulometrycznych (z banku HYDRO), zawierają się w przedziale od 0,5 do 19,1 m/d, najczęściej 2–10 m/d. Najwyższe wartości, powyżej 15 m/d, spotykane są na północny wschód od Warszawy i na południowy wschód od Siedlec. Wartości przewodności wodnej przekraczają tu zwykle 450 m²/d.

Ważnym zagadnieniem, dotyczącym oceny nie tylko warunków wymiany wód, ale i kształtowania się ich jakości, jest ocena stopnia izolacji wód poziomu oligoceńskiego od poziomu miocenceńskiego. W skali regionalnej przyjmuje się, że istnieje intensywna wymiana wód pomiędzy tymi poziomami i zwykle traktowane są one łącznie jako jeden poziom. Lokalnie izolacja może istnieć i widoczne są jej skutki. W części zachodniej i północnej subregionu miąższość warstwy rozdzielającej oba poziomy zmienia się od kilku do około dwudziestu kilku metrów (lokalnie do 32 m), miejscami brak jest tej warstwy. Z obszarami pozbawionymi izolacji sąsiadują często obszary o miąższości warstwy izolacyjnej nieprzekraczającej 5 m, a w przypadkach gdy tę cienką warstwę tworzą utwory średnioprzepuszczalne, to i te tereny należy zaliczyć do charakteryzujących się dobrym skomunikowaniem hydraulicznym. Są jednak obszary, np. w zlewni Liwca, gdzie zasadniczym poziomem użytkowym jest wodonośny poziom miocenu, łączący się hydraulicznie z poziomami czwartorzędowymi i oligocenu. Z uwagi na mniejszą głębokość występowania i znajdowanie się w strefie aktywnej wymiany, woda nie ma tu brunatnego zabarwienia, charakterystycznego na innych obszarach. Miocenceński poziom wodonośny tworzy kompleks przewarstwiających się piasków drobnoziarnistych z utworami pylastymi, iłami, mułkami i węglem brunatnym miocenceńskiej formacji burowęglowej z dużą domieszką substancji organicznej, przeważnie pyłu węglowego, często występującego w całym kompleksie tych utworów. Całkowita miąższość poziomu miocenceńskiego wynosi najczęściej, z pominięciem stref wyklinowania na wychodniach, od kilkunastu do blisko 60 m.

Poziomy wodonośne w utworach kredy wykształceniem warstw, ich właściwościami i wielkościami parametrów hydrogeologicznych w części centralnej i południowej subregionu różnią się zdecydowanie od części zachodniej. Ośrodkiem wodonośnym są tutaj spękane skały lite, a wody podziemne krążą w skomplikowanych systemach szczelin różnego pochodzenia. Wody występujące w porach skał litych, głównie piaskowców i gezy, mają znaczenie podrzędne. W części wschodniej utwory kredy występują często na powierzchni lub pod niewielkim przykryciem utworów czwartorzędowych, zawierają wody strefy aktywnej wymiany. W części wschodniej, zwłaszcza południowo-wschodniej, subregionu, utwory kredy stanowią użytkowe poziomy wodonośne o znacznym rozprzestrzenieniu i zasobach, a często są one głównym użytkowym poziomem wodonośnym. Na pozostałym obszarze, szczególnie w części zachodniej subregionu, utwory kredy są izolowane od powierzchni, głębokość ich występowania szybko wzrasta w kierunku zachodnim i północnym do ponad 300 m. W związku z tym pojawiają się wody o stężeniu rozpuszczonych składników stałych przekraczającym 1 g/dm^3 , lokalnie nawet znacznie. Zmienia się też typ hydrogeochemiczny wód i pojawiają się wody sodowo-chlorkowe, charakterystyczne dla wód reliktowych lub infiltracyjnych z ich ascenzyjną domieszką.

Warstwami wodonośnymi są skały lite, przeważnie margle, opoki, kreda piszcząca, wapienie, gezy, o przewodności wód szczelinowej i szczelinowo-porowej. Ze względu na znaczną miąższość utworów kredy (ok. 150 m) o przewodności wodnej tego kompleksu decyduje miąższość strefy aktywnej wymiany. Dla różnych typów litologicznych skał określana jest ona różnie, np. dla kredy piszczącej i margli na około 100 m, dla opok – na 150 m. Ośrodek jest generalnie anizotropowy, ale regionalne strefy dyslokacji powodują, że w miejscach ich występowania pojawiają się uprzywilejowane kierunki filtracji. W strefach spękań tektonicznych wodoprzepuszczalność wzdłuż szczelin może być nawet 50 razy wyższa od średniej. W szczególnych przypadkach strefy tektoniczne przejmują rolę drenażu w lokalnym systemie krążenia wód podziemnych. W strefach tych można zauważyć występowanie ścisłego związku sieci hydrograficznej z tek-

toniką obszaru. Rozpoznano również podstawowe wartości parametrów hydrogeologicznych skał:

- porowatość efektywna (wyznaczona laboratoryjnie) od 28 do 45%,
- współczynnik odsączalności (z próbnych pompowań) od 1 do 3%,
- współczynnik filtracji od 2,5 do 45 m/d, średnio 20 m/d ($2,3 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$).

Poziom wodonośny w utworach jury górnej, słabo rozpoznany, charakteryzuje się znaczną wydajnością ($50\text{--}70 \text{ m}^3/\text{h}$) i stanowi ważne źródło zaopatrzenia w rejonach słabszej wodonośności lub gorszej jakości wody wyższych pięter wodonośnych.

Systemy krążenia wód podziemnych

W granicach subregionu dobrze przepuszczalne utwory czwartorzędu, neogenu, paleogenu, kredy górnej i lokalnie jury budują użytkowe poziomy wodonośne o charakterze porowym (Q, Ng, Pg) lub szczelinowo-porowym i miejscami szczelinowo-krasowym (K, J). Prawidłowość ich występowania na omawianym obszarze, uwzględniająca również warunki krążenia wód podziemnych, pozwala na wydzielenie dwóch rejonów:

- południowego, w obrębie południowego fragmentu subregionu, sięgającego po północną granicę zlewni podziemnej Włodawki, obejmującego obszar płytkiego występowania węglanowego zbiornika kredy górnej,
- północnego, położonego na północ od wymienionej granicy, w którym występują piaszczysto-żwirowe lub piaszczyste użytkowe poziomy wodonośne kenozoiku (lokalnie w rejonie Terespoła – szczelinowe utwory kredy lub jury).

Rejony te różnią się charakterem ośrodków wodonośnych, sposobem ich zalegania i przykrycia oraz dynamiką wód. W ogólnym schemacie krążenia wód wspomniane poziomy wodonośne, pomimo zróżnicowanych właściwości filtracyjnych, znajdują się w strefie intensywnej wymiany, w której zasilanie następuje na całym obszarze występowania, a drenaż odbywa się poprzez doliny rzek, głównie Bugu, przy zachowaniu doliny Wisły jako podstawy drenażu regionalnego.

Głębokość zasięgu strefy intensywnej wymiany wód, w której dominuje grawitacyjny system przepływu, nie przekracza 200 m. Dla południowej części obszaru zlewni Bugu (po Łuków), wchodzącej w granice Lubelskiego Zagłębia Węglowego, strefa ta, jak i strefy głębsze (utrudnionej wymiany i stagnacji), zostały dokładnie rozpoznane (A. Rózkowski, 1989; A. Rózkowski, T. Rudzińska-Zapaśnik, 1989; T. Rudzińska-Zapaśnik, A. Rózkowski, 2003). Dla drugorzędnego na obszarze zlewni środkowego Bugu użytkowego piętra wodonośnego paleogenu i neogenu zasoby wód zostały obliczone drogą modelowania. W granicach omawianego obszaru znalazła się część obszaru zasobowego centralnej części niecki mazowieckiej, obejmująca zlewnię Bugu od linii Łosice–Międzyrzec Podlaski do ujścia Bugu.

Warunki przepływu wód w poziomie kredowym w pierwszym rzędzie wynikają z przestrzennej zmienności właściwości filtracyjnych skał. Pomimo dość wysokiej porowatości efektywnej skał kredowych (28–45%) w systemie przepływu wód bierze udział głównie porowatość szczelinowa. Porowatość międzyziarnowa i mikroporowatość powodują zatrzymanie części odpływających wód, które następnie opóźniają przepływ lub w ogóle nie biorą w nim udziału. Cały maszyn węglanowy pocięty jest gęstą i dość regularną siecią spękań i szczelin o rozwarości od ułamka milimetra do kilkunastu centymetrów. Duże szczeliny, osiągające niekiedy rozwarość 30 cm, wypełnione zazwyczaj druzgotem i zwierzeliną, towarzyszą strefom dyslokacyjnym; ich udział w ogólnej gęstości szczelin wynosi kilka procent (S. Krajewski, 1984). Zasięg głębokościowy szczelin „wodonośnych” związany jest z właściwościami mechanicznymi poszczególnych typów skał i zmniejsza się z głębokością. Na omawianym obszarze ocenia się go na ok. 150–200 m od powierzchni terenu. Głębsze partie górotworu są praktycznie nieprzepuszczalne. Główny przepływ wód w utworach kredy związany jest z systemem spękań o kierunkach: WNW–ESE i NNE–SSW oraz NNW–SSE i WSW–ENE. Przepływ ten w skali regionalnej komplikowany jest strefami różnowiekowych dyslokacji, wzdłuż których wodoprzewodność może być nawet 50-krotnie wyższa niż przeciętnie. W niektórych przypadkach, w lokalnych systemach krążenia, mogą one pełnić rolę bazy drenażu.

Charakterystyczną cechą kredowego zbiornika wód podziemnych jest obserwowany trzyczęściowy system krążenia, na który składają się:

- lokalne systemy krążenia, dla których bazą drenażu są rzeki III rzędu (np. podziemna zlewnia Włodawki), odprowadzające ok. 70% wody z infiltracji efektywnej;
- przejściowy system krążenia, którego bazą są doliny Wieprza i Bugu, wymuszające przepływ przez głębsze partie górotworu;
- regionalny system krążenia, wymuszony regionalnym drenażem Wisły, obejmujący najgłębsze partie strefy intensywnej wymiany wód.

Regionalny przepływ wód w zbiorniku kredy górnej ku północy i północnemu zachodowi wymuszony jest wysokimi ciśnieniami wód w rejonie Grzędy Sokalskiej (ok. 240 m n.p.m.) i Roztocza (ok. 300 m n.p.m.), przy małych ciśnieniach w rejonie Polesia Lubelskiego (160 m n.p.m.) (A. Rózkowski, T. Rudzińska-Zapaśnik, 1989). Właściwości kolektorskie utworów kredy ulegają pogorszeniu wraz ze wzrostem głębokości ich zapadania w kierunku północno-zachodnim. Wprawdzie w południowo-wschodniej i wschodniej części subregionu strefa aktywnej wymiany wód obejmuje obok utworów czwartorzędu, neogenu i paleogenu także stropowe ogniwa kredy górnej, jednak rolę głównych użytkowych poziomów wodonośnych przejmują wodonośne utwory czwartorzędu.

Poziomy te mają wspólne obszary zasilania i drenażu, co świadczy o ich łączności hydraulicznej. Ich zasilanie zachodzi drogą bezpośredniej lub pośredniej (poprzez przesiąkanie) infiltracji wód opadowych, a w dolinach rzek – również przez ascenzyjne przesiąkanie z niżej leżących poziomów wodonośnych, często z paleogenu lub kredy górnej. Bezpośredni drenaż omawianych poziomów następuje przez ciekę, doliny rzek oraz studnie eksploatacyjne, pośredni – poprzez struktury kopalne, a na wysoczyznach również przez niżej leżące poziomy użytkowe. W układzie regionalnym przepływ wód w utworach czwartorzędu uzależniony jest od wartości naporów hydraulicznych: ok. 160 m n.p.m. na wysoczyznach, 120–80 m n.p.m. w dolinie Bugu. Wskazują one na dolinę Bugu jako podstawę drenażu. W granicach zlewni poszczególnych rzek tworzą się lokalne systemy krążenia. Odgrywają one

istotną rolę w podziemnym zasilaniu rzek. W rejonie Siedlec wydzielono GZWP nr 223 – Zbiornik morenowy rzeki górny Liwiec (H. Oficjalska i in., 1995).

Na prawie całej powierzchni zlewni Bugu w rejonie północnym występują w podłożu czwartorzędu utwory paleogenu i neogenu: w części północno-wschodniej – głównie miocenu, miejscami oligocenu, w części południowo-zachodniej – pliocenu. Poziomy wodonośne oligocenu i miocenu tworzą drugorzędne dla tego rejonu poziomy użytkowe. Ich znaczenie rośnie w kierunku północno-zachodnim (ku centrum niecki mazowieckiej), gdzie tworzą GZWP nr 215 – Subniecka warszawska (B. Kazimierski i in., 1998). W rejonie Białej Podlaskiej poziomy te budują inny zbiornik – GZWP nr 224 – Subzbiornik Podlasie (A.S. Kleczkowski red., 1990; L. Skrzypczyk, 2001). Kompleksowe badania hydrogeologiczne, w tym badania modelowe i izotopowe (S. Krajewski, 1984; B. Kazimierski i in., 1998), wskazują, że o zasobach wód zbiornika paleogeńsko-neogeńskiego niecki mazowieckiej decydują procesy przesiąkania wód z wyżej leżącego piętra wodonośnego czwartorzędu. Między tymi piętrami wodonośnymi zachodzi pionowa wymiana wód, ze strefami zasilania w obrębie wysoczyzn i drenażu w dolinach współczesnych rzek. Najwyższe rzedne zwierciadła wody w poziomach wodonośnych miocenu stwierdzono w obrębie Wysoczyzny Siedleckiej (ok. 170 m n.p.m.) i Międzyrzecza Podlaskiego (ok. 150 m n.p.m.), gdzie występują liczne okna hydrogeologiczne w obrębie słabo przepuszczalnych utworów pliocenu.

Chemizm i jakość wód podziemnych

Na kształtowanie się chemizmu wód podziemnych w obrębie warstw wodonośnych zasadniczy wpływ mają warunki hydrogeologiczne, zwłaszcza – warunki zasilania i drenażu wód oraz czas kontaktu wody ze skałą. Zależą one od wykształcenia litologicznego wodonośców, słabo przepuszczalnych warstw rozdzielających i nadkładu, a także od warunków strukturalno-tektonicznych. Chociaż użytkowe poziomy wodonośne występujące w subregionie znajdują się w jednej strefie hydrodynamicznej, wpływ wymienionych czynników na chemizm wód jest widoczny (B. Kazimierski, T. Rudzińska-Zapaśnik, 2003).

Poziomy wodonośne paleogenu i neogenu, zalegające na utworach kredy w sposób ciągły na północ od granicy zlewni podziemnej Włodawki, tworzą początkowo połączony kompleks wód o podobnym składzie chemicznym. Są to wody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, bezbarwne i bez zapachu, o mineralizacji do 350 mg/dm^3 , najczęściej z podwyższoną zawartością żelaza i manganu i z tego tytułu wymagają stosowania prostego uzdatniania, gdy przeznaczone są do zaopatrzenia ludności w wodę. Dalej ku północy taki charakter chemizmu wód zachowują tylko wody poziomów plejstocenu i holocenu, izolowane łąkami pliocenu od niżej występujących wodonośnych poziomów oligocenu i miocenu.

Wody z **utworów miocenu** charakteryzują się wysokim zabarwieniem spowodowanym rozpuszczonymi związkami organicznymi, powstającymi w procesach uwęglania materii organicznej. Mają mineralizację powyżej 500 mg/dm^3 . Z uwagi na podwyższoną zawartość żelaza i manganu oraz barwy wymagają skomplikowanego uzdatniania. Przeważającym typem chemicznym wód jest $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$.

W składzie chemicznym wód **poziomu oligoceńskiego** dominują jony HCO_3 i Na, a w drugiej kolejności Ca i Mg. Za główny typ chemiczny wód można uznać $\text{HCO}_3\text{-Na}$ (P. Herlich i in., 1985). Są to wody słodkie o mineralizacji zwykle $200\text{--}600 \text{ mg/m}^3$, najczęściej z podwyższoną zawartością jonów żelaza i manganu. Są to zatem wody dobrej jakości, wymagające prostego uzdatniania w zakresie redukcji stężeń żelaza i manganu, a tylko lokalnie, w miejscach dopływu wód z utworów miocenu – barwy.

Wody **poziomu górnokredowego** są bezbarwne, bez zapachu, lokalnie o podwyższonej mętności, przeważnie słabo zasadowe, o pH najczęściej w granicach $7,0\text{--}7,8$ (A. Dobkowska, J. Kapuściński, 2000), średnio twarde i twarde w granicach od 300 do $500 \text{ mg CaCO}_3/\text{dm}^3$. Ich mineralizacja, pochodząca z ługowania skał węglanowych, mieści się w granicach $142\text{--}749 \text{ mg/dm}^3$. Lokalnie, w rejonach występowania kontaktów hydraulicznych z wodami czwartorzędowego piętra wodonośnego lub w rejonach występowania dolin kopalnych notuje się podwyższone zawartości żelaza (nawet do $10 \text{ mg Fe}_{\text{og}}/\text{dm}^3$) w stosunku do stężenia dopuszczalnego przepi-

sami sanitarnymi 0,2 mg Fe_{og} /dm³. Na terenach podmokłych i bagnistych, gdzie ma miejsce eksploatacja torfów (Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie), stwierdza się wysokie naturalne zawartości amoniaku (do 8 mg N/dm³, przy dopuszczalnej zawartości 1,5 mg N/dm³). Są to wody najczęściej 2–4-jonowe, z dominacją typów chemicznych: HCO₃–Ca i HCO₃–Ca–Mg. Obserwowane w obszarach uprzemysłowionych i zurbanizowanych wielojonowe typy chemiczne wód poziomu górnokredowego wskazują na przeobrażenie ich naturalnego składu pod wpływem różnorodnych powierzchniowych ognisk zanieczyszczeń. Zmiany te mają jednak zasięg lokalny.

Wody **poziomu jurajskiego** mają niską mineralizację, w granicach 220–390 mg/dm³. Są to wody o podwyższonej zawartości chlorków (do 110 mg/dm³) oraz żelaza (0,4–1,6 mg/dm³).

Kontrola jakości wód podziemnych użytkowych poziomów wodonośnych, prowadzona w systemie monitoringu krajowego, wskazuje na występowanie wód wysokiej jakości (klasa II) w poziomach czwartorzędu, kredy górnej i jury. Lokalnie, w dobrze izolowanych poziomach podglinowych (międzymorenowych) czwartorzędu występują wody najwyższej jakości (klasa I). W poziomach

wodonośnych paleogenu i neogenu z reguły występują wody średniej jakości (klasa III). Wody niższej jakości (klasy III lub IV) stwierdzono lokalnie w poziomach wodonośnych czwartorzędu lub kredy górnej, wskazują na ogół na zanieczyszczenia antropogeniczne wód (B. Kazimierski, T. Rudzińska-Zapaśnik, 2003).

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

W obrębie subregionu, w całości lub fragmentach, wydzielono następujące główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP): 221 – Dolina kopalna Wyszaków, 223 – Zbiornik morenowy rzeki górny Liwiec, 215 – Subniecka warszawska, 224 – Subzbiornik Podlasie, 407 – Niecka lubelska (Chełm–Zamość) (tab. 7.53).

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

Subregion Bugu nizinny z subregionem Bugu wyżynnym tworzą wspólnie region Bugu, pokrywający się z całą polską częścią dorzecza Bugu. W skład rozpatrywanego subregionu wchodzi następujące jednolite części wód podziemnych (JCWPd): 53, 54, 57, 58, 85, 86 (tab. 7.54, fig. 7.77).

Tabela 7.53

Charakterystyka głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wyznaczonych w subregionie Bugu nizinnym

Nr i nazwa zbiornika	Stratygrafia	Powierzchnia [km ²]	Typ ośrodka wodonośnego	Klasa jakości wody	Średnia głębokość ujęć [m]	Zasoby dyspozycyjne	
						[tys. m ³ /d]	moduł [dm ³ /s·km ²]
215 – Subniecka warszawska	Ng–Pg	51 000	porowy	III	160	145	0,10
221 – Dolina kopalna Wyszaków	Q	590	porowy	II	100	80	1,57
223 – Zbiornik morenowy rzeki górny Liwiec	Q	300	porowy	II	80	60	2,31
224 – Subzbiornik Podlasie	Ng–Pg	1000	porowy	II	90	15	0,17
407 – Niecka lubelska (Chełm–Zamość)	K	8800	szczelinowo-porowy	II	70	1050	1,38

Stratygrafia: Q – czwartorzęd, Ng – neogen, Pg – paleogen, K – kreda

Klasy jakości wody: II – wody o średniej jakości wymagające złożonego uzdatniania, III – wody o złej jakości wymagające złożonego uzdatniania

Tabela 7.54

Charakterystyka jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) wydzielonych w subregionie Bugu nizinnym

Nr JCWPd	Stratygrafia	Litologia	Miąszość [m]	Powierzchnia [km ²]	Typ ośrodka wodonośnego	Wodoprzepuszczalność [m/s]	Izolacja
53	Q/M+O1	piaski	10–80	672	porowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	średnia
54	Q/M+O1/K	piaski	20–120	8699	porowy i porowo-szczelinowy	$1 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-4}$	brak
57	Q/K	piaski + utw. węglanowe	20–150	344	porowy i porowo-szczelinowy	$5 \cdot 10^{-4}$ – $5 \cdot 10^{-3}$	średnia
58	Q/M+O1/K	piaski + utw. węglanowe	40–100	200	porowy i porowo-szczelinowy	$1 \cdot 10^{-5}$ – $5 \cdot 10^{-3}$	zróżnicowana
85	Q/M+O1/K	piaski + utw. węglanowe	50–130	4070	porowy i porowo-szczelinowy	$6 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-3}$	słaba
86	Q/M+O1/K	piaski + utw. węglanowe	60–100	1168	porowy i porowo-szczelinowy	$5 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-3}$	średnia

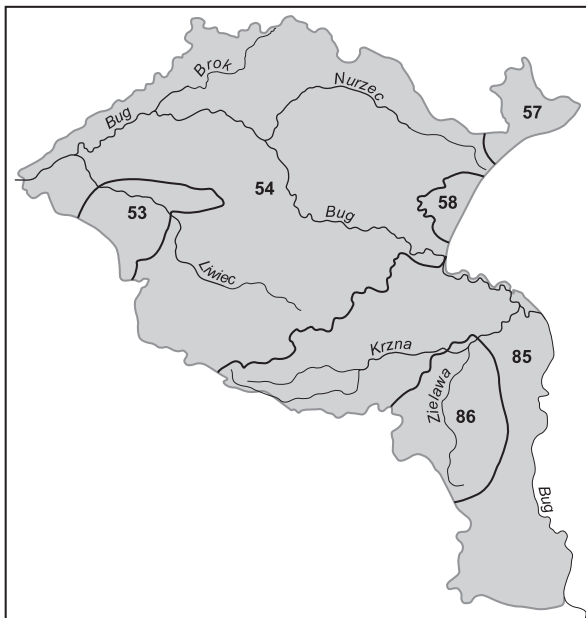


Fig. 7.77. Jednolite części wód podziemnych wydzielone w subregionie Bugu nizinnym

Zagrożenia wód podziemnych

W części subregionu należącej do zlewni Bugu granicznego zinventaryzowano ponad 700 ujęć wód podziemnych, głównie jedno- lub dwuotworowych. Ujęcia wielootworowe to ujęcia komunalne dla Białej Podlaskiej: ul. Narutowicza – 10 studni (9 pobiera wodę z pozio-

mu czwartorzędowo-trzeciorzędowego, 1 – z jurajskiego) i ul. Sitnicka – 4 studnie (3 ujmują poziom czwartorzędowo-neogeński, 1 – poziom jurajski). Sumaryczny pobór wód wynosi tu 1518,1 m³/h.

W rejonie Bugu środkowego zinventaryzowano 778 ujęć wód podziemnych, z czego 395 czynnych, przy czym przeważały ujęcia jednootworowe. Najwięksi użytkownicy to wodociągi komunalne czy zakłady przemysłowe, zlokalizowane w Siemiatyczach, Ostrowi Mazowieckiej, Wysokim Mazowieckim, Siedlcach, Sokołowie Podlaskim, Wyszku i Węgrowie. Są to ujęcia wielootworowe (np. Siedlce–Sekuła – 35 studni), ujmujące na ogół czwartorzędowe piętro wodonośne, a w rejonie Siemiatycz i Siedlec – poziomy wodonośny czwartorzędu i paleogeńsko-neogeńskie. Średni łączny pobór wód z największych ujęć wód podziemnych wynosił w 2001 r. 33 818 m³/d. Oszacowany dla 2000 r. całkowity pobór wód podziemnych w rejonie Bugu środkowego wynosił około 3200 m³/h (A. Dobkowska i in., 2003; B. Kazimierski, T. Rudzińska-Zapaśnik, 2003).

Dominujący wpływ na ocenę stopnia zagrożenia wód podziemnych mają następujące czynniki: stopień zagospodarowania terenu, rodzaj ognisk zanieczyszczeń i intensywność ich oddziaływania, głębokość występowania głównego poziomu użytkowego, legislacyjna ochrona terenu. Na zagrożenia wód podziemnych w subregionie mogą mieć wpływ punktowe lub obszarowe ogniska zanieczyszczeń. Do najważniejszych punktowych ognisk zanieczyszczeń należą: zrzuty z komunalnych i prze-

mysłowych oczyszczalni ścieków, odpływy z przydomowych oczyszczalni ścieków (najczęściej z drenażem rozsączającym), odcieki ze składowisk odpadów. Obszarowe ogniska zanieczyszczeń to przede wszystkim zagrożenia związane z rolnictwem (stosowanie nadmiernych dawek nawozów sztucznych, środków ochrony roślin i gnojowicy), ścieki z nieskanalizowanych obszarów wiejskich i małych miast oraz opady pyłów i zanieczyszczeń gazowych, wprowadzanych następnie do gleby i warstw wodonośnych przez zanieczyszczone opady atmosferyczne. Zanieczyszczenia mogą pochodzić również ze szlaków komunikacyjnych, a także sporadycznie szkodliwe substancje mogą przedostawać się do wód podziemnych wskutek awarii przemysłowych. Wymywane z nich związki chemiczne przenoszone są zarówno przez wody spływające po powierzchni terenu, jak i przez wody przesączające się przez profil glebowy w postaci roztworów lub zawiesin (B. Kazimierski, T. Rudzińska-Zapaśnik, 2003).

W związku z charakterem zagospodarowania subregionu (głównie tereny rolnicze, brak większych ośrodków miejskich, dominacja zabudowy rozproszonej) zagrożenie wód podziemnych determinują głównie naturalne warunki zalegania poziomów użytkowych – stopień ich izolacji i głębokość występowania. Odkryty charakter zbiornika, płytkie (od kilku do 20 m) położenie swobodnego zwierciadła wody, bezpośrednie zasilanie przez opady atmosferyczne na całym obszarze oraz szybka wymiana wód wynikająca ze szczelinowo-porowego charakteru ośrodka skalnego powodują, że cały obszar występowania użytkowego poziomu wodonośnego kredy górnej należy do obszarów bardzo wrażliwych na zanieczyszczenia z powierzchni. Czas migracji potencjalnych zanieczyszczeń antropogenicznych do wód podziemnych nie przekracza na ogół 25 lat. Dla zabezpieczenia wód zbiornika kredowego cały obszar jego występowania powinien być objęty wysoką ochroną.

Użytkowe poziomy wodonośne podglinowe czwartorzędu lub połączone warstwy kenozoiku, występujące w północnej części subregionu, mają na ogół izolację osadów słabo przepuszczalnych, co w istotnym stopniu ogranicza ich podatność na zanieczyszczenia z powierzchni. Ze względu na dobrą izolację od powierzchni słabo przepuszczalnymi osadami plioceńskimi, poziomy mioceni

i oligoceni są praktycznie niepodatne na przenikanie zanieczyszczeń.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Ocena zasobów użytkowych wód podziemnych dla obszaru zlewni Bugu została wykonana oddzielnie dla obszarów bilansowych (fig. 7.78):

– obszaru zlewni Bugu granicznego, obejmującego bezpośrednią zlewnię Bugu granicznego (jednostka Z14 wg podziału hydrograficznego Polski) oraz pozostające w granicach Polski górne fragmenty prawostronnych dopływów Bugu: Leśnej Prawej i Pułwy (jednostka Z23),



Fig. 7.78. Obszary bilansowe zlewni Bugu (B. Kazimierski, T. Rudzińska-Zapaśnik, 2003)

– obszaru umownie zwanego zlewnią Bugu środkowe-
go – od granicy państwa do zbiornika zegrzyńskiego (jed-
nostka Z15).

W obu tych obszarach udokumentowano zasoby dys-
pozycyjne wód podziemnych, które są jednym z elemen-
tów bilansu wodnogospodarczego i określenia warunków
korzystania z wód dorzecza, zgodnie z wymogami usta-
wy Prawo wodne i Rozporządzenia Ministra Środowiska
dotyczącego m.in. zakresu opracowania dokumentacji
hydrogeologicznych.

Oceny zasobowe zostały wykonane dla hydrogeolo-
gicznych jednostek bilansowych, opartych na zlewniach
hydrogeologicznych (zlewnie podziemne) Bugu i jego
dopływów. Ich granice – obok warunków hydrostrukt-
ralnych i hydrodynamicznych – wyznaczone były po-
łożeniem głównych przekrojów kontrolnych rzek (przekro-
je wodowskazowe IMiGW).

Najzasobniejszy zbiornik wód podziemnych występuje
w węglanowych utworach kredy górnej w południo-
wej, wyżynnej części zlewni Bugu. Potwierdzają to war-
tości modułów zasobowych zarówno odnawialnych, jak
i dyspozycyjnych (tab. 7.55). Te ostatnie wartości są po-

naddwukrotnie (a w przypadku zlewni Uherki – nawet
3–5-krotnie) wyższe niż w przypadku nizinnych dopły-
wów Bugu granicznego – Krzny, odprowadzających wo-
dy z poziomów wodonośnych czwartorzędu. Średnia
wartość modułu zasobów dyspozycyjnych dla zlewni
podziemnej Bugu granicznego wynosi 3,42 m³/h·km²,
przy rozpiętości wartości od 1,94 do 6,72 m³/h·km². Po-
równanie obliczonych wielkości zasobów dyspozycyj-
nych z poborem wód (styczeń 2000 r.) wykazuje istnie-
nie znacznych rezerw zasobowych w niektórych rejo-
nach, w innych widoczne są deficyty zasobów eksplo-
atacyjnych w stosunku do dyspozycyjnych. Deficyty te
są pozorne i wymagają weryfikacji, wynikają bowiem
z sum zatwierdzonych zasobów (bez analizy całej jed-
nostki bilansowej) i odzwierciedlają raczej chwilową
zatwierdzoną wydajność eksploatacyjną, a nie średnie
zasoby godzinowe.

Na odcinku zlewni środkowego Bugu najlepszą zasob-
nością (choć mniejszą niż w zbiorniku górnokredowym
południowej części zlewni Bugu) charakteryzuje się ob-
szar ujściowego dolnego odcinka Bugu, gdzie występuje
łączność hydrauliczna poziomów wodonośnych czwarto-

Tabela 7.55

Zasoby wód podziemnych subregionu Bugu nizinnego (dane z lat 2001–2003)

Rejon zasobowy	Powierzchnia rejonu [km ²]	Stratygrafia piętra/poziomu wodonośnego		Zasoby odnawialne		Zasoby dyspozycyjne		Zasoby eksploatacyjne	Pobór	Rezerwa zasobów dyspozycyjnych względem:	
		głów- nego	podrzed- nego	ilość [m ³ /h]	moduł [m ³ /h·km ²]	ilość [m ³ /h]	moduł [m ³ /h·km ²]			zasobów eksploata- cyjnych [m ³ /h]	poboru [m ³ /h]
Bug graniczny											
Od Hanny po Krznę dolną	4349,3	Q	PI+OI; PI+OI+K ₂	29 552	6,79	9769,7	2,24	9621,6	1126,1	148,0	8643,7
Zlewnie Pulwy i Leśnej	557,9	Q	PI+OI	3698,9	6,63	1082,3	1,94	1761,0	210,1	-708,7	872,2
Zlewnia Włodawki	865,2	K ₂	Q	6617,6	7,67	2036,9	2,35	1772,5	181,9	264,4	1854,9
Bug środkowy											
Bug środkowy	9411,5	Q	–	74 354,4	7,90	28951,3	3,08	17922,0	2777,6	11029,3	26173,7
Razem:	15 183,9			114 222,9	7,52	41840,2	2,76	31077,1	4295,7	10733,0	37544,5

Q – czwartorzęd, PI – pliocen, OI – oligocen, K₂ – kreda górna

Zasoby wód podziemnych paleogeńsko-neogeńskiego piętra wodonośnego z podziałem na podobszary zasobowe (wg stanu na lipiec 1998 r.; B. Kazimierski i in., 1998)

Podobszar zasobowy	Powierzchnia [km ²]	Zasoby odnawialne [m ³ /h]	Zasoby dyspozycyjne		Zasoby eksploatacyjne [m ³ /h]	Pobór w 1997 r. [m ³ /h]	Rezerwa zasobów dyspozycyjnych względem poboru [m ³ /h]
			ilość [m ³ /h]	moduł [m ³ /h·km ²]			
Bezpośrednia zlewnia Bugu	2640	3872,83	2410,75	0,91	852,92	155,75	2255,00
Zlewnia Liwca	2784	4600,08	2647,08	0,95	1662,21	301,08	2346,00
Razem:	5424	8472,91	5057,83	śr. 0,93	2515,13	456,83	4601,00

rzędu, paleogenu i neogenu, oraz obszar środkowego odcinka rzeki Nurzec. Wartości modułu zasobów dyspozycyjnych czwartorzędowych poziomów wodonośnych na obszarze zlewni środkowego Bugu wahają się w granicach 2,20–4,65 m³/h·km², przy wartości średniej 3,08 m³/h·km². Deficyt zasobów eksploatacyjnych w rejonie zasobowym rzeki Kamianki znajduje podobne uzasadnienie, jak to podano powyżej w przypadku zlewni Bugu granicznego (A. Dobkowska, J. Kapuściński, 2000). Dla drugorzędowego na obszarze zlewni Bugu środkowego paleogeńsko-neogeńskiego użytkowego piętra wodonośnego zasoby wód zostały obliczone drogą modelowania. W granicach omawianego obszaru znalazła się część ob-

szaru zasobowego centralnej części niecki mazowieckiej, obejmująca zlewnię Bugu od linii Łosice–Międzyrzec Podlaski do ujścia Bugu. Zasoby wód podziemnych piętra paleogeńsko-neogeńskiego w tych granicach przedstawiono w tabeli 7.56.

Zasoby tego zbiornika, ze względu na jego położenie w systemie hydrogeologicznym (głębokie zaleganie, izolacja w stropie słabo przepuszczalnych utworów pliocenu), są mniejsze niż obliczone dla piętra wodonośnego czwartorzędu, czego wyrazem jest średni moduł zasobów dyspozycyjnych wynoszący 0,93 m³/h·km². Zbiornik ten wykazuje dużą rezerwę zasobów dyspozycyjnych względem poboru w 1997 r. w granicach 86–95%.

Literatura

- BAŻYŃSKI J., DOKTÓR S., GRANICZNY M., 1984 – Mapa fotogeologiczna Polski, skala 1:1 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- DOBKOWSKA A., KAPUŚCIŃSKI J., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna określająca dyspozycyjne zasoby wód podziemnych poziomu kredowego, trzeciorzędowego i czwartorzędowego na obszarze dorzecza Bugu granicznego. Arch. Przeds. Geol. POLGEOL S.A. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DOBKOWSKA A., JANICA R., KAPUŚCIŃSKI J., 2003 – Dokumentacja hydrogeologiczna określająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych czwartorzędowego piętra wodonośnego na obszarze zlewni Bugu od granicy państwa do zbiornika Zegrzyńskiego. Przeds. Geol. POLGEOL S.A. Warszawa.
- FALKOWSKI T., 2003 – Zarys budowy geologicznej. W: Rzeka Bug – zasoby wodne i przyrodnicze (red. J. Dojlido, W. Kowalczewski, R. Miłaszewski, J. Ostrowski): 81–94. Wyd. IMGW, WSEiZ. Warszawa.
- GUMIŃSKI R., 1948 – Próba wydzielenia dzielnic rolniczo-klimatycznych w Polsce. *Prz. Meteor. i Hydrol.*
- HERBICH P., KNYSZYŃSKI F., KRAJEWSKI S., KUBERSKI D., SMOLEŃ Z., 1985 – Hydrogeologiczne podstawy wykorzystania i ochrony wód podziemnych zlewni Krzyny. *Rocz. Międzyrzecki*: 16–17.
- KAZIMIERSKI B., PRZYTUŁA E., MODLIŃSKI P., CABALSKA J., NOWICKI Z., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna regionu mazowieckiego centralnej części niecki mazowieckiej, zawierająca weryfikację zasobów dyspozycyj-

- nych trzeciorzędowego poziomu wodonośnego. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.*
- KAZIMIERSKI B., RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK T., 2003 – Hydrogeologia. *W: Rzeki Bug – zasoby wodne i przyrodnicze (red. J. Dojlido, W. Kowalczewski, R. Miłaszewski, J. Ostrowski): 110–140.* Wyd. IMGW, WSEiZ. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony (1:500 000). AGH. Kraków.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa
- KRAJEWSKI S., 1984 – Wody szczelinowe kredy lubelskiej. *Prz. Geol.*, **32**, 6: 359-364.
- LORENC H., 2003 – Warunki klimatyczne – *W: Rzeki Bug, zasoby wodne i przyrodnicze (red. J. Dojlido, W. Kowalczewski, R. Miłaszewski, J. Ostrowski): 25–35.* Wyd. IMGW, WSEiZ. Warszawa.
- MICHALCZYK Z., SZWAJGIER W., TURCZYŃSKI M., 2003 – Geograficzne uwarunkowania stosunków wodnych. *Ibidem: 95–109.*
- MIERKIEWICZ M., SASIM M., 2003 – Warunki formowania się odpływu – powódzie i susze. *Ibidem: 56–71.*
- MOJSKI J. E., TRĘBACZOWSKI J., 1974 – Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, ark. Włodawa wraz z objaśnieniami. Inst. Geol. Warszawa.
- NOWAK J., 1969 – Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Warszawa wschód wraz z objaśnieniami. Inst. Geol. Warszawa.
- NOWAK J., 1971 – Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Biała Podlaska wraz z objaśnieniami. Inst. Geol. Warszawa.
- OFICJAŁSKA H., KOBYLŃSKI A., ROJEK K., SOPOĆKO J., 1995 – Zasoby wód podziemnych z utworów czwartorzędowych i czwartorzędowo-trzeciorzędowych zlewni rzeki Liwiec. Arch. Przeds. Geol. POLGEOL SA, Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- OSTROWSKI J., 2003 – Dynamika i wieloletnie tendencje zmian zasobów wodnych. *W: Rzeki Bug, zasoby wodne i przyrodnicze (red. J. Dojlido, W. Kowalczewski, R. Miłaszewski, J. Ostrowski): 36–55.* Wyd. IMGW, WSEiZ. Warszawa.
- RÓŻKOWSKI A., 1989 – Pochodzenie wód. *W: Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego (red. A. Rózkowski, Z. Wilk). Pr. Inst. Geol.*, **125**: 32–38.
- RÓŻKOWSKI A., RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK T., 1989 – Strefowość hydrodynamiczna. Charakterystyka stref hydrodynamicznych. *W: Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego (red. A. Rózkowski, Z. Wilk). Pr. Państw. Inst. Geol.*, **125**: 26–31.
- RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK T., RÓŻKOWSKI A., 2003 – Lubelskie Zagłębie Węglowe. *W: Hydrogeologia polskich złóż kopalin i problemy wodne górnictwa. T. I. Praca zbiorowa pod red. Z. Wilka.* PAN, AGH. Warszawa, Kraków.
- SKRZYPCZYK L., 2001 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych w Polsce w skali 1:500 000 (wg stanu na dzień 30 września 2001 r. – na podstawie Mapy obszarów GZWP w Polsce wymagających szczególnej ochrony, pod red. A.S. Kleczkowskiego, 1990). Państw. Inst. Geol. Warszawa.

7.5. Region Narwi, Pregoty i Niemna

Informacje ogólne

Region Narwi, Pregoty i Niemna stanowi częściowo sztucznie wydzielony obszar w północno-wschodniej Polsce, którego granice od południa i zachodu wyznaczają wododziały: Narwi i Bugu, Orzyca i Wkry oraz Łyny i Pasłęki, natomiast od północy i wschodu obszar ten zamyka granica państwa. Powierzchnia regionu wynosi 37 481,3 km².

Opisywany region stanowi ok. 12% powierzchni Polski. Na obszarze tym zamieszkuje ok. 3,7 mln osób, tj. ok. 9,6% ludności kraju. Gęstość zaludnienia jest niska – 61 osób/km² w woj. podlaskim i 59 osób/km² w woj. warmińsko-mazurskim (wg danych Urzędu Statystycz-

nego za 2000 r.), przy średniej krajowej 124 osób/km². Ponad 57% ludności zamieszkuje w miastach.

Największymi ośrodkami miejskimi są miasta wojewódzkie – Białystok (300 tys.) i Olsztyn (174 tys.), oraz miasta powiatowe – Łomża (65 tys.), Suwałki (68 tys.) i Elk (55 tys.) Region przecinają liczne szlaki komunikacyjne – drogi wojewódzkie, krajowe i międzynarodowe, prowadzące do przejść granicznych z Rosją, Litwą i Białorusią. Słabo rozwinięta jest sieć połączeń kolejowych.

Region Narwi, Pregoty i Niemna charakteryzuje się rozległymi terenami rolnymi, leśnymi oraz znacznymi obszarami o walorach przyrodniczych. Użytki rolne w części wschodniej regionu (woj. podlaskie) zajmują w pasie pojezierzy ok. 50%; natomiast lasy ok. 30% powierzchni.

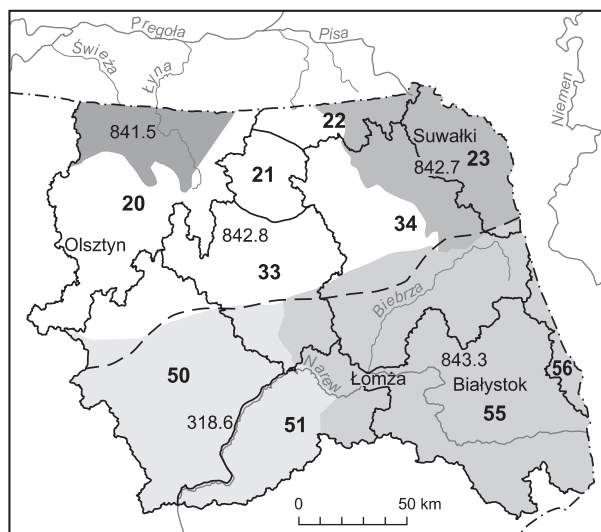
Ze względu na unikalne w skali kraju walory przyrodnicze i dobry stan środowiska region ten uznano jako Zielone Płuca Polski, gdzie należy przestrzegać zasad ekorozwoju (deklaracja Sejmu RP z 16 września 1994 r.). W granicach Zielonych Płuc Polski zlokalizowane są 3 parki narodowe, 252 rezerваты, 10 parków krajobrazowych i 63 obszary chronionego krajobrazu.

W regionie rozwinięty jest przemysł spożywczy (wyroby mleczarskie i mięsne), drzewny (głównie tarcica, płyty pilśniowe i wyroby stolarskie), chemiczny (opony do pojazdów mechanicznych), lekki (produkcja tkanin) i elektromaszynowy (maszyny i urządzenia rolnicze). Na terenie regionu nie ma zakładów przemysłu ciężkiego, energetycznego i wydobywczego.

Morfologia, klimat i hydrografia

Ukształtowanie powierzchni regionu związane jest przede wszystkim z akumulacyjną działalnością lodowcową i wód roztopowych dwóch ostatnich zlodowaceń. Można tu wydzielić dwie równoleżnikowe strefy o wyraźnie zróżnicowanych typach rzeźby. Część północna, w granicach zasięgu zlodowacenia wisły (fig. 7.79), charakteryzuje się typem rzeźby młodoglacjalnej. Obszar ten obejmuje pas pojezierzy składający się z szeregu wysoczyzn polodowcowych oraz nasady rozległej strefy akumulacji wodnolodowcowej (sandry: mazurski, kurpiowski i suwalsko-augustowski). Wysoczyzny polodowcowe to najczęściej strefy marginalne zbudowane z kilku, niekiedy kilkunastu, równoleżnikowych ciągów moren czołowych, powstałych podczas stopniowego zaniku łądolodu. Wyróżniającą cechą rzeźby jest gęsta sieć rynien subglacialnych i dolin odpływu wód lodowcowych, rozcinających ciągi moren czołowych i warunkujących istnienie obecnej sieci wód powierzchniowych rzek i jezior różnej genezy.

Część południowa regionu to obszar o rzeźbie staroglacjalnej, którego powierzchnia w zasadniczych rysach została ukształtowana w czasie zlodowaceń środkowopolskich (deglacjacji łądolodu warty). Przeważają tu wysoczyzny polodowcowe i niecki wytopiskowe, których powierzchniowe formy zostały przeobrażone przez późniejsze procesy rzeźbotwórcze, przy częściowym zachowaniu



21 JCWPd

--- zasięg zlodowacenia wisły

makroregiony wg J. Kondrackiego (2002):

- 318.6 Nizina Północnomazowiecka
- 841.5 Nizina Staropruska
- 842.7 Pojezierze Litewskie
- 842.8 Pojezierze Mazurskie
- 843.3 Nizina Północnopodlaska

Fig. 7.79. Region Narwi, Pregoły i Niemna wraz z podziałem na jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

pierwotnej rzeźby. Na wysoczyznach polodowcowych zagłębienia i obniżenia terenu zostały wypełnione utworami mineralnymi i organicznymi, natomiast rozległe niecki wytopiskowe zostały przekształcone w czasie ostatniego zlodowacenia w doliny odpływu wód roztopowych (paradoliny). Obszar ten jest pozbawiony jezior.

Na przedpolu łądolodu zlodowacenia wisły w wyniku akumulacji wodnolodowcowej utworzyły się rozległe sandry: mazurski, kurpiowski i augustowsko-suwański, sięgające na południu po niziny Północnomazowiecką i Północnopodlaską. Powierzchnia sandrów jest równinna, lokalnie falista, lekko nachylona w kierunku południowym ku Kotlinie Biebrzańskiej i Dolinie Środkowej Narwi, tj. zgodnie z kierunkiem odpływu wód roztopowych.

Według podziału fizycznogeograficznego Polski (J. Kondracki, 2002) region obejmuje fragmenty pięciu makroregionów: Niziny Staropruskiej, Pojezierza Mazurskiego, Pojezierza Litewskiego, Niziny Północnomazowieckiej i Niziny Północnopodlaskiej (fig. 7.79). Trzy pierwsze makroregiony znajdują się w zasięgu zlodowacenia wisły.

Najwyżej wyniesiony jest pas pojezierny: Góra Szeska (309 m n.p.m.) na Pojezierzu Mazurskim oraz Garb Wiżajn (298 m n.p.m.) na Pojezierzu Litewskim. Najniższe położone tereny znajdują się w dolinach rzek: Narwi (ok. 80 m n.p.m.) i Łyny (ok. 26 m n.p.m.). Różnica wysokości między najwyższym a najniższym punktem w regionie wynosi ok. 283 m.

Opisywany region obejmuje fragmenty trzech dużych dorzeczy zlewiska Bałtyku: Wisły, Niemna i Pregoly. Dorzecza te rozdziela dział wodny I rzędu, który biegnie przez wyniesione wzgórza morenowe pojezierzy Mazurskiego i Litewskiego oraz Wysoczyzny Białostockiej. W Krainie Wielkich Jezior Mazurskich dział ten jest mało wyraźny, przecina system połączonych zbiorników wodnych i w zależności od stanu zwierciadła wody w jeziorach jego położenie ulega zmianie. Odpływ wody następuje tu na północ – przez Węgorapę do Pregoly, oraz na południe – przez Pisę do Narwi.

Największą rzeką regionu jest Narew, jej źródła znajdują się w Puszczy Białowieskiej poza granicami kraju. Główne dopływy Narwi to: Supraśl, Biebrza, Pisa, Szkwa, Omulew i Orzyc. Narew wraz z dopływami odprowadza wody z Niziny Północnopodlaskiej, Niziny Północnomazowieckiej oraz z części Pojezierza Mazurskiego. Jej zlewnia zajmuje ok. 71% powierzchni regionu.

Główną rzeką zachodniej części Pojezierza Mazurskiego i polskiej części dorzecza Pregoly jest Łyna. Jej źródła znajdują się w rejonie Nidzicy, w obszarze sandru mazurskiego. Łyna wraz z Węgorapą odwadnia ok. 22% powierzchni regionu.

Główną rzeką dorzecza Niemna jest Czarna Hańcza, która bierze swój początek na wysoczyźnie z jeziora Jegliniszki, przepływa przez jeziora Hańcza i Wigry, odwadnia także część sandru suwalsko-augustowskiego. Dorzecze Niemna stanowi ok. 7% powierzchni regionu.

Jeziora występują głównie w strefie zasięgu ostatniego zlodowacenia. Udział ich powierzchni w ogólnej po-

wierzchni pasa pojeziernego wynosi około 11%. Jeziora mają specjalne znaczenie w kształtowaniu ustroju odpływu powierzchniowego w rzekach, przy czym szczególnie rolę odgrywają jeziora rynnowe. Głębokie często na kilkadziesiąt metrów misy jezior nacinają wglębne poziomy wód podziemnych, powodując bezpośredni ich kontakt z wodami powierzchniowymi. Sprzyja to wyrównywaniu ciśnień hydrostatycznych oraz szybszej wymianie wody. Część głębokich jezior położonych w obrębie wysoczyzn zasila wglębne poziomy, inne natomiast, włączone w system odpływu powierzchniowego, biorą udział w drenażu wód podziemnych.

Innym ważnym charakterystycznym elementem hydrograficznym są tereny podmokłe – bagna. Zwierciadło wód gruntowych występuje tu płytko, do 1 m. Bagna są szczególnie liczne na pojezierzach oraz w dolinach rzecznych lub w dawnych dolinach odpływu wód lodowcowych, zwłaszcza w pradolinie Biebrzy i Narwi. Zajmują ok. 15% całkowitej powierzchni regionu. Większość terenów bagiennych to torfowiska niskie, zasilane przez wody podziemne, tylko 6% torfowisk należy do wysokich (w Puszczy Rominckiej i Puszczy Piskiej), zasilanych wyłącznie przez wody opadowe.

Region charakteryzuje się dużą odrębnością klimatyczną w stosunku do innych nizinnych krain Polski. Zaznacza się tu duży wpływ klimatu kontynentalnego. Zima trwa 90–120 dni, stosunkowo krótko przedwiosnie i okres wegetacyjny. Średnia temperatura roczna wynosi 5,6–7,0°C; jest niższa o 1–3°C w porównaniu z pozostałymi częściami kraju (J. Kondracki, 1972). Średnia roczna suma opadów z wielolecia kształtuje się od 400 do 630 mm (J. Stachy red., 1986). W roku „mokrym” (1997) średnie opady mieściły się w przedziale od 500 do 800 mm, natomiast w roku o bardzo niskich opadach (2003) – od 400 do 600 mm.

Rzeki regionu odznaczają się pewnymi specyficznymi cechami ustroju, zależnymi od właściwości klimatycznych tego obszaru. Są to rytm stanów wody i przepływów, duży współczynnik odpływu podziemnego, termiki oraz przebiegu zjawisk lodowych (J. Kondracki, 1972). Współczynnik odpływu podziemnego (tab. 7.57) mieści się przedziale od 5,0 do 7,6 dm³/s·km² i jest większy o ok. 20% niż odpływ jednostkowy dorzecza Wisły.

Przepływy charakterystyczne w wybranych przekrojach wodowskazowych głównych rzek regionu Narwi, Pregoty i Niemna w wieloleciu 1951–1980 (według Roczników hydrologicznych)

Rzeki i ich dopływy	Wodowskaz	Powierzchnia dorzecza [km ²]	Przepływ jednostkowy odpływ		Odptyw podziemny	Moduł odpływu podziemnego [m ³ /d·km ²]
			SSQ [m ³ /s] SSq [dm ³ /s·km ²]	SNQ [m ³ /s] SNq [dm ³ /s·km ²]		
Wisła	Narew	Ostrołęka	21862,2	$\frac{111,0}{5,08}$	$\frac{63,85}{2,92}$	252
	Biebrza	Burzyn	6900,4	$\frac{33,6}{5,01}$	$\frac{16,32}{2,36}$	204
	Pisa	Dobry Las	4061,2	$\frac{25,0}{6,16}$	$\frac{18,24}{4,49}$	388
	Szkwa	Dąbrówka	463,0		$\frac{1,0}{2,15}$	187
	Rozoga	Myszyniec	231,2		$\frac{0,76}{3,2}$	284
	Orzyc	Maków Maz.	1948,1		$\frac{8,11}{4,16}$	374
Pregoła	Łyna	Sępól	3647,2	$\frac{25,50}{6,99}$	$\frac{15,45}{4,2}$	366
	Gołdapa	Banie Mazurskie	547,6	$\frac{3,79}{6,92}$	$\frac{1,89}{3,45}$	298
	Węgorapa	Mieduniszki	1580,0	$\frac{12,06}{7,63}$	$\frac{6,24}{3,95}$	341
Niemen	Szeszupa	Poszeszupie	194,2	$\frac{1,48}{7,62}$	$\frac{0,75}{3,86}$	334
	Marycha	Zelwa	355,7	$\frac{2,16}{6,07}$	$\frac{1,07}{3,00}$	260
	Czarna Hańcza	Czerwony Folwark	453,6	$\frac{3,84}{7,14}$	$\frac{3,04}{6,71}$	579

SSQ – średnie wartości z wielolecia dla przepływu wody,

SSq – średnie wartości z wielolecia dla jednostkowego odpływu wody,

SNQ – średnie wartości z wielolecia dla przepływu wody,

SNq – średnie wartości z wielolecia dla jednostkowego odpływu wody

Obliczenia bilansowe, dla wielolecia 1951–1960, dla zlewni Wielkich Jezior Mazurskich wykazały, że wskaźnik opadu, odpływu i strat kształtował się następująco (J. Kondracki, 1972):

opad 572 mm = odpływ 175 mm + straty 397 mm
 100% 31% 69%

Z badań tych wynika, że jeśli odpływ powierzchniowy stanowi ok. 31% wielkości opadu, to w przeliczeniu na objętość wody ze zlewni Wielkich Jezior Mazurskich o powierzchni 4157 km² daje odpływ rzędu 638 mln m³ w skali roku. Jednakże zależność między wysokością opadu i odpływem nie jest prosta. Korelacja między tymi

elementami występuje po uwzględnieniu przesunięcia czasowego i porównaniu z opadem roku poprzedzającego. Na opóźnienie to zasadniczy wpływ ma potencjał retencyjny naturalnych zbiorników wodnych oraz intensywne ich zasilanie dopływem podziemnym.

Wielkości dopływu podziemnego do rzek, utożsamiane z przepływami średnimi niskimi (SNQ), oraz dopływy jednostkowe przedstawiono w tabeli 7.57. Udział wód podziemnych w odpływie powierzchniowym, wyrażony stosunkiem SNQ/SSQ , jest bardzo zróżnicowany – od 47 do 93%. Największy udział wód podziemnych w odpływie powierzchniowym obserwuje się w Czarnej Hańczy i Pisie, odpowiednio 93 i 76%. Rzeki te przepływają przez duże jeziora oraz na znacznych odcinkach drenują wody podziemne w strukturach sandrowych.

Budowa geologiczna

Region Narwi, Pregoly i Niemna położony jest w obrębie prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, w której wyróżnia się kilka jednostek strukturalnych niższego rzędu: wyniesienie mazursko-białoruskie (antekliza mazurska), obniżenie perybaltyckie oraz obniżenie podlaskie.

Platforma prekambryjska zbudowana jest głównie z granitoidów, skał metamorficznych oraz skał intruzyjnych. Wyniesienie mazursko-białoruskie jest wydłużoną strukturą, której oś ma kierunek równoleżnikowy. Jego powierzchnia najwyżej znajduje się przy granicy Polski i Białorusi, ok. 350 m p.p.t., i stopniowo obniża się ku zachodowi do ok. 2000 m p.p.t. Schemat budowy geologicznej regionu przedstawia figura 7.80.

Na powierzchni krystalicznych skał platformy leżą skały osadowe różnego wieku – od prekambru aż po jurę. J. Znosko (1973) wydzieliła w nich dwa kompleksy strukturalne:

- dolny, prekambryjsko-paleozoiczny, który wypełnia obniżenia powierzchni platformy (struktury depresyjne i skłon wyniesienia),
- górny, mezozoiczno-kenozoiczny, pokrywający cały opisywany teren.

Utwory mezozoiczne leżą przekraczająco na skałach osadowych dolnego kompleksu i na skałach krystalicznych anteklizy mazurskiej. Są one reprezentowane przez osady triasu, jury i kredy, wykształcone w facji klastycznej i wapiennej. Ich miąższość, ok. 800 m w obniżeniach, gwałtownie maleje do ok. 200 m na wyniesieniach.

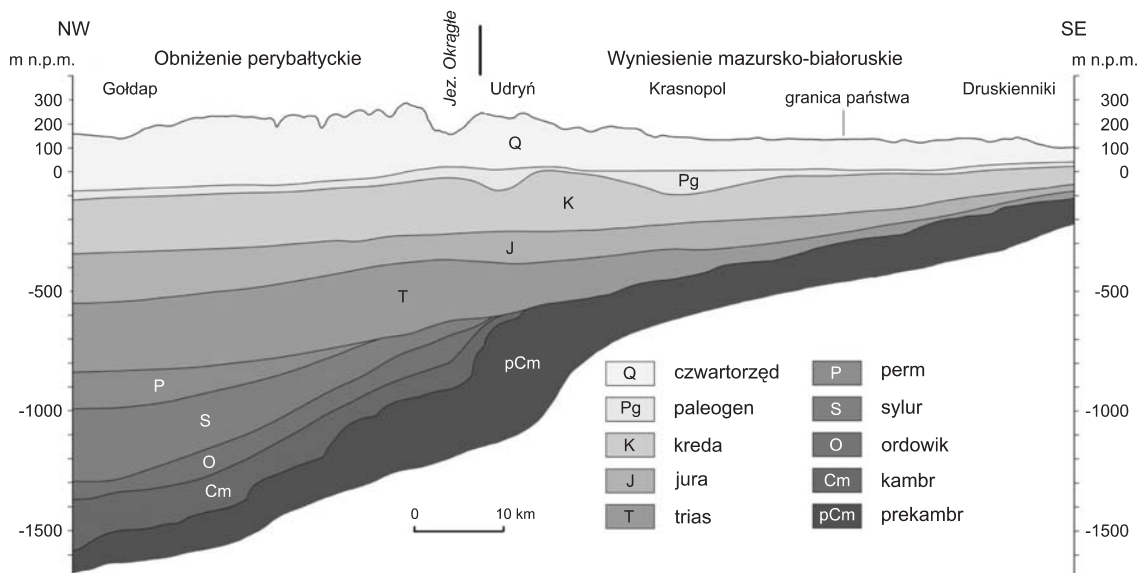


Fig. 7.80. Szkic wgłębniej budowy geologicznej regionu Narwi, Pregoly i Niemna

Na utworach kredy niezgodnie leżą osady paleogenu lub, w przypadku zerodowania tych ostatnich (rejon Wysoczyzny Białostockiej i części Pojezierza Mazursko-Litewskiego), osady czwartorzęd. Utwory paleogenu wykształcone są w podobnej facji jak utwory najwyższych ogniów kredy – jako gezy i margle. Ich miąższość jest zróżnicowana i dochodzi do 50 m (*op. cit.*).

Osady neogenu reprezentowane są w facji klastycznej jako piaski glaukonitowe z kongrecjami fosforytów, piaski kwarcowe z pyłem węgla brunatnego oraz przewarstwieniami iłów i mułków oligocenu, miocenu i pliocenu. Miąższość tych utworów jest zróżnicowana, od kilku do 75 m, w zależności od stopnia ich późniejszego zniszczenia bądź przekształcenia glacictonicznego.

Podłoże czwartorzęd charakteryzuje się znacznym urozmaiceniem rzeźby, skrajne rzędne powierzchni podłoża czwartorzęd wynoszą od ok. 160 m n.p.m. (rejon Olsztyna) do ok. 180 m p.p.m. (północna część zlewni Łyny), a zatem deniwelacje dochodzą do ok. 340 m i są większe niż we współczesnej rzeźbie. Głównymi elementami morfologicznymi tej powierzchni są głębokie doliny oraz cokoły i wały spiętrzonych osadów neogenu. Na jej ukształtowanie istotny wpływ miała erozja w preglacjale oraz egzaracja i glacictonika w plejstocenie. Procesy te w jednych miejscach doprowadziły do zniszczenia znacznej części osadów neogenu, a nawet paleogenu, natomiast

w innych do ich spiętrzenia. W granicach regionu doliny skierowane są na północ. Jedna z takich dolin przebiega przez centralną część regionu, od Łomży po Orzysz do Giżycka, Kętrzyna i dalej na północ. Inne obniżenie dolinne biegnie wzdłuż zachodniej granicy regionu i pokrywa się częściowo z doliną Łyny.

Osady czwartorzęd występują ciągłą pokrywą na całym omawianym obszarze. Ich miąższość wiąże się z ukształtowaniem powierzchni podłoża i jest bardzo zróżnicowana; największa w dolinach i obniżeniach podłoża oraz w rejonach wyniesionych wysoczyzn polodowcowych (np. w okolicy Wzgórz Szeskich dochodzi do 400 m), a najmniejsza w strefach wysoko spiętrzonych utworów neogenu (np. na SW od Olsztyna – kilka metrów).

Osady czwartorzęd stanowią naprzemianległy układ warstw utworów lodowcowych (glin zwałowych), wodnolodowcowych i rzecznych (piasków i żwirów), jeziornych i zastoiskowych (piasków, mułków i iłów) o zmiennym rozprzestrzenieniu i miąższości. Ten zróżnicowany kompleks jest zaliczany do kilku zlodowaceń: najstarszego (narwi), południowopolskich (nidy, sanu i wilgi), środkowopolskich (odry i warty) i północnopolskiego (wisły), interglacjalów: augustowskiego (podlaskiego), mazowieckiego (wielkiego) i eemskiego, oraz osadów holocenu. Schematyczny przekrój geologiczny przez obszar regionu przedstawiono na figurze 7.81.

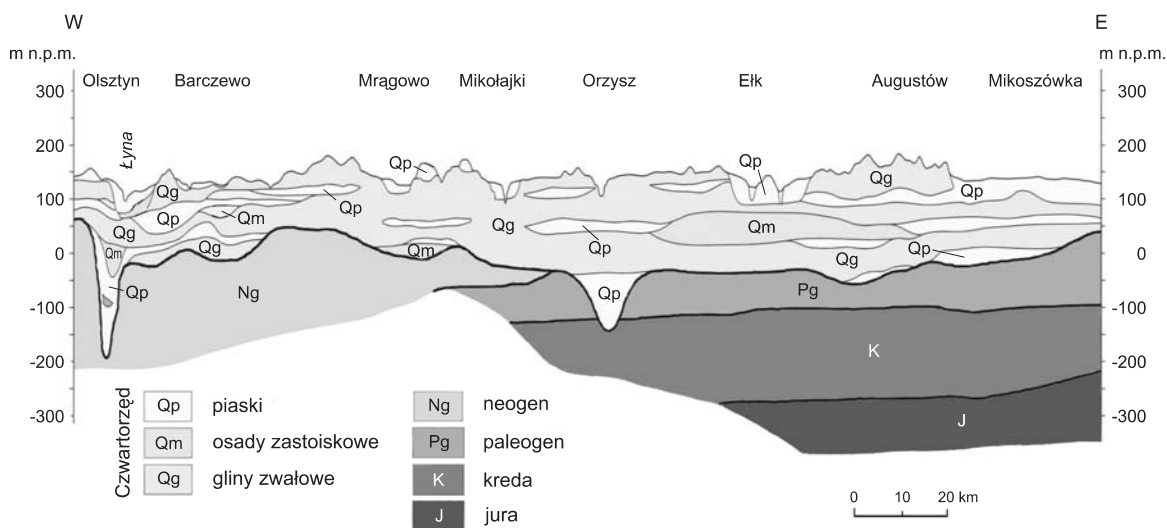


Fig. 7.81. Schematyczny przekrój geologiczny przez obszar regionu Narwi, Pregoty i Niemna

Charakterystyka hydrogeologiczna

Omawiany region, zgodnie z podziałem regionalnym zwykłych wód podziemnych Polski (B. Paczyński red., 1993), obejmuje fragmenty trzech regionów: mazurskiego, mazursko-podlaskiego i mazowieckiego. Granice tych jednostek mają charakter umowny, wyznaczono je głównie na podstawie układu hydrodynamicznego (J. Malinowski red., 1991).

Zwykle wody podziemne na większości obszaru występują w osadach wodonośnych czwartorzędu, neogenu, paleogenu i kredy do głębokości 300 m. Jedynie w południowej części regionu, w obniżeniu podlaskim, wody słodkie o mineralizacji poniżej 1 g/dm³ występują także w osadach jury oraz w utworach paleozoiku do głębokości ok. 1000 m. Wodonośność starszych pięter wodonośnych jest bardzo słabo rozpoznana z uwagi na płytsze występowanie zasobnych poziomów w osadach czwartorzędu, neogenu i paleogenu.

Kredowe piętro wodonośne jest bardzo słabo rozpoznane. Wody występują w mało spękanych wapieniach, marglach, opokach i gezach, które charakteryzują się niewielką wodoprzepuszczalnością. Lokalnie występują piaskowce wapniste i piaski o nieco większej wodoprzepuszczalności. Współczynnik filtracji opok i gez w rejonie Suwałk jest niski i wynosi ok. 0,002 m/d. Wydajności otworów są bardzo małe, a jednostkowy wydatek, podobnie jak w wapieniach jury ujmowanych w rejonie Augustowa, szacuje się na poniżej 1 m³/h·m. Jedynie w strefie dyslokacji i spękań skał ich wodonośność może być wyższa.

Poziomy użytkowe **paleogeńsko-neogeńskiego piętra wodonośnego** związane są z warstwami piaszczystymi miocenu i oligocenu, często rozdzielonymi seriami mułków i iłłów. Występowanie wodonośnych serii miocenu i oligocenu ogranicza się do zachodniej i centralnej części regionu. Nie ma ich w południkowej strukturze dolinnej w podłożu czwartorzędu oraz wzdłuż wschodniej granicy regionu. W tych obszarach brak jest użytkowego poziomu, osady paleogenu (danopaleocenu) reprezentowane są jedynie przez margle i opoki charakteryzujące się małą wodonośnością, podobnie jak osady kredy.

Osady miocenu i oligocenu stanowią złożony układ warstw. Zostały one zniszczone w wyniku erozji i egzara-

cji oraz przekształcone glacictonicznie. Strop warstw wodonośnych w obrębie elewacji występuje już na głębokości kilkunastu metrów (rejon Nidzicy i Szczytna), zaś w obniżeniach i dolinach – ponad 250 m (rejon Olsztyna). Miąższość serii wodonośnych jest bardzo zmienna od kilku do ponad 60 m, współczynnik filtracji wynosi $2 \cdot 10^{-3}$ – $9 \cdot 10^{-1}$ m/h (0,05–22 m/d), przewodnictwo wodne od 1 do ponad 500 m²/d, zaś wydajności studni od kilku do ponad 250 m³/h. W wielu miejscach, gdzie kopalne doliny czwartorzędowe rozcinają osady miocenu i oligocenu, wody łączą się i są w bezpośrednim związku hydraulicznym (B. Paczyński red., 1995).

Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje w całym regionie. Profil osadów czwartorzędowych składa się z naprzemianległych warstw przepuszczalnych piaszczysto-żwirowych (wodonośnych), słabo przepuszczalnych glin zwałowych i mułków oraz bardzo słabo przepuszczalnych iłłów.

Osady piaszczyste, z uwagi na genezę, tworzą szereg różnorodnych struktur hydrogeologicznych. Najważniejsze z nich to szeroko rozprzestrzenione struktury akumulacji wodnolodowcowej – sandry, serie piaszczysto-żwirowe śródmorenowe i podmorenowe (sandry kopalne), doliny odpływu wód lodowcowych i rzecznych, pradoliny i kopalne doliny rzeczne, struktury lodowcowe – moreny piaszczysto-żwirowo-kamieniste, w tym zbudowane w wyniku sfałdowań i spiętrzeń ze starszych osadów fluwioglacjalnych, a także kemy i ozy. Struktury te, pochodzące z kolejnych zlodowań i interglacjalów, charakteryzują się piętrowością, a nawet dziedzicznością występowania i rozprzestrzenienia.

W profilu pionowym osadów czwartorzędu można wyróżnić niekiedy 3 lub 4 zasobne poziomy wodonośne. Zdarza się także, że obok zasobnego rejonu wodonośnego (o miąższości 300 m) nie stwierdzono użytkowej warstwy wodonośnej (np. rejon Przerośli na Pojezierzu Litewskim). Urozmaicona rzeźba podłoża czwartorzędu oraz współczesnej powierzchni terenu powoduje duże zróżnicowanie hydrostrukturalne, zaś jeziora, zwłaszcza rynnowe, sprzyjają kształtowaniu zasobów i wymianie wód podziemnych.

Na Pojezierzu Litewskim miąższość osadów czwartorzędowych osiąga 250–300 m. W profilu pionowym wy-

stępuje od 2 do 4 poziomów wodonośnych, rozdzielonych słabo przepuszczalnymi glinami. Poziomy wodonośne charakteryzują się ograniczonym zasięgiem, a z uwagi na różny stopień izolacji mogą mieć między sobą słaby kontakt hydrauliczny, np. w rejonie jeziora Hańcza i wytopiska Szeszupy. Głębokość występowania pierwszego użytkowego poziomu wodonośnego u nasady sandru wynosi kilka metrów, natomiast na wysoczyźnie od 30 do 80 m. Przepuszczalność utworów wodonośnych jest bardzo zróżnicowana, współczynniki filtracji mieszczą się w bardzo szerokim przedziale od 0,3 do ponad 50 m/d, wydajność studni wynosi od kilku do ponad 120 m³/h.

Nieco odmienne warunki hydrogeologiczne notowane są w rejonie Wielkich Jezior Mazurskich. W strefie przy powierzchniowej występują miększe serie piasków i żwirów wodnolodowcowych oraz struktury lodowcowe zbudowane najczęściej z tego samego materiału. Udział warstw gliniastych jest tu podrzędny i znikomy. W tych warunkach serie wodonośne osiągają znaczne miąższości, rzędu 50–60 m. Poziomy wodonośne tego obszaru należą do bardzo zasobnych.

W obrębie równin sandrowych – sandru mazurskiego, kurpiowskiego i suwalsko-augustowskiego oraz Kotliny Biebrzańskiej, główny użytkowy poziom wodonośny stanowią piaski i żwiry fluwioglacjalne zlodowaceń wisły i warty. Miąższość wodonośca jest zmienna od kilku do ponad 40 m (w dolinach odpływu). Swobodne zwierciadło wody występuje na głębokości kilku metrów. Przewodność wynosi od 100 do ponad 500 m²/d, wydajności studni od kilku do ponad 120 m³/h. Wgłębne poziomy użytkowe występują na głębokości 50–100 m (poziomy międzymorenowe). Zwierciadło wody jest napięte i stabilizuje się na poziomie zbliżonym do swobodnego zwierciadła wód gruntowych.

Obszary wysoczyzn polodowcowych w południowej części regionu charakteryzują się budową hydrostrukturalną podobną do rejonu wysoczyzn pojezierzy. Użytkowe poziomy wodonośne związane są tu głównie z międzymorenowymi seriami fluwioglacjalnymi oraz kopalnymi dolinami. Odmienność wynika z braku jezior. W kompleksie czwartorzędowym występują 1–2 poziomy międzymorenowe o miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Zwierciadło wody występuje na różnej głębokości, od 20 do po-

nad 120 m, i ma charakter napięty. Wydajności studni są bardzo zróżnicowane, od kilku do ponad 100 m³/h.

System kopalnych dolin jest słabo rozpoznany; stwierdzono je w dolinie Supraśli (rejon Białegostoku), w dolinie Wkry (rejon Płońska) i w dolinie Narwi (rejon Pułtuszka i Różanu). Miąższość serii wodonośnych w skrajnych przypadkach sięga 50–80 m. Takie głębokie struktury dolin kopalnych często rozcinają serie glin i prowadzą do połączenia piętrowo występujących wgłębnych poziomów międzymorenowych. Wydajności otworów studziennych są duże i w korzystnych warunkach mogą przekraczać nawet 200 m³/h.

Współczynniki przewodności użytkowych poziomów wodonośnych najczęściej mieszczą się w przedziale od 100 do 500 m²/d i są typowe dla utworów czwartorzędowych na obszarze Polski. Bardzo wysokie wartości przewodności, od 500 do 1000 m²/d, notowane są na Pojezierzu Suwalskim w strefie sandru suwalsko-augustowskiego, natomiast niskie, nieprzekraczające 100 m²/d, w północno-zachodniej części regionu, w rejonie Węgorzewa i Kętrzyna, a także lokalnie na południe od Białegostoku, w rejonie Hajnówki i Bielska Podlaskiego.

System krążenia wód podziemnych

Pas pojezierny jest najwyżej wyniesionym obszarem w północno-wschodniej Polsce, tu biegnie wododział I rzędu i rzeki z tego rejonu rozplywają się we wszystkich kierunkach. Ukształtowanie zwierciadła czwartorzędowych poziomów wodonośnych naśladuje główne rysy rzeźby terenu i zachowana jest, w skali regionu, zgodność przebiegu wododziałów wód podziemnych z działami wód powierzchniowych I i II rzędu. Przepływ wód głębszych poziomów wodonośnych, związanych z osadami neogenu, paleogenu i kredy górnej, zachowuje zbieżne regionalne kierunki z przepływami w najgłębszych poziomach czwartorzędowych (L. Bojarski, 1969).

W bilansie wodnym regionu nie należy zatem spodziewać się dopływów bocznych z zewnątrz. O zasobach wód podziemnych będzie przede wszystkim decydowała ich odnawialność. Zasilanie wód podziemnych zachodzi w granicach całego regionu na drodze infiltracji opadów atmosferycznych do poziomu wód gruntowych i dalej w wyniku

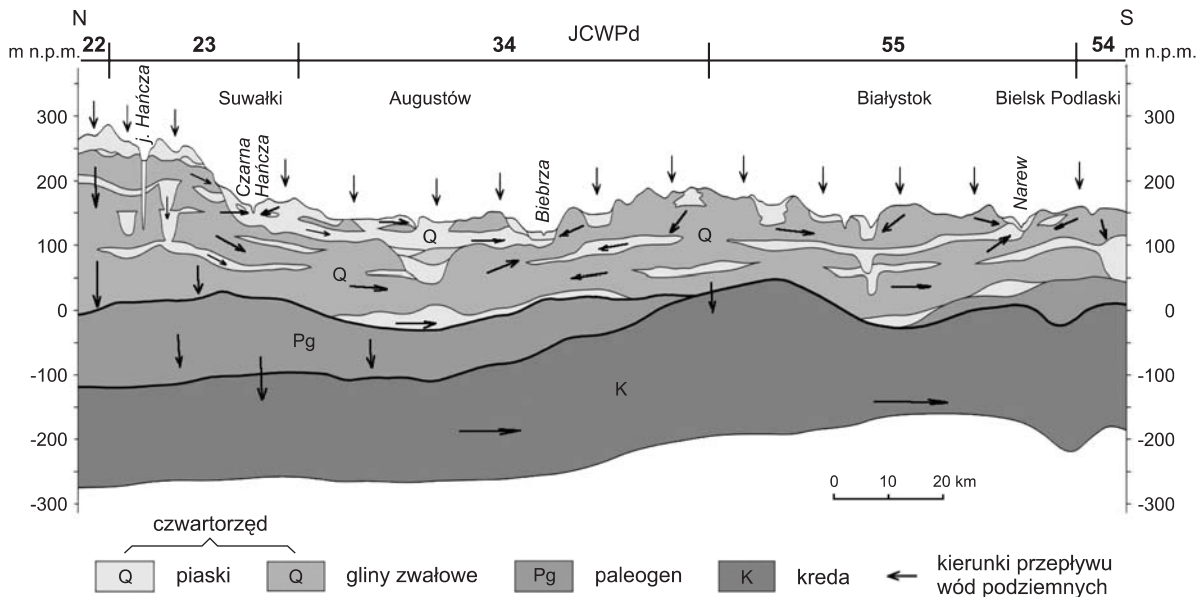


Fig. 7.82. Szkic warunków przepływu wód podziemnych w regionie Narwi, Pregoly i Niemna

przesączania się wód przez słabo przepuszczalne warstwy do głębokich poziomów wodonośnych. O wielkości tego zasilania decyduje współczynnik filtracji utworów słabo przepuszczalnych, dla glin zwałowych w paśmie pojeziernym kształtuje się na poziomie od $5 \cdot 10^{-9}$ do $2 \cdot 10^{-8}$ m/s (C. Nowakowski, 1980).

Droga i czas przepływu wód od miejsca infiltracji (strefy zasilania) do strefy drenażu, z uwagi na złożoność warunków hydraulicznych, nieciągłość struktur i warstw wodonośnych, jest bardzo zróżnicowana w poszczególnych zlewniach. Schemat warunków przepływu przedstawiono na figurze 7.82.

Drenaż wód podziemnych następuje przede wszystkim przez dopływ lateralny, a także pionowe przesączanie się wody do dolin rzecznych. W strefach moren czołowych duży udział w drenażu mają źródła. Wskaźnik krenologiczny, określający liczbę źródeł przypadających na 1 km^2 , dla stref czołowomorenowych Pojezierza Suwalskiego i Pojezierza Wałeckiego wynosi 0,22, przy wydajności źródeł od 0,1 do 20 l/s.

Ważną rolę w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych i zasobów wód należy przypisać jeziorom. Misy jezior rynnowych często nacinają głębokie poziomy wodonośne, prowadząc do bezpośredniego kontaktu wód

podziemnych i powierzchniowych, wyrównując ciśnienia hydrostatyczne i ułatwiając drenaż wód podziemnych.

Chemizm i jakość wód podziemnych

W utworach czwartorzędowych występują wody o składzie charakterystycznym dla płytkiej strefy intensywnej wymiany. Są to najczęściej wody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, sporadycznie $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Każdy inny typ wody jednoznacznie wskazuje na zanieczyszczenia antropogeniczne, przy czym zjawisko to w obrębie regionu ma jedynie charakter lokalny, np. w rejonie Węgorzewa wysokie stężenia azotanów. Mineralizacja jest stosunkowo niska, średnio wynosi $350\text{--}450 \text{ mg/dm}^3$, na Suwalszczyźnie często nie przekracza 200 mg/dm^3 . Wody są słabo zasadowe (pH najczęściej $7,0\text{--}8,0$) oraz średnio twarde ($140\text{--}340 \text{ mg/dm}^3 \text{ CaCO}_3$). Często stwierdzane są podwyższone zawartości żelaza (średnio $0,2\text{--}1,1 \text{ mg/dm}^3$) i niewielkie zawartości manganu (średnio $0,01\text{--}0,1 \text{ mg/dm}^3$). Maksymalne zawartości obydwu tych składników wynoszą odpowiednio do $20,0 \text{ mg/dm}^3$ i do $1,5 \text{ mg/dm}^3$. Lokalnie w poziomach występujących płytko spotyka się nieco podwyższone stężenia związków azotu, siarczanów i chlorków, co jest efektem zanieczyszczeń antropogenicznych.

Niemal wszystkie wody podziemne są dobrej jakości i mogą być podawane do picia bez uzdatniania lub wymagają jedynie odżelaziania i odmanganiania.

W północnej części obniżenia podlaskiego oraz na Suwalszczyźnie, głównie utworach kredy, ale również neogenu i jury, występują wody o dość rzadko spotykanym typie $\text{HCO}_3\text{-Na}$. Według T. Michalskiego (1985) i E. Liszkowskiej (1988) są to wody kriogenicznie przeobrażone, tzn. wody o składzie chemicznym zmienionym w wyniku zamarzania. Badania wykonane z zastosowaniem modelowania geotermicznego (Z. Nowicki, J. Szewczyk, 2003) wykazały, że na Suwalszczyźnie podczas ostatniego zlodowacenia występowała wieczna zmarzlina o miąższości dochodzącej do 500 m, co potwierdza hipotezę o występowaniu wód kriogenicznych na tym obszarze.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

W obrębie omawianego regionu występuje w całości lub we fragmentach 11 głównych zbiorników wód podziemnych (tab. 7.58).

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W granicach regionu wydzielono 10 jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) (fig. 7.79). Część dorzecza Pregoty w granicach Polski zajmuje powierzchnię 8417,7 km² i obejmuje trzy JCWPd: nr 20 zlewnia Łyny, nr 21 północna część Krainy Wielkich Jezior Mazurskich i nr 22 zlewnia Węgorapy. Fragment dorzecza Niemna w granicach regionu ma powierzchnię 2471,1 km² i wydzielono tu dwa JCWPd: nr 23 zlewnia Czarnej Hańczy i nr 56 zlewnia przygraniczna Świsłoczy. Pozostała część regionu należąca do zlewni Narwi ma powierzchnię 26 592,5 km². W jej obrębie wydzielono pięć JCWPd: nr 33 zlewnia Pisy wraz z południową częścią Krainy Wielkich Jezior Mazurskich, nr 34 zlewnia Biebrzy, nr 50 obejmujący Równinę Kurpiowską i Mazurską; nr 51 Międzyrzecze Łomżyńskie i nr 55 zlewnia górnej Narwi.

Tabela 7.58

Wybrane dane dotyczące GZWP wyznaczonych w regionie Narwi, Pregoty i Niemna

Numer i nazwa zbiornika	Powierzchnia [km ²]	Wiek utworów wodonośnych, typ zbiornika	Średnia głębokość ujęcia [m]	Szacunkowe zasoby dyspozycyjne [tys. m ³ /d]
202 – Sandr Gołdapp	51,0	Qs	10	17,0
205 – Subzbiornik Warmia	2095,0	Ng, Pg, K	150–200	60,0
206 – Wielkie Jeziora Mazurskie	584,0	Qsm	60	99,6
208 – Zbiornik międzymorenowy Biskupiec	280,0	Qm	20–30	75,0
212 – Zbiornik międzymorenowy Olsztynek	63,0	Qm	30	24,0
213 – Zbiornik międzymorenowy Olsztyń	1383,0	Qm	20–50	290,0
214 – Zbiornik Działdowo	2330,0	Qmk	100	300,0
215 – Subniecka warszawska	51000,0	Ng, Pg	160	250,0
216 – Sandr Kurpie	1120,0	Qs	50	134,0
217 – Pradolina rzeki Biebrza	1295,0	Qp	45	200,0
218 – Pradolina rzeki Supraśl (Jurowce–Wasilków)	85,8	Qp	40	56,0

Typ zbiornika: Qp – pradolinny, Qm – międzymorenowy, Qk – doliny kopalnej, Qs – sandrowy

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Zwykle wody podziemne ujmowane są przede wszystkim za pomocą studni wierconych. Studnie te użytkowane są przez wodociągi komunalne i wiejskie, zakłady przemysłowe oraz coraz częściej przez rolników. Na Po-

Region Narwi, Pregoly i Niemna został podzielony na 7 obszarów bilansowych (zlewni bilansowych) przez Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Warszawie. Dla zlewni tych zostały oszacowane zasoby perspektywiczne, rozumiane jako zasoby użytkowych pięter/poziomów wodonośnych możliwych do zagospodarowania z uwzglę-

Tabela 7.59

Największe ujęcia na obszarze regionu Narwi, Pregoly i Niemna

Nr ujęcia wg Banku HYDRO	Ujęcie	Miejscowość	Rok wykonania ujęcia	Wiek ujętego poziomu wodonośnego	Pobór [m ³ /r]	Zasoby [m ³ /h]
3750004	Wodociąg regionalny	Zambrów	2003	czwartorzęd	1 193 700	400
1020074	Ujęcie miejskie Zachód	Jeżewo	2004	czwartorzęd	1 240 000	420
1480006	Wodociąg miejski	Augustów	2003	czwartorzęd	1 408 193	800
640007	Wodociąg miejski	Bartoszyce	2004	czwartorzęd + neogen	1 457 070	586
1040059	Wodociąg miejski Grajewo	Giżycko	2004	czwartorzęd	1 886 000	587
1750028	Ujęcie miejskie Zachód	Olsztyn	2003	czwartorzęd + neogen	2 622 000	1600
3000016	Wodociąg miejski	Wasilków	2004	czwartorzęd	2 759 720	205
1450041	Wodociąg miejski	Ełk	2003	czwartorzęd	3 004 501	1000
1080012	Wodociąg miejski	Suwałki	2003	czwartorzęd	3 087 241	1668
3330011	Wodociąg miejski	Ostrołęka	2003	czwartorzęd	3 295 670	660
3000010	Wodociąg miejski	Jurowce	2004	czwartorzęd	8 452 331	1760

Tabela 7.60

jezierzu Litewskim do zaopatrzenia w wodę indywidualnych użytkowników wykorzystywane są źródła.

Główne użytkowe poziomy wodonośne związane są z czwartorzędowym piętrzem wodonośnym. Występuje ono powszechnie niemal w całym regionie. Jedynie w obszarach zredukowanej miąższości osadów czwartorzędu lub tam, gdzie osady wykształcone są głównie w postaci glin lub ilów, ujmowane są wówczas wody piętra neogeńskiego lub kredowego. Takie warunki występują lokalnie w zlewni Łyny i Węgorapy w ujęciach Kętrzyna, Sępola, Lidzbarku Warmińskiego, Olsztyna i Bartoszyc. Największe ujęcia eksploatują wody pochodzące z utworów czwartorzędowych i neogenu (tab. 7.59).

Zasoby odnawialne i perspektywiczne wód podziemnych w regionie Narwi, Pregoly i Niemna

Nr jednostki bilansowej RZGW	Nr JCWPd (zgodnie z fig. 7.79)	Powierzchnia jednostki [km ²]	Zasoby odnawialne [tys. m ³ /d]	Zasoby perspektywiczne [tys. m ³ /d]
Z-10	55	6110	1318	759
Z-11	34	7107	1442	643
Z-12	50	6144	1605	911
	51	3236	846	480
Z-13	33	3995	1766	698
Z-20	20	6089	1897	1048
Z-21	21	1176	340	159
	22	1152	333	155
Z-3	23	1965	6958	238
	56	506	1768	62

dnieniem potrzeby zachowania określonego stanu ekosystemów od nich zależnych (P. Herbich i in., 2003). Równocześnie, zgodnie z wymogami Ramowej Dyrektywy Wodnej, w obrębie regionu wydzielono 10 jednolitych części wód podziemnych (JCWPd). Jako główne kryterium wyznaczenia granic jednostek przyjęto warunki hydrodynamiczne, podobnie jak dla wyznaczenia gra-

nic zlewni bilansowych wód powierzchniowych. W ten sposób uzyskano zgodność granic JCWPd i powierzchniowych zlewni bilansowych.

Wielkość odnawialnych zasobów wód podziemnych w regionie wynosi ok. 10,5 mln m³/d, a zasobów perspektywicznych ok. 5,2 mln m³/d (tab. 7.60).

Literatura

- BOJARSKI L., 1969 – Solanki mezozoiku i paleozoiku w syneklizie perybaltyckiej oraz ich znaczenie dla poszukiwań naftowych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HERBICH P., DĄBROWSKI S., NOWAKOWSKI C., 2003 – Ustalenie zasobów perspektywicznych w obszarach działalności Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KONDRACKI J., 1972 – Polska północno-wschodnia. PWN. Warszawa.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- LISZKOWSKA E., 1988 – O wodach kriogenicznych zmetamorfizowanych w Polsce północno-wschodniej. *W: Aktualne problemy hydrogeologii*, t. 4, cz. 2: 81–91. Wyd. Inst. Morskiego. Gdańsk.
- MALINOWSKI J. (red.) 1991 – Budowa geologiczna Polski. T. 7. Hydrogeologia. Wyd. Geol. Warszawa.
- MICHALSKI T., 1985 – O genezie anomalii chemicznych w wodach podziemnych NE Polski. *W: Aktualne problemy hydrogeologii*, t. 3: 505–511. Wyd. AGH. Kraków
- NOWAKOWSKI C., 1980 – Próba oceny parametrów warstw słabo przepuszczalnych w utworach czwartorzędowych na podstawie strefy intensywnego drenażu źródłami. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*, t. 1: 121–129. Jachranka. Wyd. Geol. Warszawa.
- NOWICKI Z., SZEWCZYK J., 2003 – Ocena miąższości wiecznej zmarzliny na podstawie danych geotermicznych jako element analizy paleohydrogeologicznej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 11: 403–411. Gdańsk.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1993 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000, cz. I. Systemy zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000, cz. II. Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- STACHY J. (red.), 1986 – Atlas hydrologiczny Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
- STAN czystości wód powierzchniowych obszaru Zielonych Płuc Polski, 1998. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Białystok.
- ZNOSKO J., 1973 – Pokrywa osadowa Augustowszczyzny i Suwalszczyzny. Przew. 45. Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.

WYKORZYSTANE MATERIAŁY KARTOGRAFICZNE:

Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000 wraz z objaśnieniami, arkusze:

Białystok – C. Kolago, J. Mieczniki, 1987

Elk – A. Macioszczyk, T. Macioszczyk, D. Małecka, W. Murzynowski, 1986

Kętrzyn – M. Pokora, E. Zawadzka, 1982

Łomża – B. Witkowska, 1984

Olsztyn – B. Witkowska, 1984

Ostrołęka – S. Biernat, 1983

Pisz – S. Biernat, 1983

Sejny – H. Bieniaszewska, S. Krajewski, C. Nowakowski, 1987

Sokółka – M. Pokora, 1989

Suwałki – H. Bieniaszewska, S. Krajewski, C. Nowakowski, 1987

8. Prowincja Odry

8.1. Region górnej Odry

Informacje ogólne

Region górnej Odry (RGO) obejmuje górną część dorzecza Odry od granicy państwa do ujścia Kłodnicy. Powierzchnia regionu wynosi 3749,6 km². Według podziału fizycznogeograficznego Polski J. Kondrackiego (2002) w granice regionu wchodzi trzy podprowincje: od północnego zachodu Niziny Środkowopolskie (makroregion Nizina Śląska), od wschodu Wyżyna Śląsko-Krakowska (makroregion Wyżyna Śląska), a od południa Północne Podkarpacie (makroregion Kotlina Ostrawska) i Karpaty Zewnętrzne Zachodnie (makroregion Pogórze Zachodniobeskidzkie) (fig. 8.1). Środkowy i wschodni fragment regionu zajmuje Górnośląskie Zagłębie Węglowe, którego południowo-zachodnią część stanowi Rybnicki Okręg Węglowy.

Klimat i warunki hydrologiczne

Obszar leży w obrębie dwóch regionów klimatycznych: sudeckiego i lubusko-dolnośląskiego (W. Wiszniewski, W. Chełkowski, 1987). Wielkość opadów atmosferycznych jest zróżnicowana przestrzennie i w cyklu wieloletnim. Przeciętny opad roczny z lat 1971–2000 wynosi od 600 do 850 mm, a tylko w skrajnie południowej części regionu wzrasta do ok. 1000 mm (H. Lorenc red., 2005). Parowanie terenowe z okresu 1951–1960 wynosi od 400 do 500 mm/rok (W. Wiszniewski, 1973).

Główne rzeki odwadniające omawiany obszar to Odra i jej prawobrzeżne dopływy: Olza, Ruda, Bierawka i Kłodnica oraz dopływ lewobrzeżny – Psina z Troją.

Charakterystyczne dla regionu są sztuczne zbiorniki wodne, powstałe przez zalanie wyeksploatowanych wy-

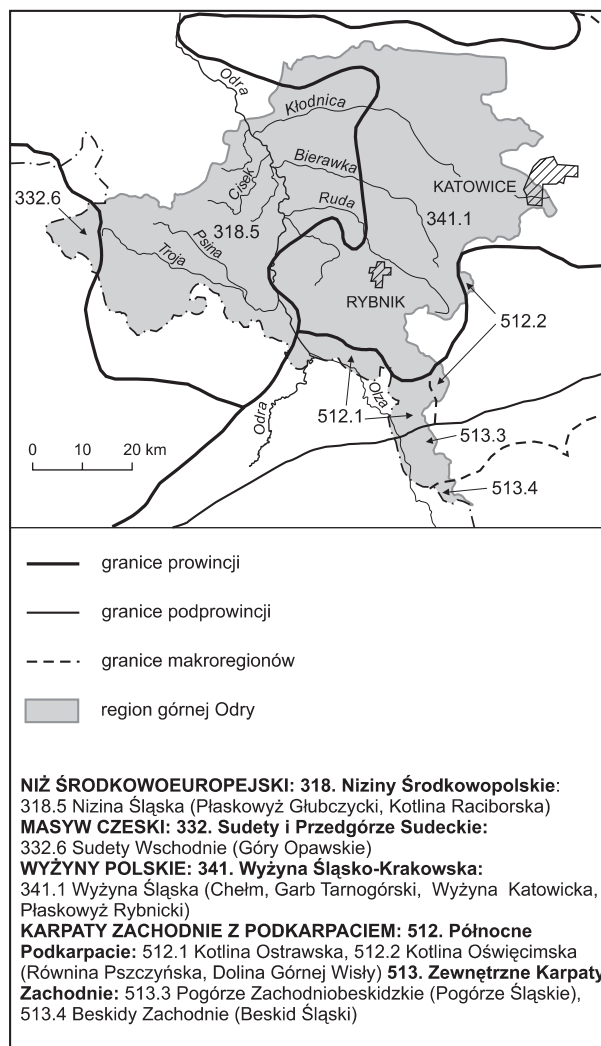


Fig. 8.1. Położenie regionu górnej Odry na tle jednostek fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002)

Wybrane elementy bilansu wodnego rzek w regionie górnej Odry (wg Roczników hydrologicznych)

Rzeka	A [km ²]	Lata	SSQ [m ³ /s]	SNQ [m ³ /s]	SNq [l/s·km ²]	P [mm]	H [mm]	C
Odra wodowskaz Racibórz Miedonia	6738	1951–1970	64	27,63	4,1	853	305	0,36
Odra wodowskaz Chałupki	4596	1951–1970	41,2	16,95	3,69	861	282,8	0,33
Zlewnia różnicowa Odry (Chałupki–Racibórz Miedonia)	2142	1951–1970	22,8	10,68	4,98			
Ruda wodowskaz Ruda Kozielska	386	1961–1970	3,7	2,45	6,36	873,9	248,6	0,28
Bierawka wodowskaz Bierawa	374	1951–1970	2,56	1,32	3,53	847	241,5	0,28
Kłodnica wodowskaz Gliwice	456	1951–1970	4,84	3,31	7,26	869,2	504	0,58
Troja wodowskaz Kietrz	182	1966–1970	0,65	0,35	1,94	857,8	99,1	0,12

A – powierzchnia zlewni, SSQ – średnia wartość w okresie dla przepływu wody, SNQ – średnia wartość z najniższych w okresie dla przepływu wody, SNq – średnia wartość z najniższych w okresie dla jednostkowego odpływu wody, P – opad, H – odpływ, C = H/P – współczynnik odpływu

robisk zwirowni i węgla kamiennego. Są to zbiorniki retencyjno-dozujące słonych wód kopalnianych i poflotacyjne stawy osadnikowe. W przepływie Odry oraz jej prawobrzeżnych dopływów charakterystyczny jest zróżnicowany, lecz znaczny udział ścieków komunalnych i przemysłowych, w tym wód pochodzących z odwadniania kopalń węgla kamiennego w Rybnickim Okręgu Węglowym oraz w Zagłębiu Ostrawsko-Karwińskim w Czechach. Największym skoncentrowanym zrzutem tych wód jest kolektor Olza, gromadzący wody słone z kilku kopalń, który pod koniec lat 90. odprowadzał za pośrednictwem Olzy do Odry ok. 20 tys. m³/d (830 m³/h) wód kopalnianych.

Średni odpływ jednostkowy w latach 1951–1970 dla górnej Odry zawiera się w przedziale od 3 do 10 l/s·km² (J. Stachy, B. Biernat, 1987), przy czym wyższe wartości występują we wschodniej części regionu. Odpływ podziemny jest zróżnicowany i najczęściej wynosi od 1,5 do 8 l/s·km² (J. Orsztynowicz, 1987), a średni współczynnik odpływu podziemnego waha się na ogół od 0,2 do 0,6.

Charakterystyczne wskaźniki bilansu wodnego głównych zlewni przedstawiono w tabeli 8.1.

Budowa geologiczna

Budowa geologiczna regionu górnej Odry jest zróżnicowana (D. Poprawa, J. Nemčok, 1988–1989). Starsze podłoże stanowi piętro waryscyjskie reprezentowane przez dwie jednostki geologiczne: strefę morawsko-śląską, zajmującą zachodnią część regionu, i zapadlisko górno-śląskie (Górnośląskie Zagłębie Węglowe), rozciągające się w jego części wschodniej. Młodsze piętro alpejskie tworzą cztery jednostki geologiczne: niecka opolska w północno-zachodniej części obszaru, monoklina śląsko-krakowska – część północna i północno-wschodnia, zapadlisko przedkarpackie, przebiegające przez część centralną z północnego zachodu na południowy wschód, oraz Karpaty zewnętrzne w skrajnie południowej części. Utwory karbonu, triasu, jury, kredy i niższego neogenu

odsłaniają się w licznych miejscach na powierzchni lub pod osadami plejstocenu.

Strefa morawsko-śląska jest zbudowana z utworów dolnego karbonu, wykształconego w postaci piaskowców i mułowców, z przewarstwieniami iłowców (facja kulmu). Utwory te tworzą struktury fałdowe, które w zachodniej części regionu występują pod osadami plejstocenu, a w części północnej pod utworami kredy górnej i niższego neogenu.

Zapadlisko górnośląskie tworzą węglonośne utwory karbonu górnego. Są to kompleksy piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe z pokładami węgla. Występują pod utworami triasu i neogenu.

Nieckę opolską tworzą piaskowce i mułowce oraz iłowce kredy górnej. W ich podłożu zalegają utwory karbonu dolnego, a pokrywę, na ogół ciągłą, stanowią osady neogenu.

Monoklinę śląsko-krakowską budują utwory triasu leżące na podłożu paleozoicznym. Warstwy triasu są przykryte osadami niższego neogenu i plejstocenu lub odsłaniają się na powierzchni. Utwory dolnego mezozoiku stanowią w dolnej części piaskowce, mułowce i iłowce, a w górnej – dolomity, wapienie i margle.

Zapadlisko przedkarpackie, przedgórski rów Karpat, jest wypełnione miąższym kompleksem utworów ilastych niższego neogenu, który z reguły leży na utworach karbonu, a od góry jest przykryty utworami plejstocenu lub odsłania się na powierzchni.

Karpaty zewnętrzne (fliszowe) są zbudowane ze sfałdowanych utworów jurajskich, kredowych i paleogeńskich, które od południa są nasunięte na osady neogenu zapadliska. Jest to kompleks fliszowy, który tworzą utwory piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe, odsłaniające się na powierzchni, a tylko w dolinach rzecznych przykryte osadami plejstocenu.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Słodkie wody podziemne występują na ogół do głębokości 200–300 m, a tylko niekiedy większej (A. Rózkowski i in., red., 1997). Jest to uzależnione od stopnia izolacji poziomów wodonośnych od powierzchni, a w obszarze górnictwa węgla kamiennego – także od stopnia i głą-

bokości rozcięcia górotworu wyrobiskami górniczymi (A. Rózkowski, red., 2004). Ze względu na budowę geologiczną wody podziemne w tej strefie występują w wielopoziomowym systemie wodonośnym. Biorąc pod uwagę wiek skał, można wyróżnić następujące piętra i poziomy wodonośne prowadzące wody zwykłe: plejstocenu, niższego neogenu, kredy, jury, triasu i karbonu (fig. 8.2). Zestawienie głównych parametrów hydrogeologicznych charakteryzujących piętra i poziomy wodonośne przedstawia tabela 8.2.

Plejstocenijskie poziomy wodonośne występują na przeważającym obszarze regionu, za wyjątkiem części zachodniej i południowo-wschodniej. Wodonośne są piaszczyste osady rzeczne, rzeczno-lodowcowe oraz piaski międzymorenowe (A. Rózkowski i in., red., 1997). Utwory zawadnione tworzą zbiorniki porowe, reprezentowane przez dwa środowiska geologiczne: formy dolinowe i doliny kopalne Odry, Rudy, Bierawki, Kłodnicy i Psiny oraz formy wysoczyznowe związane z osadami fluwioglacjalnymi.

W profilu utworów plejstocenu występuje najczęściej jeden poziom wodonośny, miejscami rozdzielony osadami gliniasto-mułkowymi na dwie warstwy. Lokalnie, w głęboko wciętych dolinach kopalnych występują 2–3 poziomy wodonośne. Na obszarach wyżynnych warstwy wodonośne charakteryzują się nieciągłym rozprzestrzenieniem i zmienną miąższością, od kilku do 15 m (fig. 8.3). W obniżeniach morfologicznych poziomy wodonośne mają ciągłe rozprzestrzenienie i większą miąższość: w zasięgu Kotliny Raciborskiej ok. 10–20 m, w obrębie dolin Odry, Rudy, Bierawki, Kłodnicy i Psiny ok. 15–40 m, a w rynn timeroznej rowu Odry koło Kędzierzyna-Koźła do 60 m (M. Guzik, P. Liszka, 2002a, b; P. Liszka, M. Guzik, 2002).

Poziomy wodonośne plejstocenu są hydrogeologicznie odkryte bądź częściowo odkryte. W związku z tym zwierciadło wody jest swobodne lub słabo napięte i występuje na głębokości od kilku metrów w rejonach dolinnych do kilkunastu na wyniesieniach. Poziomy wodonośne plejstocenu pozostają ze sobą w łączności hydraulicznej. Występują również lokalne kontakty hydrauliczne z poziomami niższego neogenu oraz serii węglanowej triasu. Zasilanie utworów wodonośnych plejstocenu za-

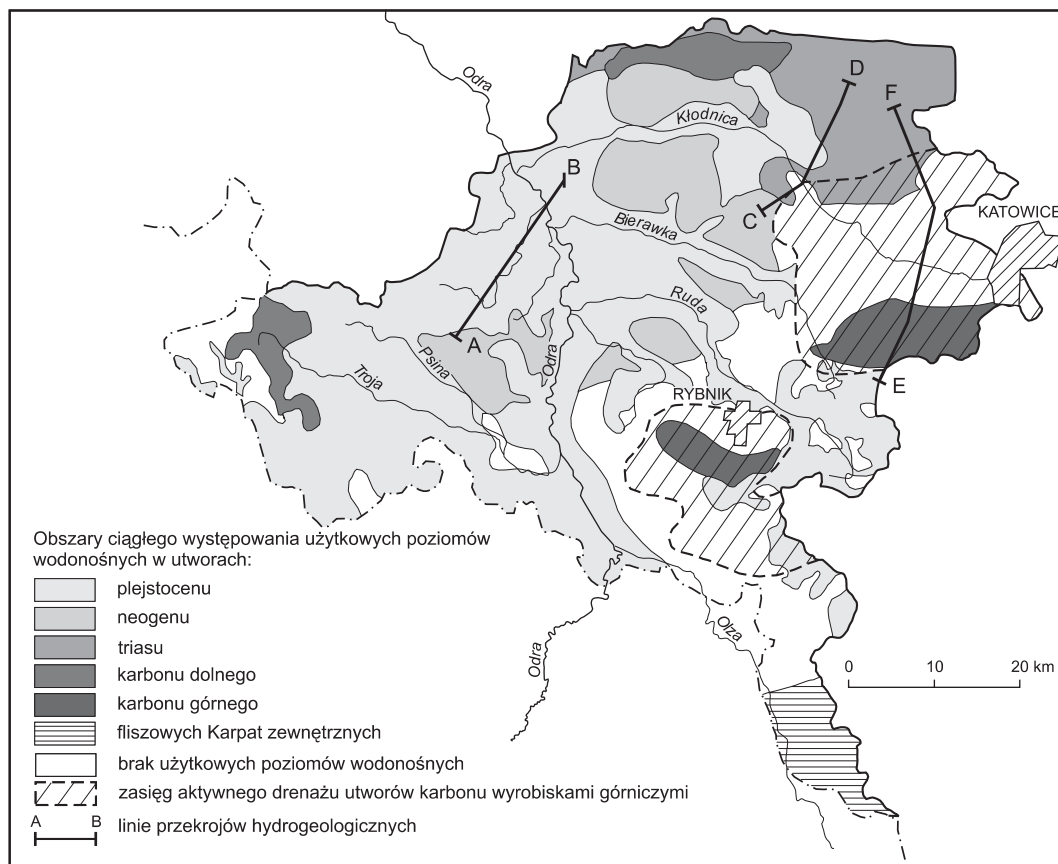


Fig. 8.2. Główne piętra i poziomy zwykłych wód podziemnych występujące w regionie górnej Odry

chodzi bezpośrednio na wychodniach utworów przepuszczalnych, a drenaż odbywa się przede wszystkim dolinami rzek oraz ujęciami studziennymi.

Zasobność poziomów wodonośnych plejstocenu jest najczęściej niska i średnia. Moduł zasobów odnawialnych zmienia się od ok. 3,8 do 15 m³/h·km². Najbardziej zasobne w wodę poziomy są związane z dolinami kopalnymi Odry, Kłodnicy, Bierawki, Psiny i Rudy.

Poziomy wodonośne neogenu są związane z osadami pliocenu i miocenu zapadliska przedkarpackiego. Zawodnione są warstwy piaszczyste lub piaszczysto-żwirowe występujące w kompleksie ilastym oraz warstwy żwirowe na wychodniach (fig. 8.3). W części północnej regionu należą one do lądowych osadów messynu (sarmatu), które tworzą subnieckę kędzierzyńsko-głęboczycką, a w części południowej do morskich osadów tortonu (ba-

den). W nadkładzie występują utwory plejstocenu, które w części północnej zapadliska tworzą ciągłą pokrywę o miąższości od kilkunastu do 100 m, a w części południowej – pokrywę nieciągłą o mniejszej miąższości wynoszącej ok. 10–50 m. Lokalnie, w rejonie Raciborza, na utworach miocenu w formie płatów leżą zawodnione piaski i żwiry pliocenu o miąższości od 4 do 57 m. Utwory pliocenu cechuje mniejsza wodonośność, nawet w strefach ich znacznej miąższości. Wody tego poziomu są eksploatowane sporadycznie. Na przeważającym obszarze występowania poziomy pliocenu są zakryte i prowadzą wody pod ciśnieniem.

Relatywnie najniższą wodonośność wykazują osady morskie tortonu (badenu). Poziom wodonośny tworzą piaski drobne, często pylaste, miejscami z przewarstwieniami piasków różnoziarnistych, występujące w obrębie kom-

Tabela 8.2

Charakterystyka poziomów wodonośnych w regionie górnej Odry

Piętro/poziom wodonośny	Miąższość utworów wodonośnych [m]	Współczynnik filtracji		Wydajność studni [m ³ /h]	Wydatek jednostkowy studni [m ³ /h·m]	Moduł zasobów odnawialnych*	
		[m/h]	[m/s]			[m ³ /h·km ²]	[dm ³ /s·km ²]
Plejstocenu – doliny rzek – poziomy fluwiogłacjalne na wysoczyznach	10–60	0,21–23,33	$5,7 \cdot 10^{-5}$ – $6,5 \cdot 10^{-3}$	9–200	1–125	6,50–15,21	1,8–4,2
	<5–15	0,04–5,83	$1,2 \cdot 10^{-5}$ – $1,6 \cdot 10^{-3}$	5–70	0,3–44	3,71–12,58	1,0–3,5
Neogenu – pliocen – messyn (sarmat) (subniecka kędzierzyńsko-głubczycka) – torton (baden)	4–57	0,04–4,17	$1,2 \cdot 10^{-5}$ – $1,2 \cdot 10^{-3}$	3–85	0,2–105	3,96–5,83	1,1–1,6
	3–53	0,008–1,92	$2,3 \cdot 10^{-6}$ – $5,3 \cdot 10^{-4}$	2–81	0,1–25		
	1–96	0,008–0,31	$2,3 \cdot 10^{-6}$ – $8,6 \cdot 10^{-5}$	2–25	<0,1–4		
Kredy górnej (niecka opolska)	10–20	0,097	$2,7 \cdot 10^{-5}$	7	0,7	1,75	0,5
Kredowo-jurajskie (fliszowe)	15	0,04	$1,2 \cdot 10^{-5}$	2–5	0,03–0,13	10,79	3,0
Triasu kompleks wodonośny serii węglanowej (GZWP Gliwice)	10–120	0,25–0,92	$6,9 \cdot 10^{-5}$ – $2,5 \cdot 10^{-4}$	10–290	10	12,33	3,4
Karbonu – poziom karbonu górnego – poziom karbonu dolnego	<5–40	0,0004–3,54	$1,1 \cdot 10^{-7}$ – $9,8 \cdot 10^{-4}$	0,4–26	0,006–50	3,04–12,25	0,8–3,4
	9–40	0,01–8,33	$3,5 \cdot 10^{-6}$ – $2,3 \cdot 10^{-3}$	3–16	0,5–3	4,67–6,21	1,30–1,7

* zasoby szacunkowe wg autorów

pleksu utworów ilastych. Ich rozprzestrzenienie jest nieciągłe, a miąższość zmienna od 1 do 96 m. Niekorzystne parametry hydrogeologiczne, uwarunkowane wykształceniem litologicznym tych utworów, jak również ograniczone ich rozprzestrzenienie nie dają podstawy do zakwalifikowania tego poziomu jako użytkowego. Jest on eksploatowany tylko kilkoma studniami o niewielkiej wydajności.

Najbardziej wodonośne są osady lądowe messynu (sarmatu). Warstwy te ze względu na swe korzystne wykształcenie litologiczne, ciągłe rozprzestrzenienie i miąższość warstwy wodonośnej tworzą wydajny zbiornik wód podziemnych należący do subniecki kędzierzyńsko-głubczyckiej. Moduł zasobów odnawialnych tego poziomu wodonośnego wynosi od ok. 3,96 do 5,83 m³/h·km² (tab. 8.2).

Kredowo-jurajskie poziomy wodonośne tworzą utwory fliszowe Karpat zewnętrznych. Są one wykształcone w postaci piaskowców grubo- i średnioławic-

cowych przewarstwionych pakietami łupkowymi oraz wapieni z wkładkami łupków. Główny poziom wodonośny stanowi strefa przypowierzchniowa zbudowana ze spękanych wapieni i piaskowców z wkładkami łupków ilasto-marglistych o miąższości 60–80 m. Jednakże średnia miąższość warstwy wodonośnej jest na ogół mniejsza i wynosi ok. 15 m. Średni współczynnik filtracji wynosi ok. 0,04 m/h ($1,2 \cdot 10^{-5}$ m/s), a wydajność potencjalna studni kształtuje się w przedziale od 2 do 5 m³/h (J. Chowaniec, K. Witek, 2000). Relatywnie wysoki jest natomiast moduł zasobów odnawialnych, który dla omawianego fragmentu obszaru fliszowego wynosi około 10,79 m³/h·km² (3 l/s·km²) (tab. 8.2).

Górnokredowy poziom wodonośny. Zawodnione utwory kredy górnej występują w niecce opolskiej w północno-zachodniej części regionu (fig. 8.2). Są to piaskowce oraz wapienie margliste leżące bezpośrednio na utworach dolnokarbońskich. Poziom ten jest mało za-

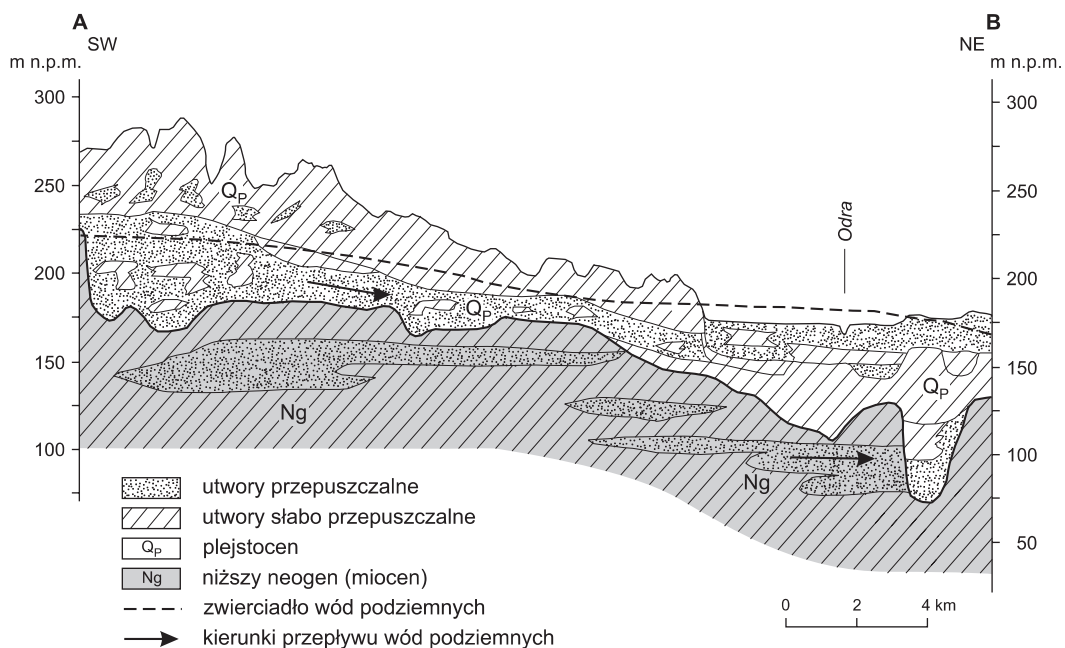


Fig. 8.3. Przekrój hydrogeologiczny przez utwory wodonośne neogenu w południowej części regionu górnej Odry (lokalizacja na fig. 8.2)

sobny w wodę i nie ma rangi poziomu użytkowego. Utwory wodonośne występują na głębokości poniżej 50 m i są przykryte prawie na całym obszarze bardzo słabo przepuszczalnymi ilami neogenu (M. Kołaczkowski, J. Raczyński, 1978, 1979). Zasobność omawianego poziomu wodonośnego, którego miąższość zawiera się w granicach od 10 do 20 m, charakteryzują następujące parametry: przeciętna wydajność studni $7 \text{ m}^3/\text{h}$; wydatek jednostkowy $0,7 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{m}$, współczynnik filtracji $0,1 \text{ m/h}$ ($2,7 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$), współczynnik przewodnictwa wodnego $1,7 \text{ m}^2/\text{h}$. Zasoby odnawialne są bardzo małe, co wyraża niski ich moduł, rzędu $1,75 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$ ($0,5 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$).

Triasowe piętro wodonośne. Wodonośne utwory triasu zostały rozpoznane badaniami hydrogeologicznymi tylko w północno-wschodniej części regionu. Występują tu poziomy wodonośne wapienia muszlowego i retu w utworach węglanowych oraz dolnego i środkowego pstrego piaskowca w osadach klastycznych.

Poziomy wodonośne wapienia muszlowego i retu są zbudowane z wapieni i dolomitów, spękanych i skrasowiactych, rozdzielonych marglistymi utworami warstw go-

golińskich górnych (A. Rózkowski, Z. Wilk, red., 1980). Jednak z uwagi na dolomitację tych warstw oraz redukcję miąższości i liczne dyslokacje warstwy te tracą swe izolujące właściwości, w efekcie czego poziomy wapienia muszlowego i retu pozostają w tym rejonie w łączności hydraulicznej i traktowane są jako jeden kompleks wodonośny serii węglanowej triasu, charakteryzujący się potrójną porowatością krasowo-szczelinowo-porową (A. Rózkowski, red., 1990). Miąższość zawodnionych utworów serii węglanowej waha się od ok. 10 do 120 m, a lokalnie więcej (fig. 8.4). W zachodniej części swego występowania węglanowy kompleks wodonośny jest przykryty bardzo słabo przepuszczalnymi utworami ilastymi miocenu. Na pozostałym obszarze w nadkładzie kompleksu występują na ogół przepuszczalne osady plejstocenu, a we wschodniej części obszaru utwory węglanowe odsłaniają się na powierzchni. Węglanowy kompleks wodonośny leży na ilasto-piaszczystych osadach środkowego i dolnego pstrego piaskowca.

Zwierciadło wody ze względu na uwarunkowania geologiczno-strukturalne jest swobodne poza obszarem wy-

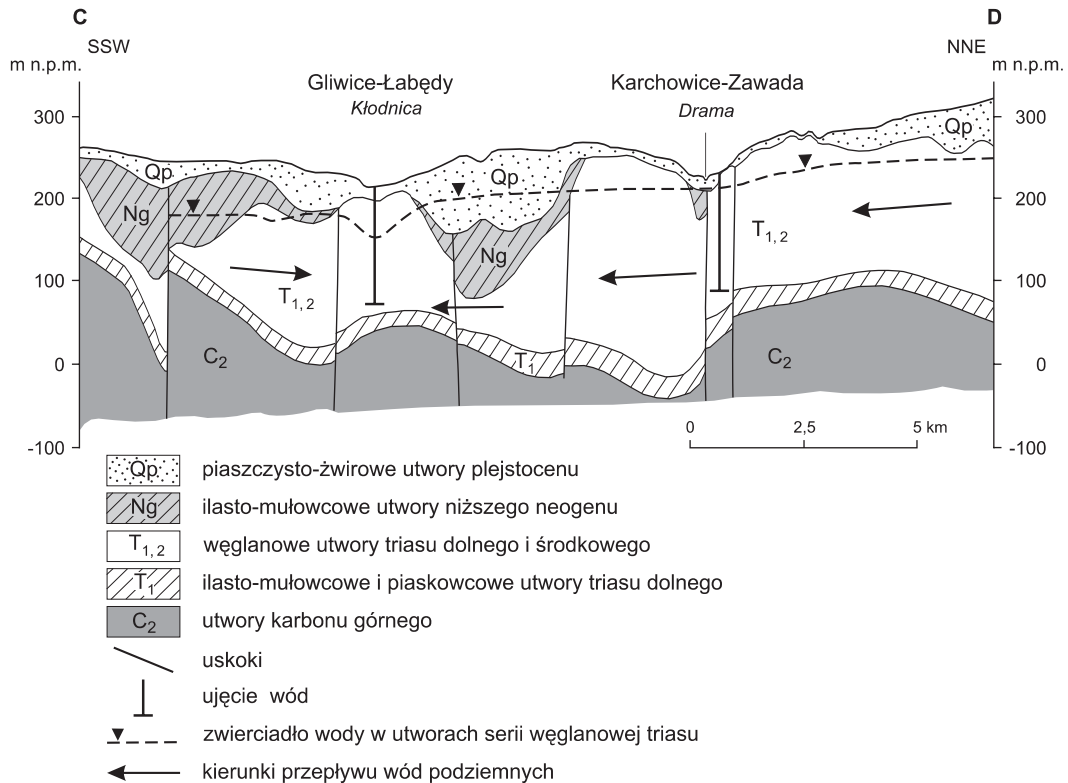


Fig. 8.4. Przekrój hydrogeologiczny przez utwory wodonośne triasu i jego nadkładu w północnej części regionu górnej Odry (wg J. Kropki, 1997, zmieniony); lokalizacja na fig. 8.2

stępowania w nadkładzie utworów słabo przepuszczalnych, a napięte na obszarze przykrycia utworami słabo przepuszczalnymi. Zasilanie kompleksu odbywa się na wychodniach i w obszarach przykrycia utworami plejstocenu. W rejonie Tarnowskich Gór i Bytomia zasilanie jest zintensyfikowane na skutek rozcięcia górotworu wyrobiskami odkrywkowego i podziemnego górnictwa kruszcowego (J. Kropka, 2002; A. Kowalczyk, 2003). Obserwuje się również zasilanie z cieków powierzchniowych (M. Dziuk i in., 1997). W warunkach naturalnych podstawę drenażu stanowiły doliny większych rzek. W warunkach intensywnej antropopresji drenaż wód odbywa się ujęciami studziennymi i wyrobiskami górniczymi nieczynnych kopalń rud cynkowo-olowiowych, a w skrajnie wschodniej części obszaru także przez niżej położone kopalnie węgla kamiennego.

Zasobność węglanowego kompleksu wodonośnego charakteryzują wysokie wartości parametrów hydrogeo-

logicznych: współczynnik filtracji od 0,25 do 0,92 m/h ($6,9 \cdot 10^{-5}$ – $2,5 \cdot 10^{-4}$ m/s), przewodność od 19 do 1900 m²/d, wydajność pojedynczej studni od 10 do 290 m³/h. Moduł zasobów odnawialnych waha się od ok. 10,42 do 18,75 m³/h·km² (2,9–5,2 dm³/s·km²) i wynosi przeciętnie ok. 12,33 m³/h·km² (3,4 dm³/s·km²).

Poziom wodonośny środkowego i dolnego pstręgo piaskowca (warstw świerklanieckich) jest rozpoznany lokalnie w obszarach wychodni utworów triasu dolnego (K. Rubin, H. Rubin, 1995). Jest zbudowany z piaskowców o miąższości 5–20 m, izolowanych od góry łupkami i iłowcami. Zwierciadło wody ma charakter napięte. Współczynnik filtracji waha się od $1 \cdot 10^{-5}$ do $9,5 \cdot 10^{-5}$ m/s, przewodność średnio wynosi 18 m²/d, moduł zasobów odnawialnych ok. 4,2 m³/h·km². Zasilanie odbywa się bezpośrednio na wychodniach utworów wodonośnych. Kierunek przepływu wód jest zgodny z kierunkiem przepływu wód kompleksu wodonośnego serii węglano-

wej triasu, co wskazuje na łączność hydrauliczną między tymi poziomami.

Karbońskie piętro wodonośne. Z uwagi na to, że utwory karbonu górnego i dolnego tworzą dwie odmienne pod względem geologiczno-strukturalnym formacje, dlatego konsekwentnie wyróżnia się dwa zespoły poziomów wodonośnych: w utworach karbonu górnego (produktywnego) i w utworach karbonu dolnego (A. Rózkowski i in., red., 1997).

Górnokarbońskie poziomy wodonośne są związane głównie z piaskowcami serii mułowcowej i górnośląskiej serii piaskowcowej; występują na obszarze zapadliska górnośląskiego jako oddzielne poziomy izolowane nieprzepuszczalnymi iłowcami, a miejscami pozostające w łączności hydraulicznej. O zawodnieniu piaskowców decyduje stopień ich porowatości i spękania, głębokość zalegania oraz warunki zasilania. Na naturalne czynniki kształtujące warunki hydrogeologiczne w utworach karbonu nakładają się czynniki antropogeniczne związane z działalnością górnictwa węgla kamiennego.

W zasięgu zapadliska górnośląskiego wody zwykle występują tylko w dwóch rejonach: Leszczyny–Ornontowice–Mikołów–Ruda Śląska oraz Rydułtowy–Jankowi-

ce. Ich występowanie jest związane ze strefą wychodni utworów karbonu produktywnego przykrytego miąższą warstwą osadów plejstocenu i zasobnymi w wodę utworami triasu. Poza tymi obszarami wody występujące w utworach karbonu górnego mają podwyższoną mineralizację, przewyższającą 1 g/dm^3 (fig. 8.5). Jest to związane z warunkami geologiczno-strukturalnymi, a w szczególności z przykryciem poziomów wodonośnych kompleksem utworów słabo przepuszczalnych neogenu. Najkorzystniejsze warunki do gromadzenia wody występują w piaskowcach zalegających w stropowej partii utworów karbonu górnego, przykrytych przepuszczalnymi osadami triasu i plejstocenu, i w strefach uskokowych. Piaskowce te na głębokości 50–70 m są zwietrzałe i zasilane bezpośrednio wodami opadowymi lub wodami z wyżej leżących poziomów. Parametry hydrogeologiczne w strefie zwiększonej wodonośności są korzystne i względnie wysokie. Wraz z głębokością wartości tych parametrów szybko maleją (J. Wagner, 1998). Zestawienie głównych parametrów hydrogeologicznych poziomów karbonu zawiera tabela 8.2.

Warunki hydrogeologiczne w utworach wodonośnych karbonu górnego zostały bardzo zmienione w wyniku

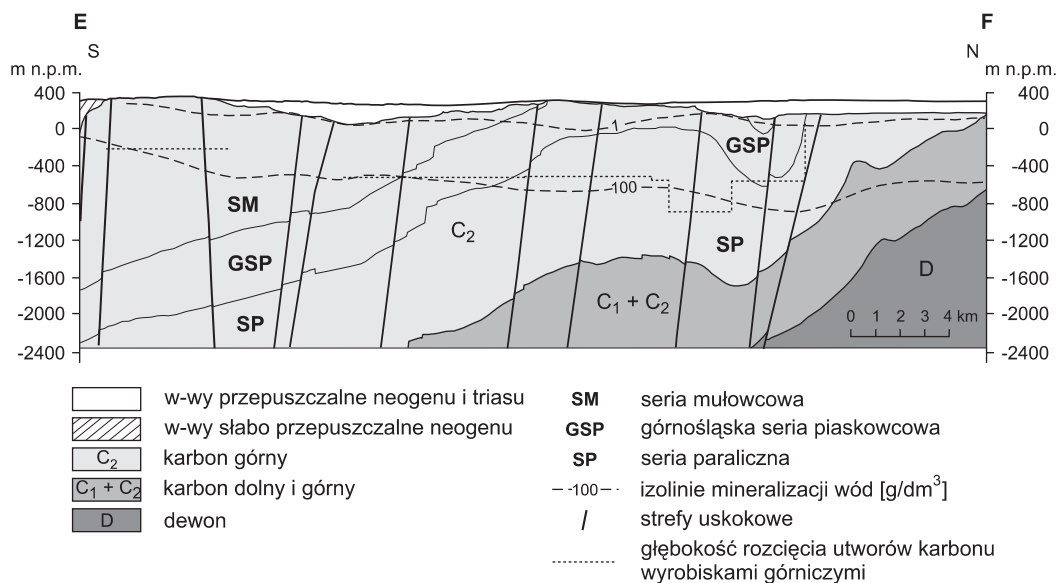


Fig. 8.5. Przekrój hydrogeologiczny przez utwory wodonośne karbonu, dewonu i nadkładu w północnej części regionu górnej Odry (wg A. Rózkowskiego, red., 2004); lokalizacja na fig. 8.2

długotrwałej działalności górniczej. W granicach regionu znajdują się w całości lub fragmentarycznie obszary górnicze 18 kopalń węgla kamiennego. W warunkach naturalnych podstawą drenażu były doliny rzeczne i strefy regionalnych dyslokacji. Obecnie podstawę drenażu stanowią wyrobiska kopalń, które wytworzyły regionalny lej depresji (fig. 8.2).

Dolnokarboński poziom wodonośny (strefa morawsko-śląska) stanowią piaskowce, które w części wschodniej regionu leżą na dużej głębokości pod przykryciem utworów neogenu, triasu lub kredy, a w części zachodniej i północnej pod osadami plejstocenu lub mają swe wychodnie na powierzchni. Użytkowe poziomy wodonośne występują w obszarze odkrytym, gdzie zbiornik wód podziemnych znajduje się w strefie przypowierzchniowej. Piaskowce leżące do głębokości 50 m są bardziej porowate, często splekane i zasilane bezpośrednio wodami opadowymi lub wodami z nadkładu. Zwierciadło wody jest najczęściej swobodne, a lokalnie lekko napięte; występuje na głębokości od 4 do 35 m. Zasobność poziomu wodonośnego charakteryzują następujące parametry: miąższość od 9 do 40 m, współczynnik filtracji od 0,01 do 8,33 m/h (od $3,5 \cdot 10^{-6}$ do $2,3 \cdot 10^{-3}$ m/s), przewodność od ok. 5 do około 400 m²/d, wydajność studni od 3 do

16 m³/h, wydatek jednostkowy studni od 0,5 do 3,3 m³/h·m (M. Guzik, P. Liszka, 2002a, b).

Zasoby odnawialne poziomów karbońskich są niskie i średnie, a ich moduły wahają się od 3,04 do 12,25 m³/h·km² (od 0,8 do 3,4 dm³/s·km²) dla poziomu górnokarbońskiego i od 4,67 do 6,21 m³/h·km² (od 1,3 do 1,7 dm³/s·km²) dla poziomu dolnokarbońskiego (tab. 8.2).

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

W granicach regionu występują, w całości lub w części, następujące główne zbiorniki wód podziemnych (L. Skrzypczyk, 2003): Bytom (GZWP nr 329), Gliwice (GZWP nr 330), Dolina kopalna rzeki górna Kłodnica (GZWP nr 331), Subniecka kędzierzyńsko-głubczycka (GZWP nr 332), Rybnik (GZWP nr 345) (tab. 8.3, fig. 8.6).

W obszarach o największych miąższościach utworów wodonośnych plejstocenu oraz charakteryzujących się najkorzystniejszymi parametrami hydrogeologicznymi i jakością wód wydzielono dwa zbiorniki: Dolina kopalna rzeki górna Kłodnica (GZWP nr 331) oraz Rybnik (GZWP nr 345). W środkowej części omawianego regionu wydzielono w utworach niższego neogenu i plejstocenu zbiornik subniecki kędzierzyńsko-głubczyckiej (GZWP nr 332).

Tabela 8.3

Charakterystyka głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wydzielonych w regionie górnej Odry

Numer i nazwa zbiornika	Stratygrafia	Powierzchnia* [km ²]	Typ ośrodka wodonośnego	Średnia głębokość ujęć [m]	Moduł zasobów odnawialnych Moduł zasobów dyspozycyjnych	
					[m ³ /h·km ²]	[dm ³ /s·km ²]
329 – Bytom	trias środkowy i dolny	250	szczelinowo-krasowy	60	$\frac{15,87}{11,92}$	$\frac{4,4}{3,3}$
330 – Gliwice	trias środkowy i dolny	392	szczelinowo-krasowy	120	$\frac{12,33}{8,04}$	$\frac{3,4}{2,2}$
331 – Dolina kopalna rzeki górna Kłodnica	plejstocen	70	porowy	60	$\frac{13,50}{11,25}$	$\frac{3,8}{3,1}$
332 – Subniecka kędzierzyńsko-głubczycka	niższy neogen, plejstocen	1350	porowy	80–120	$\frac{3,96-5,83}{2,92-4,33}$	$\frac{1,1-1,6}{0,8-1,2}$
345 – Rybnik	plejstocen	72	porowy	20–40	$\frac{11,04}{8,83}$	$\frac{3,1}{2,5}$

* powierzchnia całego GZWP

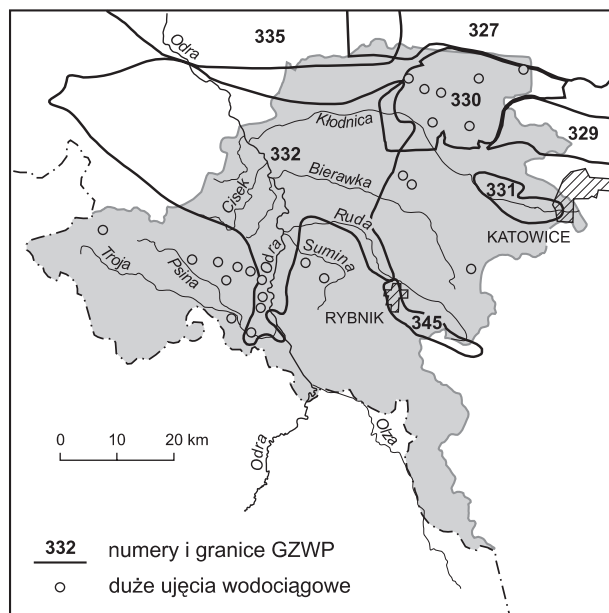


Fig. 8.6. Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) oraz główne ujęcia wód podziemnych w regionie górnej Odry

W obrębie węglanowego kompleksu wodonośnego triasu wydzielono zbiorniki: Gliwice (GZWP nr 330) i Bytom (GZWP nr 329), którego tylko zachodnia część należy do omawianego regionu.

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W obrębie omawianego regionu wyznaczono sześć JCWPd o numerach: 128, 129, 130, 131, 133 i 140 (fig. 8.7, tab. 8.4).

W czterech z nich wody użytkowe występują w układzie wielopoziomowym. Jedynie w JCWPd nr 130 i 131 występuje jeden poziom wodonośny w utworach węglanowych triasu środkowego i dolnego. Jest to poziom szczelinowo-krasowy. Miąższość utworów zawodnionych wynosi od ok. 40 do ok. 100 m. Utwory te charakteryzuje dobra wodoprzepuszczalność, wyrażająca się współczynnikami filtracji od $3 \cdot 10^{-5}$ do $1 \cdot 10^{-4}$ m/s. Na znacznej części obszaru obydwu JCWPd poziom ten jest zakryty i ma zwierciadło napięte. Występująca tu korzystna izolacja poziomu wodonośnego zapewnia dostateczną ochronę przed przenikaniem zanieczyszczeń z powierzchni.

W JCWPd nr 128, 129 i 133 występują dwa poziomy wód użytkowych. Pierwszym od powierzchni jest poziom wodonośny w utworach plejstocenu. Jest to poziom o zwierciadle swobodnym, związany z osadami piaszczystymi o zróżnicowanej miąższości, mniejszej na wysokościach i większej w dolinach rzek. Drugim jest poziom wodonośny w piaskowcach karbonu górnego (JCWPd 133) lub dolnego (JCWPd 128) albo w osadach piaszczystych niższego neogenu (JCWPd 129). Są to poziomy o zwierciadle swobodnym, praktycznie pozbawione izolacji od powierzchni, a więc podatne na zanieczyszczenie.

W JCWPd nr 140 wody użytkowe występują w 5 różnych formacjach litostratygraficznych: w piaszczystych osadach plejstocenu i niższego neogenu, w piaskowcach fliszu karpackiego (wieku kredowo-jurajskiego), a także w piaskowcach karbonu. Tworzą one w profilu pionowym układy dwupoziomowe, kiedy poniżej plejstoceńskiego poziomu wodonośnego występuje poziom w utworach niższego neogenu lub karbonu, albo też występuje jeden poziom wodonośny, jak ma to miejsce na obszarze występowania utworów fliszu karpackiego.

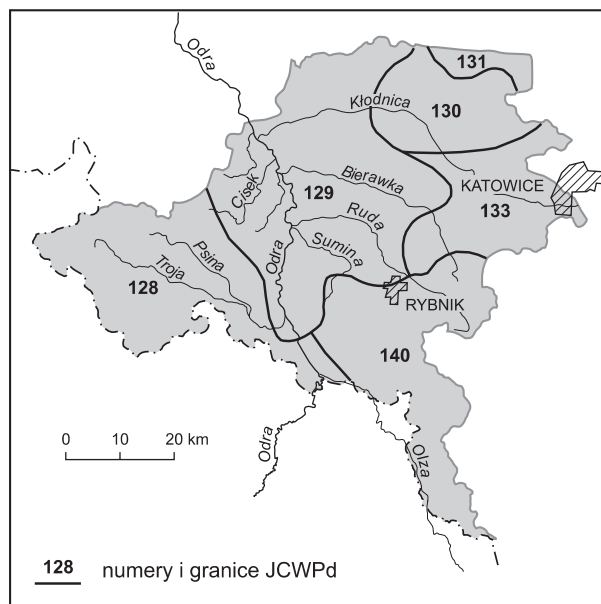


Fig. 8.7. Jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wydzielone w regionie górnej Odry

Tabela 8.4

Charakterystyka jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) wydzielonych w regionie górnej Odry

Nr JCWPd	Stratygrafia*	Litologia	Powierzchnia [km ²]	Mięższość poziomu wodonośnego [m]	Typ ośrodka wodonośnego	Wodoprzepuszczalność [m/s]	Izolacja**
128	plejstocen (dolny karbon)	piaski (piaskowce)	833,4	10–20 (20–40)	porowaty (mało wydajny i zmienny układ warstw)	$1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-4}$ ($1 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-5}$)	3a (1a)
129	plejstocen (miocen)	piaski (piaski)	1350,7	10–20 (<10–20)	porowaty (porowaty)	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$ ($1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-4}$)	3a (1a)
130	środkowy i dolny trias	węglany	416,9	>40	szczelinowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	2a
131	środkowy i dolny trias	węglany	76,3	>40	szczelinowy	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	1a
133	plejstocen, górny karbon	piaski, piaskowce	460,2	20–40	porowaty	$3 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$	3a
140	plejstocen (miocen, kreda, jura, karbon)	piaski (piaskowce, mułowce)	734,8	<10 10–20	porowaty (szczelinowy)	$1 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-4}$ ($1 \cdot 10^{-5}$ – $3 \cdot 10^{-5}$)	3a

* w przypadku rozdzielonych poziomów/pięter wodonośnych informacje dotyczące drugiego poziomu/piętra wodonośnego podano w nawiasach

** izolacja: 1a – korzystna: ciągły nadkład wód podziemnych ze spoistych warstw o rozległym rozprzestrzenieniu i miąższości >10 m

2a – średnia: ciągły nadkład wód podziemnych ze spoistych warstw, jednak ze zmienną miąższością

3a – niekorzystna: nadkład wód podziemnych ze spoistych warstw o miąższości <10 m

Systemy krążenia wód podziemnych

Region górnej Odry należy do systemu wodnego dorzecza Odry. Jego granice wyznacza od południa i zachodu granica państwa, od wschodu dział wód powierzchniowych I rzędu pomiędzy Odrą i Wisłą, a od północy dział wód powierzchniowych II rzędu. Jednakże wschodni odcinek północnej granicy tego regionu przebiega wzdłuż regionalnego działu wód podziemnych, pomiędzy triasowymi GZWP Gliwice i Lubliniec–Myszków. Tak wyznaczone granice regionu w znacznym stopniu nie pokrywają się z granicami systemu wód powierzchniowych Odry, a także z granicami systemu wód podziemnych. Przebieg tych ostatnich jest lokalnie odmienny od przebiegu działu wód

powierzchniowych, także z powodu wytworzenia się niezależnych ośrodków drenażu górniczego wód w strefie wododziału głównego Wisły i Odry.

Region górnej Odry jest podzielony pomiędzy dwa systemy wód podziemnych. Przeważająca jego część należy do systemu związanego z wodami powierzchniowymi zlewni Odry. Wschodnia część regionu (w tym niewielka część JCWPd nr 130 oraz znaczna część JCWPd nr 133 i 140) należy do sztucznie wytworzonego systemu wód podziemnych wokół kopalń rudnych i węgla kamiennego.

W systemie związanym z Odrą układ krążenia wód jest ukształtowany przez różnice położenia pomiędzy obszarami morfologicznie wyniesionymi, znajdującymi się

w południowej i wschodniej części regionu, oraz obszarami położonymi najniżej w dolinie Odry. W układzie tym wyróżnia się trzy grawitacyjne systemy przepływu wód: lokalne, przejściowe oraz system regionalny. Systemy lokalne i przejściowe są związane z dolinami cieków powierzchniowych, takich jak: Psina, Ruda, Bierawka, Kłodnica i inne, oraz z ujęciami studziennymi i z płytkimi wyrobiskami górniczymi w rejonie Tarnowskich Gór. Te elementy układu krążenia spełniają rolę podstawy drenażu dla wód podziemnych, głównie poziomów wodonośnych plejstocenu, a lokalnie także triasu oraz karbonu dolnego. Regionalny system krążenia wód podziemnych jest związany z Odrą. Wody głębszych poziomów plejstocenu, a także niższego neogenu, triasu i częściowo karbonu kierują się ku dolinie Odry, która stanowi regionalną podstawę drenażu (fig. 8.8). We wschodniej części dorzecza Odry regionalne kierunki przepływu wód następują ze wschodu i południowego wschodu na zachód i północny zachód do doliny Odry, natomiast w części zachodniej przepływ wód odbywa się z południa i z zachodu na wschód oraz na północ. Kierunek wypadkowy przepływu wód podziemnych w tej części regionu jest w przybliżeniu zgodny z ogólnym nachyleniem powierzchni terenu i doliny Odry.

Dla wschodniej części regionu podstawę drenażu stanowią głębokie wyrobiska górnicze, wokół których utworzył się odrębny system krążenia wód, niezależny od

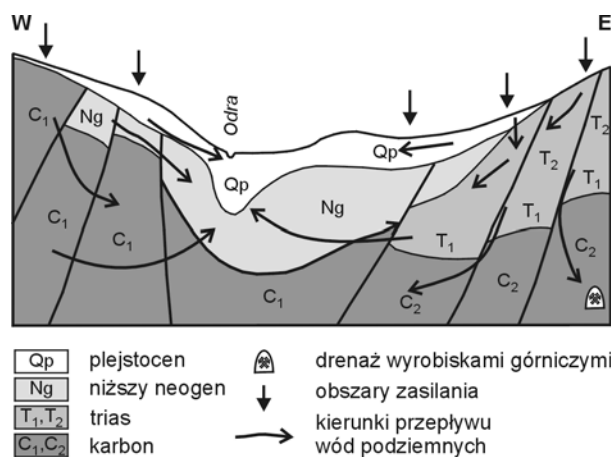


Fig. 8.8. Model koncepcyjny systemu hydrogeologicznego w regionie górnej Odry

systemu związanego z Odrą. Jest to rozległy system przepływu wód do wyrobisk górniczych, obejmujący swym wpływem obszar o powierzchni ok. 1750 km² w całym Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, z czego część przypada na obszar regionu górnej Odry. Jednakże lokalnie funkcjonują płytkie systemy przepływu wód, dla których podstawą drenażu są ciekły powierzchniowe. Ma to miejsce w tych obszarach, gdzie poziomy karbońskie są przykryte przez utwory neogenu o różnej miąższości i przepuszczalności. W zasięgu tego systemu krążenia wód znajdują się fragmenty poziomów wodonośnych plejstocenu i triasu oraz oczywiście karbonu górnego.

Chemizm i jakość wód podziemnych

Chemizm wód podziemnych w regionie górnej Odry, który w znacznym stopniu podlega intensywnej antropopresji związanej z urbanizacją, przemysłem oraz z górnictwem, jest ukształtowany zarówno przez czynniki naturalne, jak i antropogeniczne. Z porównania zakresu i średnich wartości głównych składników fizykochemicznych wód oraz typów hydrochemicznych (tab. 8.5) wynika, że wody zwykle wszystkich analizowanych pięter i poziomów wodonośnych cechuje różnorodność i zmienność składu chemicznego oraz jakości. Największe zróżnicowanie wykazują wody płytkich poziomów plejstocenu i górnego karbonu. Wody płytkich poziomów plejstocenu cechują się zmiennością typów hydrochemicznych, wg klasyfikacji Szczukariewa-Prikłońskiego, od HCO₃-Ca do SO₄-HCO₃-Ca-Mg, a wody poziomów górnego karbonu są wyłącznie wielojonowe, typu HCO₃-SO₄-Ca-Mg czy SO₄-HCO₃-Cl-Na-Ca i Cl-Na. O ile w pierwszym przypadku jest to związane z wpływem zanieczyszczeń z powierzchni, to w przypadku wód górnokarbońskich jest to związane przede wszystkim z naturalnym wzrostem mineralizacji wraz z głębokością (A. Rózkowski, red., 2004). Wody głębszych poziomów wodonośnych plejstocenu i miocenu mają w mniejszym stopniu przekształcony skład, o czym świadczy typ hydrochemiczny, w którym dominującym anionem pozostaje zawsze jon wodorowęglanowy, a tylko podrzędnie pojawia się jon siarczanowy. Wody pozostałych pięter i poziomów wodonośnych mają na ogół niższą suchą pozostałość i niższe

Tabela 8.5

**Wartości statystyczne wybranych składników fizykochemicznych wód podziemnych w regionie górnej Odry
(na podstawie MhP 1:50 000 i M. Dziuk i in., 1997, opróbowania z lat 1996–2004)**

Parametry hydrochemiczne [mg/dm ³]	Poziomy wodonośne				
	plejstocenu		miocenu	triasu (kompleks wodonośny serii węglanowej)	karbonu górnego
	poziomy płytkie	poziomy głębokie			
Sucha pozostałość					
min.	80–215	154–184	95–202	196	442–693
maks.	250–1960	367–479	570–1026	2123	611–2610
śr. arytm.	226–716	231–335	234–428		549–1259
Siarczany					
min.	1–15	2–4	2–4	14	26–140
maks.	233–630	38–233	36–273	708	347–875
śr. arytm.	46–163	12–46	17–133		94–405
Chlorki					
min.	3–53	1–4	2–11	1,7	5–62
maks.	71–532	9–80	12–149	710	89–1129
śr. arytm.	22–107	5–21	6–51		49–189
Azotany					
min.	0,1	0,1	0,1–0,2	0,1	–
maks.	3,0–51,2	0,5–3	0,5–5	81,9	–
śr. arytm.	0,3–5,8	0,1–0,4	0,2–1,7		–
Amoniak					
min.	0,01–0,03	0,01–0,02	0,01–0,04	0	–
maks.	0,47–38,8	0,65–1,2	0,39–4,69	9,8	–
śr. arytm.	0,12–1,99	0,15–0,18	0,13–0,75	0,34	–
Żelazo					
min.	0,01–0,2	0,08–0,37	0,02–0,3	0	0,02–0,52
maks.	1,31–57	4–12	4,18–24	3	7–19,88
śr. arytm.	0,44–5,06	0,96–2,08	0,7–2,97	0,25	1,22–3,76
Mangan					
min.	0,01–0,1	0,01–0,04	0,01–0,15	0	0,01
maks.	0,51–5,7	0,22–0,51	0,5–0,83	0,25	1,1–1,67
śr. arytm.	0,18–0,65	0,13–0,18	0,21–0,23	0,03	0,26
	Klasyfikacja Szczukariewa-Prikońskiego				
	HCO ₃ –Ca HCO ₃ –Ca–Mg HCO ₃ –Ca–Na HCO ₃ –SO ₄ –Ca HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Mg SO ₄ –HCO ₃ –Mg–Ca inne	HCO ₃ –Ca HCO ₃ –Ca–Mg HCO ₃ –SO ₄ –Ca	HCO ₃ –Ca HCO ₃ –Ca–Na HCO ₃ –Ca–Mg HCO ₃ –SO ₄ –Ca HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Mg	HCO ₃ –Ca–Mg HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Mg SO ₄ –HCO ₃ –Mg–Ca Cl–HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Na	HCO ₃ –SO ₄ –Ca–Mg HCO ₃ –SO ₄ –Na HCO ₃ –Cl–SO ₄ –Na SO ₄ –HCO ₃ –Mg–Ca SO ₄ –HCO ₃ –Na–Mg SO ₄ –HCO ₃ –Cl–Na–Ca Cl–Na
	Klasy jakości wód według częstości występowania				
	IIb, IIa	IIb, III, IIa	IIb, IIa	IIa, I, III	III, IIb, pozaklasowe

wartości innych składników. Wody wszystkich poziomów wodonośnych należą do kilku klas jakości, od I i IIa, poprzez IIb do III, aż do wód pozaklasowych w poziomie górnego karbonu. Wody klasy I są najwyższej jakości, a wody klasy IIa to wody dobrej jakości, wymagające tylko prostego uzdatniania.

Zróźnicowanie przestrzenne składu chemicznego i jakości wód w obrębie poszczególnych poziomów wodonośnych oraz pomiędzy poziomami jest w znacznym stopniu spowodowane antropopresją. Wody płytkich poziomów wodonośnych plejstocenu i węglanowego kompleksu wodonośnego triasu w GZWP nr 330 Gliwice, pozbawione naturalnej izolacji od wpływów z powierzchni, reprezentują wielojonowe typy hydrochemiczne i podwyższone zawartości niektórych składników. Często jest to związane z obszarami miejsko-przemysłowymi, gdzie do wód podziemnych przedostają się ścieki komunalne i przemysłowe oraz odcieki ze składowisk odpadów górniczych i przemysłowych. Przykładem jest rejon Tarnowskich Gór, gdzie wody poziomów plejstocenu, a w mniejszym stopniu także węglanowego kompleksu wodonośnego triasu, są zanieczyszczone, na co wskazują wysokie zawartości nie tylko jonów głównych i mineralizacji ogólnej, ale także boru (fig. 8.9), oraz obecność zanieczyszczeń organicznych – trichloroetenu i tetrachloroetenu (A. Kowalczyk i in., 2002b).

Także wody z utworów triasowych niecki bytomskiej są zdegradowane i praktycznie nieprzydatne do spożycia na skutek antropopresji związanej z górnictwem kruszczowym i węgla kamiennego oraz z urbanizacją i przemysłem (J. Kropka, 2002). Innym przykładem degradacji wód jest obszar doliny kopalnej Odry w rejonie Raciborza. Nakładający się tam wpływ intensywnego poboru wód z możliwym przenikaniem zanieczyszczeń z powierzchni spowodował degradację wód poziomu plejstoceńskiego przejawiającą się wzrostem zawartości siarczanów, chlorków, żelaza i manganu oraz niklu (A. Kowalczyk i in., 2002a).

Istotnym czynnikiem determinującym skład chemiczny wód zwykłych jest ich podatność na zanieczyszczenia z powierzchni. Poziomy wodonośny plejstocenu wykazują znaczne zróżnicowanie podatności na migrację zanieczyszczeń z powierzchni. Generalnie ze względu na

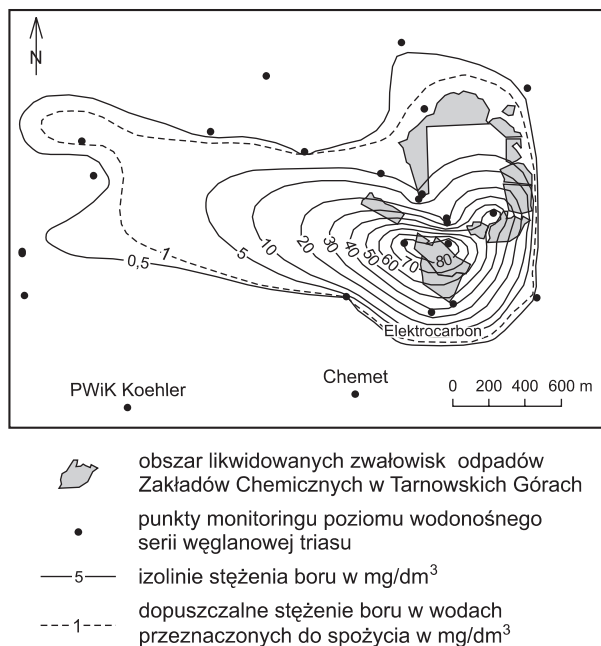


Fig. 8.9. Zmienność stężeń boru w wodach węglanowego kompleksu wodonośnego triasu w rejonie Tarnowskich Gór (wg A.J. Witkowskiego i in., 2005)

płytkie występowanie tych wód, brak miększej i ciągłej pokrywy utworów słabo przepuszczalnych są one najbardziej podatne na zanieczyszczenia z powierzchni. Poziomy wodonośny miocenu, poza nielicznymi obszarami wychodni, są izolowane od powierzchni terenu utworami słabo przepuszczalnymi. Z tego względu są one na ogół mało podatne na przenikanie zanieczyszczeń z powierzchni. Podobnie niska podatność charakteryzuje wody w utworach kredy. Bardzo zróżnicowana podatność na zanieczyszczenie cechuje triasowe poziomy wodonośne. W zasięgu GZWP nr 330 Gliwice jest ona zależna od obecności słabo przepuszczalnych utworów miocenu, lokalnie plejstocenu. W części zachodniej tego zbiornika, znajdującego się pod przykryciem kompleksu utworów ilastych niższego neogenu, stopień zagrożenia z powierzchni jest bardzo niski. Inaczej jest w części wschodniej zbiornika, w obszarze wychodni wodonośnych utworów triasu i występowania ich pod utworami plejstocenu, gdzie podatność na zanieczyszczenia z powierzchni jest najwyższa i równocześnie duża jest koncentracja ognisk zanieczyszczeń związanych z przemysłem i urbanizacją.

W zasięgu GZWP Bytom, w jego zachodniej części, wody cechuje niska podatność na zanieczyszczenia. Warstwami izolującymi są gliny i ropy plejstocenu oraz izolowane płyty ropy neogenu (J. Kropka, 2004). Niską podatnością na zanieczyszczenia charakteryzują się również poziomy wodonośne warstw świerklanieckich i karbonu górnego ze względu na dobrą izolację utworami słabo przepuszczalnymi występującymi w nadkładzie. Poziomy wodonośne dolnego karbonu, które mają swoje wychodnie na powierzchni lub występują pod utworami plejstocenu, charakteryzuje zróżnicowana, na ogół średnia i wysoka podatność na zanieczyszczenia.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Wody podziemne w regionie górnej Odry są eksploatowane licznymi ujęciami studziennymi, a także są drenowane przez górnictwo. Największy wpływ na prze-

kształcenia warunków hydrogeologicznych ma skoncentrowana eksploatacja wody dużymi ujęciami studziennymi oraz drenaż górnictwa.

Ujęcia studzienne są rozproszone i ujmują wody ze wszystkich opisywanych pięter wodonośnych (fig. 8.6). W obszarze występowania użytkowych poziomów wodonośnych plejstocenu jest sześć rejonów skoncentrowanej eksploatacji, w których pobór wynosi od ok. 3 do 17 tys. m³/d (od 140 do 720 m³/h) (tab. 8.6). Skoncentrowana eksploatacja poziomów wodonośnych plejstocenu ma miejsce w rejonie Rybnika i Raciborza, jak również Kędzierzyna, gdzie intensywnie eksploatowany jest także poziom sarmatu. Ogromne znaczenie w skali regionalnej dla zaopatrzenia w wodę ma triasowy GZWP Gliwice. Zatwierdzone zasoby dyspozycyjne tego zbiornika wynoszą 107 tys. m³/d. Od 2005 r. pobiera się z niego ok. 70 tys. m³/d wody ujęciami studziennymi, z których aż cztery mają wydajność przekraczającą 10 tys. m³/d.

Tabela 8.6

Pobór zwykłych wód podziemnych z dużych ujęć i kopalń węgla kamiennego w regionie górnej Odry (wartości przeciętne w 2005 r.)

Poziomy wodonośne	Jednostka hydrostrukturalna	Miejscowość – użytkownik	Pobór [m ³ /h]
Plejstocenu	dolina kopalna Kłodnicy	Boguszyce, Paczyna, Dzierżno – ujęcia wodociągowe	380
	dolina Odry – rynna Raciborza	Racibórz – ujęcie wodociągowe	410
	dolina Rudy – rynna Odry	Rybnik – Elektrownia „Rybnik”	260
		Kędzierzyn-Koźle – ujęcia wodociągowe i inne	720
	dolina Bierawki – rynna Bełku	Bełk – KWK Knurów, MEGAWAT	640
dolina Psiny	Głubczyce, Baborów – ujęcia wodociągowe	140	
Miocenu	GZWP nr 332 – Subniecka kędzierzyńsko-głubczycka	Amandów, Maków, Lyski, Nędza, Rudziniec, Sośnicowice, Wilcze Gardło – ujęcia wodociągowe	210
		Strzybnik, Borucin, Rudnik, Samborowice – ujęcia wodociągowe	60
Triasu	GZWP nr 330 – Gliwice	Gliwice Łabędy – ujęcie wodociągowe	1160
		Karchowice Zawada – GPW Katowice	420
		Miedary – GPW Katowice	580
		Zabrze Grzybowice – ujęcie wodociągowe	500
		Tarnowskie Góry – ujęcia wodociągowe i inne	100
Karbonu górnego	Zapadlisko górnośląskie	kopalnie węgla kamiennego	240

W przeszłości z tego zbiornika pobierano ujęciami studziennymi ok. 140–160 tys. m³/d wody (A. Kowalczyk, 2003). Intensywna, wieloletnia eksploatacja ujęć spowodowała obniżenie zwierciadła wody, które maksymalnie w obszarze triasu gliwickiego wynosiło 20–70 m.

Eksploatacja wód zwykłych w regionie w latach dziewięćdziesiątych uległa znacznemu ograniczeniu. Odnosi się to do wszystkich użytkowych poziomów wodonośnych. Najsilniej ten trend zaznaczył się w przypadku GZWP Gliwice, w którym pobór wody ujęciami spadł o ponad 50% w stosunku do poboru maksymalnego z 1985 r. Od 2002 r. następuje odbudowa zasobów pod względem ilościowym. Na przykład w rejonie Tarnowskich Gór zwierciadło wody w utworach triasu podniosło się od 5 do 20 m. Z odbudową ciśnień piezometrycznych w zbiorniku wód podziemnych może wiązać się zmiana chemizmu i pogorszenie jakości wody, a w konsekwencji zubożenie zasobów dyspozycyjnych i eksploatacyjnych (A. Kowalczyk, 2005).

Ośrodki drenażu górniczego wód podziemnych są związane z eksploatacją złóż węgla kamiennego (JCWPd nr 133 i 140) oraz rud cynku i ołowiu w niecce bytomskiej i w rejonie Tarnowskich Gór (JCWPd nr 130).

Kopalnie węgla kamiennego odprowadzają ogromne ilości wody pochodzące z drenażu górnokarbońskich poziomów wodonośnych wyrobiskami górniczymi. Są to jednakże wody o podwyższonej i wysokiej mineralizacji, z którymi są zmieszane wody słodkie. Tylko trzy kopalnie selekcjonują wody dopływające do wyrobisk górniczych i pompują na powierzchnię wody słodkie. Są to kopalnie: Budryk – 96 m³/h, Dębieńsko – 96 m³/h i Jankowice – 48 m³/h.

Wody z triasowego GZWP nr 330 Gliwice są drenowane przez sztolnie pozostałe po kopalniach rud cynku i ołowiu w rejonie Tarnowskich Gór. Odprowadzają one do Dramy od ok. 800 do ok. 1200 m³/h wody (A. Kowalczyk i in., 2004). Wody w zachodniej części triasowego GZWP nr 329 Bytom są drenowane wyrobiskami górniczymi nieczynnych kopalń rudnych. System odwadniania szybu „Bolko” z zachodniej części tego zbiornika eksploatuje ok. 1700 m³/h wody (J. Kropka, 2002). Część wód z triasowego kompleksu wodonośnego spływa grawitacyjnie do niżej położonych wyrobisk górniczych

kopalń węgla kamiennego i tam jest wypompowywana na powierzchnię razem z wodami z utworów karbonu.

Wieloletni intensywny drenaż wód podziemnych spowodował w wielu rejonach przekształcenie naturalnych warunków hydrogeologicznych. Wyraża się to głębokimi i rozległymi obniżeniami zwierciadła wody, zmianami kierunków krążenia i wytworzeniem się lokalnych lub regionalnych baz drenażu wokół dużych ujęć oraz wokół obszarów górniczych. Maksymalne obniżenia zwierciadła wody w niecce bytomskiej osiągają ok. 50–100 m (J. Kropka, 1996).

Największe zmiany warunków hydrogeologicznych spowodowała wieloletnia eksploatacja węgla kamiennego w obrębie poziomów wodonośnych karbonu górnego. Osiągnęła ona głębokość 500–1100 m, co spowodowało obniżenie zwierciadła wody do ok. 300 m. W warunkach naturalnych podstawą drenażu były doliny rzeczne i strefy regionalnych dyslokacji. Obecnie podstawę drenażu stanowią wyrobiska kopalń, które wytworzyły regionalny lej depresji. W 1990 r. obszar eksploatacji węgla w całym Górnośląskim Zagłębiu Węglowym wynosił ok. 1400 km², a obszar wpływu drenażu górniczego na wody podziemne karbońskich poziomów wodonośnych wynosił ok. 1750 km² (Z. Wilk i in., 1990). Od lat dziewięćdziesiątych XX w. obszar eksploatacji znacznie się zmniejszył i w związku z tym obszar wpływu drenażu na piętro karbońskie zajmuje ok. 1100 km².

Z podziemną eksploatacją węgla związane są zawały, spękania i odprężenia górotworu zwiększające przepuszczalność skał, ale i również powodujące przerwanie ciągłości warstw izolujących, a generalnie hydrauliczne udroźnienie górotworu. Udroźnienie górotworu na obszarach górniczych, a także urbanizacja prowadzą do zmian bilansu wód podziemnych, szczególnie do zwiększenia zasilania wód podziemnych zarówno z infiltracji opadów, jak również wodami antropogenicznymi (przecieki z wodociągów i z kanalizacji, rozproszone zrzuty ścieków). Najlepiej rozpoznany przykładem ilustrującym te zmiany jest rejon Tarnowskich Gór, gdzie zasilanie pochodzi z różnych źródeł i jest szacowane na blisko 400 mm/rok (A. Kowalczyk i in., 2004).

W latach dziewięćdziesiątych XX w. zaczęto proces likwidacji, częściowej lub całkowitej, niektórych kopalń

węgla kamiennego. W wielu likwidowanych kopalniach nadal jest utrzymywane pompowanie wód z ich wyrobisk w celu zapewnienia bezpieczeństwa pracy w sąsiadujących z nimi czynnych kopalniach. Skutkiem tego jest

zmiana warunków hydrodynamicznych w obszarze objętym wpływem górniczego drenażu wód. Problem wpływu likwidacji kopalń na Górnym Śląsku jest omówiony w II tomie monografii.

Literatura

- CHOWANIEC J., WITEK K., 2000 – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Cieszyn. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DZIUK M., KOWALCZYK A., KROPKA J., KORONA W., 1997 – Dokumentacja hydrogeologiczna dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych regionu triasu gliwickiego (GZWP Gliwice nr 330). Arch. Przeds. Geol. Częstochowa.
- GUZIK M., LISZKA P., 2002a – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Baborów. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- GUZIK M., LISZKA P., 2002b – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Głubczyce. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KOŁACZKOWSKI M., RACZMAŃSKI J., 1978 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych rejonu Głubczyce–Głogówek. Arch. Przeds. Geol. Wrocław.
- KOŁACZKOWSKI M., RACZMAŃSKI J., 1979 – Aneks do dokumentacji hydrogeologicznej zasobów wód podziemnych rejonu Głubczyce–Głogówek. Arch. Przeds. Geol. Wrocław.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KOWALCZYK A., 2003 – Formowanie się zasobów wód podziemnych w utworach węglanowych triasu śląsko-krakowskiego w warunkach antropopresji. *Pr. Nauk. UŚl.* 2152.
- KOWALCZYK A., 2005 – Wpływ urbanizacji i przemysłu na przekształcenia warunków hydrogeologicznych triasu śląsko-krakowskiego. *W: Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych, t. 2. 30 lat hydrogeologii w Uniwersytecie Śląskim* (red. A. Kowalczyk, A. Rózkowski). *Pr. Wyd. Nauk o Ziemi UŚl.*, 37: 81–96.
- KOWALCZYK A., MIOTLIŃSKI K., RUBIN K., 2004 – Modelowanie przepływu wód podziemnych w wielowarstwowym systemie wodonośnym w rejonie Tarnowskich Gór. *W: Hydrogeologia. Modelowanie przepływu wód podziemnych* (red. J. Gurwin, S. Staško). *Acta Univ. Wratisl.*, 2729: 105–120.
- KOWALCZYK A., MIOTLIŃSKI K., WOJTAŁ G., 2002a – Ekspertyza hydrogeologiczna określająca perspektywiczne możliwości eksploatacji wody ujęciem Bogumińska w Raciborzu. Arch. ZBU „Intergeo”. Sosnowiec.
- KOWALCZYK A., RUBIN H., RUBIN K., LEWANDOWSKI J., BARDZIŃSKI W., 2002b – Kształtowanie się warunków hydrogeologicznych szczelinowo-krasowego kompleksu wodonośnego triasu w rejonie Tarnowskich Gór. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 404: 29–50.
- KROPKA J., 1996 – Drogi krążenia, zasoby i zagospodarowanie wód podziemnych w triasowym zbiorniku Bytom w warunkach aktywnej działalności górnictwa. *Prz. Geol.*, 44, 8: 845–849.
- KROPKA J., 1997 – Poziomy wodonośne triasu. GZWP Gliwice. Fig.17. Przekrój hydrogeologiczny. *W: Użytkowe wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obniżenia* (red. A. Rózkowski, A. Chmura, A. Siemiński). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 159: 39.
- KROPKA J., 2002 – Problemy bilansowania wód podziemnych w obszarach górniczych i zurbanizowanych. *W: Gospodarowanie zasobami wód podziemnych. Mat. XIV Konf. Problemy wykorzystywania wód podziemnych w gospodarce komunalnej*: 86–93. Częstochowa.
- KROPKA J., 2004 – Influence of underground mining exploitation on the change in vulnerability of fissured-karst aquifers of the Triassic Bytom Trough (S Poland). *W: Groundwater vulnerability assessment and mapping* (red. A.J. Witkowski i in.): 81–82. Uniw. Śląski. Sosnowiec.
- LISZKA P., GUZIK M., 2002 – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Polska Cerekiew. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- LORENC H. (red.), 2005 – Atlas klimatu Polski. IMGW. Warszawa.
- ORSZTYNOWICZ J., 1987 – Odpływ pochodzenia podziemnego. *W: Atlas hydrologiczny Polski* (red. J. Stachy), t. I: 65. Wyd. Geol. Warszawa.
- POPRAWA D., NEMČOK J. (red.), 1988–1989 – Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- RÓZKOWSKI A. (red.), 1990 – Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych monokliny śląsko-krakowskiej i problemy ich ochrony. Wyd. SGGW-AR. Warszawa.
- RÓZKOWSKI A. (red.), 2004 – Środowisko hydrogeochemiczne karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. UŚl. Katowice.

- RÓŻKOWSKI A., CHMURA A., SIEMIŃSKI A. (red.), 1997 – Użytkowe wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **159**.
- RÓŻKOWSKI A., WILK Z. (red.), 1980 – Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego. *Pr. Inst. Geol.* (bez numeru).
- RUBIN K., RUBIN H., 1995 – Wody użytkowe w warstwach świerklanieckich północnej części triasu śląskiego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 7, cz. 1: 435–440. Kraków–Krynica.
- SKRZYPCZYK L., 2003 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych, 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- STACHY J., BIERNAT B., 1987 – Odpływ rzeczny. Średni odpływ jednostkowy. *W: Atlas hydrologiczny Polski* (red. J. Stachy), t. 1: 56. Wyd. Geol. Warszawa.
- WAGNER J., 1998 – Charakterystyka hydrogeologiczna karbo-
nu produktywnego niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **383**: 55–96.
- WILK Z., ADAMCZYK A.F., NAŁĘCKI T., 1990 – Wpływ działalności górnictwa na środowisko wodne w Polsce. Wyd. SGGW-AR. Warszawa.
- WISZNIEWSKI W., 1973 – Atlas klimatyczny Polski. Państw. Preds. Wyd. Kart. Warszawa.
- WISZNIEWSKI W., CHEŁKOWSKI W., 1987 – Regiony klimatyczne. *W: Atlas hydrologiczny Polski* (red. J. Stachy), t. 1: 9. Wyd. Geol. Warszawa.
- WITKOWSKI A.J., RUBIN H., KOWALCZYK A., RUBIN K., KROPKA J., 2005 – Wycieczka 4. Geologiczno-środowiskowe problemy północno-zachodniej części GZW. *W: Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim* (red. J. Jureczka, Z. Buła, J. Żaba): 210–222. 76. Zjazd Pol. Tow. Geol. Rudy k/Rybnika.

8.2. Region środkowej Odry

8.2.1. Subregion Sudetów

Informacje ogólne

Subregion Sudetów, należący do regionu środkowej Odry (fig. 8.10), obejmuje pasmo górskie Sudetów oraz Przedgórze Sudeckie. Sudety, o długości 300 km i szerokości 50 km, obejmują takie pasma, jak: Karkonosze, Góry Izerskie, Rudawy Janowickie, Góry Kamienne, Krucze, Sowie, Bardzkie, Stołowe, Masyw Śnieżnika, Góry Byszczyckie, Orlickie i Złote (W. Walczak, 1968). Cechują je długie grzbiety o łagodnych i płaskich wierzchołkach, kopulaste szczyty, kotliny śródgórskie i przełomowe doliny rzek. Stanowią one dział wodny Odry, Łaby i Dunaju. Najwyższym wzniesieniem w regionie jest Śnieżka (1602 m n.p.m.), a najniższy położony punkt znajduje się na rzędnej 211 m n.p.m. (Zgorzelec). Ponad 35% obszaru zajmują lasy.

Klimat w wyższych rejonach Sudetów jest wilgotny i chłodny, z wysokimi rocznymi opadami dochodzącymi do 1200–1400 mm i średnią roczną temperaturą 2–6°C. W dolinach i na przedgórzu roczne sumy opadów maleją

do wysokości 600 mm, a średnia temperatura roczna rośnie do 8°C. Na przykład dla stacji Łądek Zdrój średnie

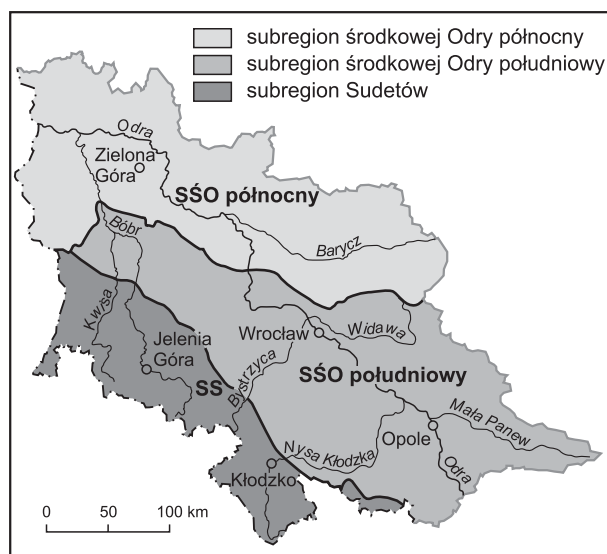


Fig. 8.10. Podział regionu środkowej Odry na subregiony

roczne sumy opadów wynoszą 815 mm. Maksima opadów przypadają na lipiec (130 mm) i czerwiec (116 mm), a minima na styczeń (37 mm) i luty (41 mm). Pokrywa śniegowa zalega przez okres od 140 dni w dolinach do 220 dni w szczytowych partiach gór.

Sudety leżą w zlewni Odry i częściowo Łaby. Największymi dopływami Odry na Dolnym Śląsku są: Nysa Łużycka, Bóbr, Kwisa, Kaczawa, Bystrzyca, Nysa Kłodzka i ich dopływy. Charakterystykę hydrologiczną tych rzek i ich dopływów wraz z wielkością opadów atmosferycznych przedstawiono w tabeli 8.7, w której oprócz średniego przepływu podano również przepływy niskie, tzw. bazowe, utożsamiane z odpływem podziemnym. Rzeki charakteryzuje reżim deszczowo-roztopowy o szybkich i wysokich wezbraniach i długich okresach posusznych. Na obszarze Sudetów i ich przedpolu istnieje 14 dużych sztucznych zbiorników retencyjnych regulujących stany ekstremalne rzek i zmieniających ich naturalne przepływy.

Budowa geologiczna

Sudety, zbudowane w dużej mierze ze skał metamorficznych i plutonicznych i stanowiące północno-zachodnie obrzeżenie masywu czeskiego, są pasmem warwyscyj-skim, odmłodzonym w paleogenie. W obrębie cokołu krystalicznego występują dwa elementy depresyjne (niecki: północno- i sródsudecka), wypełnione miększymi seriami osadowymi wieku od karbonu po kredę. W nadkładzie tych utworów występują niekiedy pokrywy osadów neogenu i czwartorzędu o zmiennej miąższości; głównie ma to miejsce w części zachodniej i wschodniej omawianego obszaru.

Nawet skróty opis tej złożonej jednostki znacznie przekracza ramy tego rozdziału, stąd zachodzi konieczność odesłania czytelnika do szczegółowych prac, np. J. Oberca (1972) czy Z. Cymermana (2004).

Charakterystyka hydrogeologiczna

Czwartorzędowe piętro wodonośne jest najbardziej dostępnym i często wykorzystywanym, a w konsekwencji relatywnie dobrze rozpoznany zbiornikiem wód podziemnych w regionie sudeckim. Wyróżnia się trzy ty-

py morfogenetyczne obszarów występowania wodonośnego (i użytkowego) czwartorzędu. (M. Michniewicz, B. Mroczkowska, 1991) (fig. 8.11):

- doliny większych współczesnych rzek sudeckich,
- doliny kopalne, będące faktycznie strukturami o bardziej złożonej genezie; te stosunkowo głębokie formy strukturalne graniczą w stropie z kompleksami zaliczonymi do dwóch pozostałych typów obszarów morfogenetycznych,
- obszary wysoczyznowe.

Doliny większych rzek sudeckich wypełnione są głównie grubookruchowymi (piaski i żwiry z otoczkami) aluwiami holoceniowymi, w spągu być może nawet osadami ze schyłku plejstocenu. Na znacznych odcinkach dolin ich utwory wodonośne stanowią pierwszy i zarazem główny poziom użytkowy (B. Paczyński red., 1999). Dotyczy to głównie tych partii dolin, w których miąższość utworów wodonośnych oscyluje w granicach 8–20 m, a także brak jest istotniejszych źródeł zanieczyszczeń antropogenicznych, powodujących znaczną degradację wód podziemnych. Biorąc pod uwagę wspomniane czynniki, a także faktyczne, utylitarne wykorzystanie zasobów omawianych struktur dolinnych, należy wymienić odcinki dolin: Nysy Łużyckiej, Kwisy, Bobru, Białej Głuchołaskiej i Prudnika, a w mniejszym stopniu – Nysy Kłodzkiej i Kaczawy. Występujące w obrębie tych dolin piaszczysto-żwirowo-otoczkowe kompleksy wodonośne cechują się bardzo korzystnymi, aczkolwiek dość zróżnicowanymi, parametrami hydrogeologicznymi o następujących wartościach:

- współczynniki filtracji mieszczą się w szerokim przedziale od ok. 0,1 do 7 m/h, średnio 0,8–3,5 m/h,
- przewodność ośrodka zmienia się w zakresie od kilkudziesięciu do ponad 7000 m²/d, najczęściej wynosi 100–700 m²/d,
- wydajności studzien wahają się od ok. 10 do prawie 200 m³/h (w dolinie Bobru na SW od Bolesławca), najpowszechniejszy jest zakres od 20–30 do 70 m³/h.

Użytkowy poziom wodonośny w dolinach współczesnych rzek występuje zazwyczaj płytko (do 5 m) i nie jest izolowany od powierzchni. Jest on w związku z tym zagrożony wpływami antropogenicznymi i wymaga odpowiednio efektywnej ochrony.

**Charakterystyka rzek Dolnego Śląska
(wg A. Dubicki red., 2002)**

Rzeka	Wodowskaz	F [km ²]	P śr. [mm]	SNQ [m ³ /s]	Hg [dm ³ /s·km ²]	Q baz. śr. [m ³ /s]	q baz. śr. [dm ³ /s·km ²]	Infiltracja [mm]
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Barycz	Odolanów	163,0	606	0,93	5,71	0,27	1,66	52,2
Barycz	Osetno	4579,0	584	16,10	3,52	8,19	1,79	56,4
Biała Głuchołaska	Głuchołazy	283,0	737	4,93	17,42	4,49	15,87	500,4
Biała Łądecka	Łądek Zdrój	166,0	918	3,81	22,95	3,06	18,43	581,4
Biała Łądecka	Żelazno	305,0	865	5,05	16,56	4,76	15,61	492,2
Bóbr	Bukówka	58,5	911	0,91	15,56	0,28	4,79	151,0
Bóbr	Wojanów	535,0	911	5,78	10,80	3,09	5,78	182,2
Bóbr	Jelenia Góra	1049,0	837	14,10	13,44	9,72	9,27	292,2
Bóbr	Pilchowice	1209,0	979	14,80	12,24	11,08	9,16	289,1
Bóbr	Kamienna Góra	190,0	911	2,65	13,95	1,14	6,00	189,2
Bóbr	Dąbrowa Bolesł.	1910,0	1003	19,80	10,37	15,09	7,90	249,2
Bóbr	Żagań	4254,0	956	36,60	8,60	30,55	7,18	226,5
Bystrzyca	Jugowice	123,0	813	1,53	12,44	0,77	6,26	197,4
Bystrzyca	Jarnołtów	1710,0	714	8,86	5,18	6,52	3,81	120,3
Bystrzyca	Bystrzyca Kłodzka	64,0	763	1,01	15,78	0,48	7,50	236,6
Bystrzyca	Krasków	683,0	714	4,25	6,22	2,83	4,14	130,7
Bystrzyca Dusz.	Szalejów	175,0	918	2,22	12,69	1,21	6,91	218,1
Czarny Potok	Mirsk	55,9	1029	1,32	23,61	0,35	6,26	197,5
Czarna Wielka	Żagań	896,0	698	4,39	4,90	2,52	2,81	88,7
Czerwona Woda	Zgorzelec Ujazd	128,0	668	0,78	6,14	0,31	2,42	76,4
Jedlica	Kowary	13,3	869	0,37	27,82	0,18	13,53	426,9
Kaczawa	Świerzawa	134,0	759	1,13	8,43	0,52	3,88	122,4
Kaczawa	Rzymówka	314,0	724	2,83	9,01	1,35	4,30	135,6
Kaczawa	Dunino	774,0	708	4,19	5,41	2,33	3,01	94,9
Kaczawa	Piątnica	1807,0	677			4,90	2,71	85,5
Kamienica	Barcinek	97,2	1367	1,32	13,58	0,55	5,66	178,5
Kamienna	Jakuszyce	5,8	1192	0,25	43,10	0,16	27,59	870,1
Kamienna	Piechowice	99,2	1367	3,15	31,75	1,79	18,04	569,1
Kamienna	Jelenia Góra	255,0	1236	4,95	19,41	3,12	12,24	385,9
Kwisa	Nowogrodzic	736,0	801	7,33	9,96	5,35	7,27	229,3
Łomnica	Łomnica	118,0	801	2,52	21,36	1,65	13,98	441,0

Tabela 8.7 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mała Panew	Krupski Młyn	655,0	716	4,40	6,70	2,44	3,73	117,5
Mała Panew	Staniszczce Wielkie	1107,0	695	7,51	6,78	4,61	4,16	131,3
Nysa Kłodzka	Międzylesie	49,7	923	0,64	12,88	0,21	4,23	133,3
Nysa Kłodzka	Bystrzyca Kłodzka	260,0	843	4,29	16,50	2,32	8,92	281,4
Nysa Kłodzka	Kłodzko	1084,0	876	13,10	12,08	10,59	9,77	308,1
Nysa Kłodzka	Bardo	1744,0	823	18,50	10,60	14,63	8,39	264,6
Nysa Kłodzka	Nysa	3276,0	783	30,00	9,16	24,07	7,35	231,7
Nysa Kłodzka	Kopice	3759,0	783	32,40	8,62	26,88	7,15	225,5
Nysa Kłodzka	Skorogoszcz	4514,0	768	36,40	8,06	28,21	6,25	197,1
Nysa Łużycka	Sieniawka	687,0	613	9,05	13,17	5,24	7,63	240,6
Nysa Łużycka	Zgorzelec	1609,0	668	16,40	10,19	10,82	6,72	212,1
Nysa Łużycka	Przewóz	2046,0	670	20,40	9,97	13,06	6,38	201,3
Nysa Łużycka	Porajów	375,0	613	6,24	16,64	3,98	10,61	334,7
Nysa Łużycka	Gubin	3974,0	652	30,90	7,78	21,04	5,29	167,0
Nysa Szalona	Jawor	298,0	658	1,75	5,87	0,69	2,32	73,0
Nysa Szalona	Winnica	398,0	693	1,93	4,85	0,71	1,78	56,3
Oława	Oława	957,0	631	4,03	4,21	2,65	2,77	87,3
Orla	Korzeńsko	1127,0	558	4,41	3,91	1,25	1,11	35,0
Piława	Mościska	291,0	696	1,68	5,77	1,04	3,57	112,7
Skora	Chojnów	264,0	629	1,44	5,45	0,67	2,54	80,0
Skroda	Przewoźnik	219,0	676	1,11	5,09	0,30	1,37	43,2
Stobrawa	Wapienniki	1031,0	663	5,43	5,27	2,57	2,49	78,6
Strzegomka	Łażany	356,0	590	2,52	7,08	1,38	3,88	122,3
Szprotawa	Szprotawa	863,0	558	3,29	3,81	1,63	1,89	59,6
Ścinawka	Tłumaczów	256,0	645	2,30	8,98	1,18	4,61	145,4
Ścinawka	Gorzuchów	511,0	685	4,33	8,47	2,84	5,56	175,3
Ślęza	Białobrzecze	181,0	567	0,54	2,98	0,30	1,66	52,3
Ślęzą	Wrocław- Żerniki	963,0	569	3,02	3,14	1,94	2,01	63,5
Widawa	Michalice	509,0	575	2,15	4,22	0,68	1,34	42,1
Widawa	Zbytowa	721,0	580	3,30	4,58	1,34	1,86	58,6
Widawa	W-w -Sołtysowice	1640,0	609	6,93	4,23	3,35	2,04	64,4
Wilczy Potok	Wilkanów	35,1	802	0,75	21,37	0,47	13,39	422,3
Witka	Ostróżno	268,0	713	4,36	16,27	2,70	10,07	317,8

F – powierzchnia zlewni, P śr. – średnia suma opadowa, SNQ – średni niski przepływ, Hg – odpływ podziemny, Q baz. śr. , q baz. śr. – średni odpływ bazalny

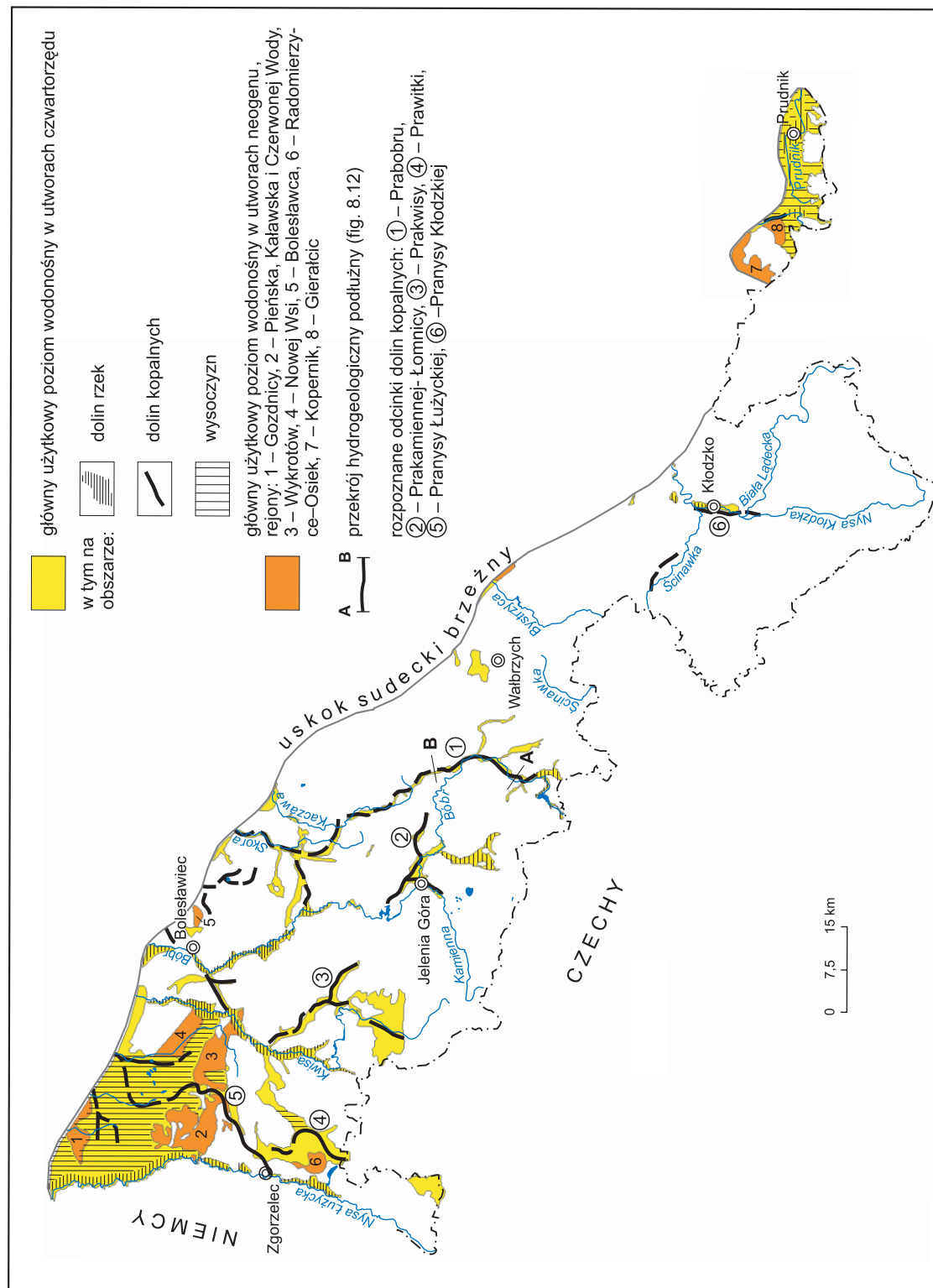


Fig. 8.11. Występowanie głównych użytkowych poziomów wodonośnych w kenozoiku na obszarze subregionu sudeckiego

Doliny kopalne są to zazwyczaj głębokie struktury (kilkadziesiąt do ok. 100 m), powstałe na bazie staroplejstocenijskiej sieci rzecznej. Najlepsze rozpoznanie przebiegu dolin kopalnych, w sensie regionalnym, cechuje zachodnią część regionu sudeckiego (fig. 8.11), a to z uwagi na fakt, iż objęta była ona regionalnymi badaniami geofizycznymi (S. Mżyk, 1995) oraz analizą geologiczno-geofizyczną (M. Michniewicz i in., 1995). Rozpoznanie pozostałej części regionu jest punktowe, w najlepszym razie ograniczone do niewielkich rejonów (dokumentacje większych ujęć).

W południowo-zachodniej części regionu, w obrębie kotlin śródgórskich, w spągu dolin kopalnych zachowały się osady okruchowe, reprezentujące starszą sedimentację rzeczna, określane jako żwiry preglacjalne bądź żwiry dolne. W innych strefach dolin zostały one przemodelowane przez lodowiec i są wypełnione ząbajającymi się osadami zwałowymi, fluwioglacjalnymi i limnoglacjalnymi. W obu przypadkach zawadnione utwory okruchowe występujące w obrębie tych struktur są zaliczane do najzabobniejszych horyzontów wodonośnych w Sudetach.

Żwiry o genezie rzecznej stanowią jednolity poziom, o miąższości zwykle ok. 10 m, występujący w spągu dolin kopalnych. Ten typ reprezentują zwłaszcza:

- kopalna dolina Prabobru, która na rozpoznanym odcinku między Janiszowem (na S od Kamiennej Góry) a Ciechanowicami (fig. 8.12) stanowi GZWP nr 343 (A.S. Kleczkowski, red., 1990); struktura ta kontynuuje się ku północy, przynajmniej poza Wojcieszów (M. Michniewicz, A. Wojtkowiak, 2001);
- kopalna dolina Prakamiennej–Łomnicy, na odcinku między Jelenią Górą a Siedlęcim;
- kopalna dolina Prakwisy między Gryfowem Śląskim a Uboczem.

W obrębie struktur kopalnych wypełnionych utworami glacialnymi (*sensu lato*) usytuowanie utworów wodonośnych jest zróżnicowane tak w profilu poziomym (rozciągłość), jak i pionowym (miąższość). Wśród rozpoznanych odcinków tej grupy struktur kopalnych najkorzystniejsze warunki hydrogeologiczne stwierdzono:

- w rynn timer Prawitki, na odcinku Zawidów–Radzimów Dolny (M. Michniewicz, 2002), stanowiącym kontynuację

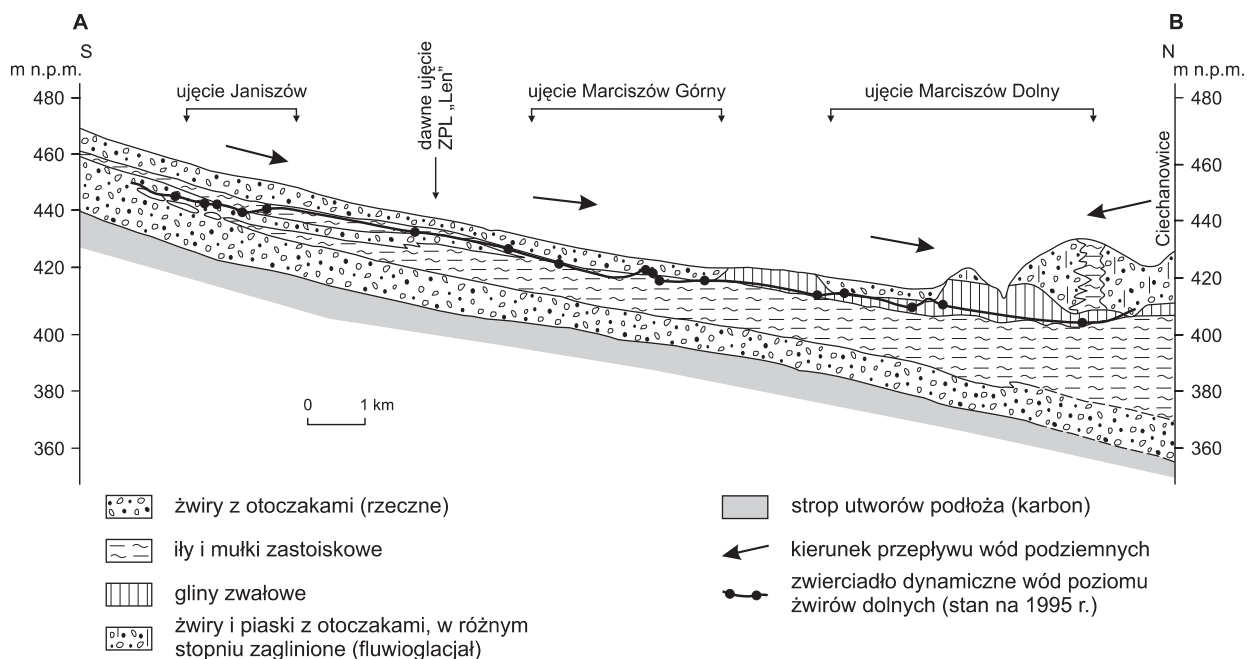


Fig. 8.12. Przekrój hydrogeologiczny podłużny przez rozpoznane odcinki kopalnej doliny Bobru; lokalizacja na fig. 8.11 (GZWP nr 343, fragment JCWPd nr 90)

analogicznej struktury z rejonu Frydlantu w Czechach (J. Macoun, F. Králik, 1995);

- w obrębie struktury kopalnej doliny Nysy Łużyckiej w rejonie Czerwonej Wody oraz w strefie rynny Parowej (M. Michniewicz, 2002);

- w kopalnej strukturze rynnowej Pranyśy Kłodzkiej w rejonie Kłodzka (T. Olichwer, 2003).

Poziom wodonośny związany ze strukturami kopalnymi występuje na głębokości od 20 do ok. 100 m (przeważnie 50–60 m) i jest zazwyczaj izolowany od powierzchni (zwierciadło napięte) utworami glacialnymi i limnoglacialnymi o zmiennej miąższości, co ogranicza antropopresję. Podstawowe parametry hydrogeologiczne są zróżnicowane, ale na ogół bardzo korzystne:

- współczynniki filtracji mieszczą się w szerokim przedziale od $<0,1$ do 8 m/h, średnio 0,6–2 m/h;

- przewodność ośrodka zmienia się w zakresie od 20 do 1350 m²/d, przy czym zazwyczaj przekracza 100 m²/d, a w przypadku rozpoznanego odcinka doliny Prabobru i struktury kłodzkiej często przekracza 500 m²/d;

- wydajności studzien wahają się od ok. 15 do ok. 180 m³/h (w kopalnej dolinie Prabobru pomiędzy Ciechanowicami a Świdnikiem), najczęściej zaś mieszczą się w interwale 40–100 m³/h.

Obszary wysoczyznowe. Utworami wodonośnymi są głównie grubookruchowe osady fluwioglacialne, rzadziej glacialne (*sensu* zwałowe). Mają one charakter pokrywowy, rzadziej międzymorenowy, w związku z czym dominuje zwierciadło o charakterze swobodnym. Główne wystąpienia tych obszarów koncentrują się w zachodniej części regionu sudeckiego, podrzędniejsze – we wschodniej (fig. 8.11).

Czwartorzędowe utwory wodonośne wysoczyzn w zachodniej części subregionu występują płycej, zazwyczaj do 5 m, rzadziej do 15 m, w części wschodniej – głębiej, najczęściej od 5–10 do 30–40 m. Miąższość utworów wodonośnych w części zachodniej regionu wynosi zwykle od 10 do 40 m i tylko w strefach nakładania się dolin kopalnych, w których często występuje drugi, głębszy horyzont, sięga 60 m. Miąższości utworów wodonośnych w części wschodniej są natomiast mniejsze, zwykle mieszczą się w granicach 5–10 m, a tylko lokalnie do-

chodzą do 20–30 m. Pozostałe parametry hydrogeologiczne przedstawiają się następująco:

- współczynniki filtracji w części zachodniej regionu oscylują od 0,1 do 2 m/h, przy czym zazwyczaj zbliżają się do 1 m/h bądź przekraczają tę wartość; w części wschodniej natomiast zmieniają się od 0,05 do 2 m/h, zwykle nie przekraczając 0,4 m/h;

- przewodność ośrodka w części zachodniej waha się zazwyczaj w przedziale 90–400 m²/d i tylko sporadycznie osiąga wyższe wartości, nawet 1900 m²/d (Węglińiec); w części wschodniej zwykle 50 m²/d, a jedynie w nielicznych przypadkach przekracza 100 m²/d;

- wydajności otworów studziennych w części zachodniej wynoszą najczęściej 10–50 m³/h, przy czym w strefach współwystępowania dolin kopalnych zwiększają się do 70, a nawet 100 m³/h; w słabiej wodonośnej części wschodniej wydajności nie przekraczają 30 m³/h, a dość często wynoszą poniżej 10 m³/h.

Zasilanie piętra czwartorzędowego, w przypadku dolin współczesnych rzek sudeckich oraz wysoczyzn czwartorzędowych, następuje głównie przez infiltrację wód opadowych, w mniejszym stopniu przez drenaż wodonośców szczelinowych podłoża. W obrębie natomiast dolin kopalnych, w których zwierciadło jest izolowane od powierzchni, a ciśnienia piezometryczne sięgają nawet 60 m (M. Michniewicz, B. Mroczkowska, 1991), dominującą rolę w zasilaniu odgrywają dopływy wód szczelinowych z otoczenia i podłoża struktur kopalnych (M. Michniewicz, A. Wojtkowiak, 2001; T. Olichwer, 2003).

Neogeńskie piętro wodonośne, jako główne piętro użytkowe występuje głównie w zachodniej części subregionu, a w niewielkim tylko stopniu w jego części wschodniej (fig. 8.11). W dominującej liczbie przypadków rozpoznanie i wykorzystanie hydrogeologiczne dotyczy warstw wodonośnych z wyższych partii neogenu, a nie z jego całego profilu. Warstwy wodonośne stanowią zwykle piaski drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste, często ze znaczną domieszką frakcji ilastej.

W zachodniej części subregionu specyfikacja obszarów, w których neogen stanowi główne piętro użytkowe, posuwając się od północy, wygląda następująco:

- rejon Gozdnic. Występują tu jedna lub dwie warstwy wodonośne na głębokości 20–95 m, izolowane od po-

wierzchni, o zwierciadle napiętym. Łączna miąższość warstw wynosi od 4 do 25 m, współczynnik filtracji od 0,01 do ok. 1 m/h, wodoprzewodność sięga 60 m²/d, a wydajności studzien nie przekraczają 10 m³/h;

– rejon Pieńska, Kaławska i Czerwonej Wody. Warstwy, w liczbie 1–4, na głębokości od 10 (lokalnie 2 m) do 80 m, izolowane od powierzchni, zwierciadło ma charakter napięty. Łączna miąższość utworów wodonośnych wynosi od 4 m (Dłużyna Dolna) do blisko 30 m (Czerwona Woda), współczynniki filtracji 0,05–1,2 m/h, wodoprzewodność 10–200 m²/d, a maksymalne wydajności studzien 5–30 m³/h, lokalnie jednak sięgają 50 m³/h (okolice Czerwonej Wody), a nawet 70 m³/h (rejon Pieńska);

– rejon Wykrotów i Nowej Wsi. Występuje tu zwykle jedna warstwa wodonośna (czasem dwie) na głębokości 15–50 m, izolowana od powierzchni, wody pod zróżnicowanym ciśnieniem. Miąższość utworów wodonośnych wynosi od 5 do ok. 30 m, współczynniki filtracji mieszczą się w przedziale 0,05–1,0 m/h, przewodność od 10 do ponad 300 m²/d, a wydajności studzien zwykle nie przekraczają 30 m³/h i tylko lokalnie, przypuszczalnie w sąsiedztwie czwartorzędowych rynien subglacjalnych, sięgają 50–60 m³/h (okolice Gierałtowa);

– rejon Bolesławca. Użytkowy charakter ma zwykle jedna warstwa wodonośna o miąższości do 10 m, występująca na głębokości 20–30 m, jest izolowana od powierzchni. Współczynnik filtracji nie przekracza tu 0,4 m/h, wodoprzewodność wynosi 100, zazwyczaj 50 m²/d, natomiast wydajność potencjalna studni nie przekracza 10 m³/h;

– rejon Radomierzyce–Osiek. Użytkowe znaczenie mają jedna lub dwie warstwy wodonośne o łącznej miąższości do 25 m, związane ze stropową częścią profilu neogenu – słabo izolowaną górną warstwą wodonośną, zalegającą na głębokości 10–20 m. Zwierciadło wody ma charakter napięty, przy czym w okolicy Koźlic rejestrowane są warunki artezyjskie. Współczynniki filtracji wynoszą zwykle ok. 0,1 m/h, przy przewodności ośrodka nie przekraczającej 50 m²/d i wydajnościach potencjalnych studzien do 5 m³/h.

Wodonośny neogen rejonu Turoszowa, gdzie pierwotnie rejestrowano obecność pięciu i więcej horyzontów wodonośnych z wodami pod ciśnieniem piezometrycznym sięgającym 70 m (M. Michniewicz, B. Mroczkowska,

1991), jest już praktycznie bezwodny w wyniku prac drenażowych towarzyszących eksploatacji kopalni węgla brunatnego Turów.

W części wschodniej regionu wody w utworach neogeńskich występują w dwóch rejonach – Kopernik i Gierałtice, w których warunki hydrogeologiczne są do siebie zbliżone, ale dość niekorzystne. I tak na głębokości 15–50 m (lokalnie nawet głębiej) występuje zwykle jedna, izolowana od powierzchni, warstwa wodonośna o miąższości do 10 m. Współczynniki filtracji nie przekraczają 0,04 m/h, przewodność ośrodka na ogół sięga 50 m²/d i tylko lokalnie zbliża się do 100 m²/d, a wydajności studzien dochodzą tylko do 10 m³/h.

Kredowe piętro wodonośne. Skały wieku kredowego są wodonośne w nieckach północno- i śródsudeckiej oraz w rowie Nysy Kłodzkiej. Rozpoznanie ich zawodnienia sięga do głębokości 737 m (Smreczyna). Wody podziemne gromadzą się w środowisku szczelinowo-porowym piaskowców ciosowych cenomanu, turonu środkowego i górnego oraz koniak i santonu w synklinorium północnosudeckim. Tworzą one mniej lub bardziej regularne 3–4 poziomy, rozdzielone izolującymi seriami mułowców, iłowców i margli. Dolny poziom, o najbardziej regularnym rozprzestrzenieniu, obejmuje piaskowce cenomanu o miąższości od 20 do 60 m. Poziom środkowy to piaskowce ilaste turonu środkowego o miąższości 4–68 m (S. Dąbrowski i in., 1983). Górny poziom wodonośny tworzą serie górnego turonu i koniak. Porowatość efektywna piaskowców jest wysoka 15–16%, a ich odsączalność wynosi 8,5–9,7% (R. Tarka, 2003). Wodoprzepuszczalność skał kredowych, określona na podstawie próbnych pompowań, jest bardzo zmienna i zawiera się w szerokim przedziale od $1,15 \cdot 10^{-10}$ do $5,7 \cdot 10^{-5}$ m/s. Lepsze właściwości filtracyjne wykazują piaskowce, a ich przetrzeń porowa charakteryzuje się wartością $k = 3,5 \cdot 10^{-7}$ m/s. Systemy spękań i strefy dyslokacyjne sprawiają, iż właściwości filtracyjne wzrastają do 10^{-5} – 10^{-4} m/s.

Wydajność studzien odzwierciadła zmienność skał zbiornikowych i zawiera się w przedziale od 0,3 do 252 m³/h, średnio 34,8 m³/h (R. Tarka, 2001). Współczynnik przewodności wodnej najczęściej wynosi 50 m²/d. W rejonie rowu Wlenia i synkliny Lwówka uzyskuje się od 20 do 60 m³/h z pojedynczej studni (w okolicach

Złotoryi nawet 252 m³/h). Lepsze właściwości niecki północnosudeckiej wiążą się z większą miąższością piaszczowców.

Formacje kredowe w depresji śródsudeckiej są wodonośne w nieckach Krzeszowa i Batorowa, w zapadlisku Kudowy i w rowie Nysy Kłodzkiej. Przepuszczalność skał jest bardzo zróżnicowana i zależy od stopnia zaangażowania tektonicznego i wykształcenia litologicznego oraz od stopnia zwiertzenia skał. Warunki hydrogeologiczne są zmienne w skali zarówno lokalnej, jak i regionalnej. Szczegółowe badania źródeł i warunków hydrogeologicznych Gór Stołowych przedstawił S. Kowalski (1980).

Wody słodkie występują na znacznych głębokościach, dochodzących do 480 m, chociaż większość ujęć nie przekracza głębokości 150–200 m. Często stwierdza się samowypływy wód. Równie często, jak np. w Polanicy Zdroju, w bliskim sąsiedztwie występują obok siebie wody słodkie i mineralne (W. Ciężkowski, 1990). Wody ujęte studniami charakteryzują się niską mineralizacją, do 500 mg/dm³, miejscami wykazują podwyższoną zawartość fluoru, żelaza i wolnego dwutlenku węgla. Wody z tej formacji zaopatrują Wałbrzych, Kudowę Zdrój, Polanicę Zdrój i Bystrzycę.

Piętra wodonośne triasu, permu i karbonu. W Kotlinie Krzeszowskiej wody ujęte studniami występują na głębokości do 600 m poniżej powierzchni terenu (S. Kowalski 1992; M. Milicky i in., 2001). Niecka Krzeszowa, będąca północno-zachodnim fragmentem niecki śródsudeckiej, jest przykładem występowania wód artezyjskich w dolinie Zadmy w rejonie Krzeszowa. W profilu geologicznym na powierzchni występują utwory kredy górnej spoczywające na osadach triasowych (pstręgo piaszczowca), podścielonych osadami permскими (czerwonego spągowca). Utwory te tworzą jeden kompleks wodonośny górnokredowo-triasowo-permski. W klastycznych osadach kontynentalnych występują serie erupcyjne riolitów i tufów. Skały wykazują silne zaangażowanie tektoniczne i zmienne zawodnienie (S. Dąbrowski i in., 1983). Dobre warunki hydrogeologiczne stwierdza się w rejonie Sokołowska i Unisławia, gdzie wydajności studni ujmujących wody z utworów permu dochodzą do 110, a nawet 220 m³/h. Generalnie jednak zarówno w utworach

triasu, kredy, jak i permu uzyskuje się niskie wydajności, rzędu kilku do 25–30 m³/h.

Kompleks wodonośny charakteryzują następujące parametry hydrogeologiczne: współczynnik filtracji $4,4 \cdot 10^{-5}$ m/s, przewodność 21 m²/h, przy odsączalności sprężystej $6 \cdot 10^{-5}$. W obszarze tym występują wydajne źródła bijące ze skał permских w Krzeszowie i Błażejowie, o wydajnościach 20–40 l/s.

W kopalniach węgla kamiennego rejonu Wałbrzycha i Nowej Rudy stwierdzano dopływy zarówno wód słodkich, jak i mineralnych z utworów karbonu do głębokości 1000 m. Jak podaje J. Fiszer (2003), łączne dopływy do kopalń w niecce wałbrzyskiej wynosiły 2904 m³/h w 1958 roku i uległy obniżeniu do 1218 m³/h na krótko przed zamknięciem kopalń w 1998 r. Dziesięciokrotnie mniejsze ilości dopływającej wody do kopalń stwierdzano w niecce Nowej Rudy. Właściwości filtracyjne skał ulegają pogorszeniu z głębokością: od 10^{-7} m/s na głębokości do 200 m do 10^{-9} m/s na głębokości 500 m (M. Milicky i in., 2001). Wydajności studni nie przekraczają 25 m³/h.

Osobną grupę o swoistych właściwościach stanowią wczesnopaleozoiczne skały węglanowe podlegające procesom krasowym (wapienie i dolomity). Tworzą one wodonośne horyzonty zasobne w wody dobrej jakości w rejonie Krowiarek w Kotlinie Kłodzkiej, w rejonie Dusznik w Górach Orlickich oraz w rejonie Wojcieszowa w Górach Kaczawskich (T. Bocheńska i in., 2002; S. Buczyński, B. Rzonca, 2003). Źródła drenujące te skały osiągają wydajności 1–50 l/s.

Piętra wodonośne starszego paleozoiku i prekambryjskie. Skały metamorficzne i plutoniczne, niezależnie od ich wieku, o niskiej porowatości pierwotnej określa się w hydrogeologii mianem skał krystalicznych (S. Staško, 1996). Skały krystaliczne pokrywają połowę powierzchni Sudetów i znaczne obszary bloku przedsudeckiego. Niskie wydajności studni zdecydowały, że skały te uważano za bezwodne lub bardzo słabo wodonośne. Tymczasem o wodonośności decyduje nie tylko wydajność studni, lecz również wskaźnik wodoprzewodności, liczba źródeł, ich wydajność i zmienność, wielkość odpływu podziemnego rejestrowanego w rzekach podczas niskich stanów. Zestawienie wskaźników wodonośności przedstawiono w tabeli 8.8.

Tabela 8.8

**Zestawienie wskaźników wodonośności skał krystalicznych Sudetów
(wg S. Staško, 2002)**

Wskaźnik wodonośności/ parametry	Wartości min.–max.	Rejon
Odpływ podziemny – moduł odpływu podziemnego M [dm ³ /s·km ²]	1,1–24,5	Sudety
	2,5–24,5	Masyw Śnieżnika
	6,48–14,17	Karkonosze (cz. zach.) i Góry Izerskie (cz. wsch.)
	1,1–6,15	Góry i Pogórze Kaczawskie
	1,4–7,2	Góry Sowie
Źródła – wskaźnik krenologiczny Wk [dm ³ /km ²] – wydajność Q [l/s] – wskaźnik zmienności R	Wk 2,92 Q 0,05–6,0	Masyw Śnieżnika
	Wk 5,6–18,6 Q 0,1–11,0 R 2,3–31,9	
	Wk 2,06–7,3 Q 0,05–18,7 R 3,7–32,7	
	Wk 0,11–1,11; śr 0,57 Q 0,1–2,0 R 1,04–11,0	Góry i Pogórze Kaczawskie
	Q 0,09–6,49 R 3–429*	Sudety Zachodnie
	Wk 1,8 Q 0,01–2,7 R 3–90	Góry Sowie
	Studnie – wydajność studni Q [m ³ /h] – depresja S [m]	Q 0,75–67; śr =5,2 S 3,0–56,3
Q 0,2–3,6 S 2–24		Karkonosze, Jelenia Góra–Cieplice
Współczynnik filtracji k [m/d]	0,11	wschodnia osłona Karkonoszy
	0,6–49	Karkonosze
	0,6–20,3	Karkonosze i Góry Izerskie
	0,6–10,2	Masyw Śnieżnika
	0,6–1,68	Sudety Zachodnie
Wodoprzewodność T [m ² /d]	4,5–120	Góry Sowie, Śnieżnik

* wskaźnik zmienności z uwzględnieniem maksymalnych stanów podczas powodzi w 1997 r.

Wyniki badań wykazały generalnie niską i średnią pojemność wodną tych formacji, a jedynie w strefach uprzywilejowanych średnią i wysoką wodonośność (S. Staško, R. Tarka, 1995, 2002; S. Staško, 1996, 2002). Dowodem tego jest wiele mało zmiennych źródeł stwierdzanych w tych obszarach (np. H. Kryza, 1983; T. Bocheńska i in., 1994; H. Marszałek, 1996; A. Wojtkowiak, 2000; S. Staško, 2001b). Wody podziemne gromadzą się w pokrywach zwietrzelinowych, systemach spękań i strefach tektonicznych (M. Różycki, 1955; S. Kowalski, 1992). Studnie charakteryzują się na ogół niskimi wydajnościami, od 0,7 do 67 m³/h, najczęściej 2–5 m³/h. W przeciwieństwie do ujęć pionowych, poziome ujęcia drenażowe oraz ujęcia źródeł dostarczają znacznych ilości dobrych jakościowo wód, a w strefach tektonicznych osiągają wydajność 79 m³/h. Wysoki jest odpływ podziemny systemów szczelinowych, który zawiera się w przedziale 0,6–20 dm³/s·km², średnio ponad 6 dm³/s·km² (H. Kryza, J. Kryza, 1986; P. Jokiel, 1994; S. Staško, R. Tarka, 1994), co potwierdzają również badania w Sudetach po stronie czeskiej.

Systemy krążenia wód podziemnych

Analiza pola filtracji wykazuje wysokie potencjały hydrauliczne strumienia wód podziemnych ze względu na znaczne wyniesienie obszarów zasilania. Najniżej położone kotliny śródgórskie (Kłodzka, Kamiennogórska i Jeleniogórska) stanowią koncentrację drenażu wód podziemnych i miejsce stabilizacji ciśnień piezometrycznych. Towarzyszące strukturom wyniesionym obniżenia w postaci niecek, synklin, rowów i zapadlisk zajętych przez doliny rzeczne są bazą drenażu dla lokalnych, przejściowych i regionalnych systemów przepływu (C. Kolago, 1970; S. Kowalski, 1992). Wysokie położenie obszarów zasilania (często powyżej 700–1000 m n.p.m.) oraz wysokie wartości rocznych sum opadów atmosferycznych, przy niskich średnich temperaturach powietrza, sprawiają, iż potencjalne możliwości zasilania wód podziemnych są znaczne. Wynoszą one w szczytowych partiach Karkonoszy i Masywu Śnieżnika około 600 mm i 300–500 mm w pozostałych górskich obszarach (S. Kowalski, 1992). Wartości te potwierdzono badaniami w skali zlewni (R. Tarka, 1997; S. Staško, R. Tarka, 2002). Jedynie

w kotlinach śródgórskich wielkość zasilania efektywnego wynosi od 100 do 200 mm. W tych warunkach w skałach krystalicznych rozwijają się płytkie (lokalne i przejściowe) systemy przepływu o głębokości krążenia od 50 do 150 m. Regionalny strumień wód podziemnych o wolnej wymianie wód i znacznie głębszym krążeniu obserwuje się w formacjach osadowych. Wody słodkie stwierdza się do głębokości 350 m w niecce Krzeszowa i 480 m w rowie Nysy Kłodzkiej. Badania modelowe niecki Kudowy i Polic wykazują nawet większe głębokości występowania wód słodkich, do 800 m (M. Milicky i in., 2001). Lokalnie stwierdza się anomalnie płytkie występowanie, wprost na powierzchni terenu, wód mineralnych, np. w dolinie Bystrzycy Dusznickiej.

Badania lizymetryczne wykazały, że infiltracja wód jest procesem nieciągłym i ma charakter impulsów o wysokich wartościach zasilania wiosną i latem. Drenaż, jako proces ciągły, zachodzi z niewielką zmiennością roczną, o czym świadczą niskie amplitudy natężenia wypływu ze sztolni oraz źródeł (S. Staško, R. Tarka, 2002). Czas przepływu wód w małych zlewniach górskich zawiera się, na podstawie badań izotopowych, w przedziale kilku lat, co implikuje niskie wartości współczynnika filtracji, rzędu 0,02–0,5 m/d. Zarówno wody wypływające z naturalnych form drenażu (źródeł czy młak), jak również sztucznych wyrobisk (np. ze sztolni) są wodami wielosezonowymi. Drenaż naturalny następuje głównie jako dopływ liniowy do osadów korytowych dolin rzecznych, będących bazą wypływu wód z systemu wodonośnego. W skali zlewni obejmuje on do 89% wód podziemnych (T. Olichwer, 2003). Około 10% w warunkach naturalnych drenują źródła, generalnie o niskich wydajnościach 0,1–1,0 l/s. Spośród znacznej liczby mało wydajnych źródeł wielu badaczy stwierdza również stabilne źródła o większych wydajnościach. Największe źródła opisano zarówno jako wypływy z formacji krystalicznych, jak i osadowych. Źródło w Zieleńcu, drenujące metamorficzne formacje Gór Orlickich (J. Kryza, 1975), dostarcza średnio 24 l/s, źródła Zadny w Błazejowie i Betlejem w Krzeszowie, wypływające ze skał permskich, dostarczają odpowiednio 50 i 19 l/s. Zasobne formacje krasowe Krowiarek dają wypływ w głównym źródle w Romanowej 35 l/s (T. Bocheńska i in., 2002).

Chemizm i jakość wód podziemnych

Wody **piętra czwartorzędowego** zaliczają się do wód miękkich o niskiej mineralizacji ogólnej; odzwierciedla się to dominacją niskiej przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW), zazwyczaj mieszczącej się w granicach 150–400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ i nie przekraczającej 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$. W ujęciu klasyfikacji Szczukariewa-Prickońskiego stwierdzono występowanie 9 typów wód, w większości cztero-, pięcio- i trzyjonowych, z przewagą Ca, Mg, HCO_3 i SO_4 (tab. 8.9).

Zakresy zmienności udziałów głównych jonów w składzie chemicznym wód piętra czwartorzędowego, z odniesieniem do poszczególnych typów morfogenetycznych obszarów występowania tego piętra, przedstawiono na figurze 8.13. Z analizy tej figury wynika, że:

- zakres zmienności udziałów poszczególnych jonów jest największy w przypadku wód występujących w obrębie dolin rzecznych. Z jednej strony jest to spowodowane krótkimi drogami krążenia infiltrujących wód opadowych, z drugiej zaś brakiem izolacji od powierzchni oraz istniejącymi kontaktami hydraulicznymi z wodami powierzchniowymi i z wodami starszych formacji;
- w obrębie struktur kopalnych minimalne udziały HCO_3 są wyraźnie wyższe niż w przypadku dolin rzecznych, co należałoby wiązać zapewne z wpływami zasilania z płytkich stref podłoża krystalicznego;

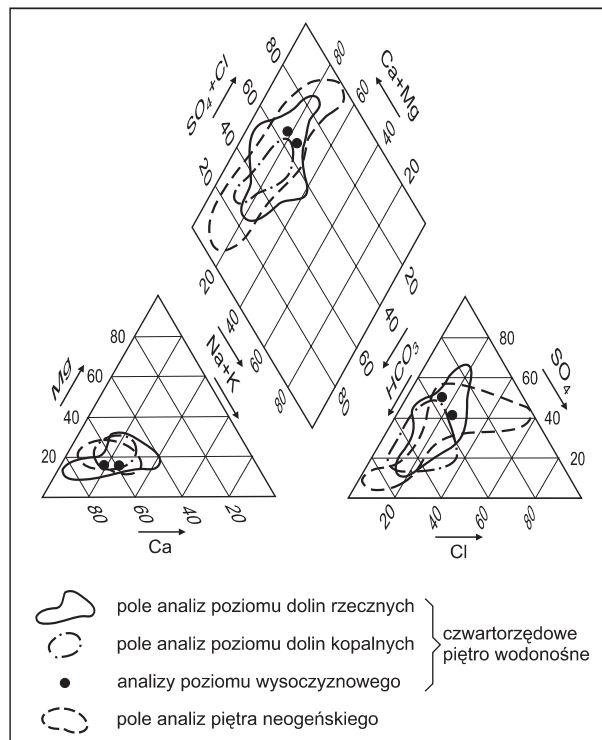


Fig. 8.13. Chemizm wód podziemnych piętra kenozoicznego na obszarze subregionu sudeckiego (w projekcji diagramu Piper)

Tabela 8.9

Charakterystyka chemizmu wód podziemnych piętra kenozoicznego na obszarze subregionu sudeckiego w ujęciu klasyfikacji Szczukariewa-Prickońskiego

Jony	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$\text{Cl}^-, \text{SO}_4^{2-}$	$\text{Cl}^-, \text{HCO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}, \text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-, \text{SO}_4^{2-}, \text{HCO}_3^-$
Na^+	①	④	⑦	⑱	⑳	㉕	④⑩
Mg^{2+}	②	⑤	⑧	⑳	㉓	㉖	④⑪
Ca^{2+}	③	⑥	⑨ $\triangle\triangle$	㉑	㉔	㉗ $\star\blacksquare\blacksquare\blacklozenge$	④⑫
$\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}$	⑩	⑬	⑯	⑳	㉒	㉙	④⑬
$\text{Na}^+, \text{Ca}^{2+}$	⑪	⑭	⑰ \triangle	㉒	㉕	㉘ \triangle	④⑭ $\star\star\blacklozenge$
$\text{Mg}^{2+}, \text{Ca}^{2+}$	⑫	⑮ \star	⑱ \star	㉓ \triangle	㉖	㉚ $\star\star\star\blacktriangle\blacksquare\blacksquare$	④⑮ \star
$\text{Na}^+, \text{Mg}^{2+}, \text{Ca}^{2+}$	⑳	㉙	㉚	㉜	㉟	㉛ $\star\star$	④⑯ \star

Cyfy w kółkach – numery klas wg klasyfikacji Szczukariewa-Prickońskiego; wody piętra czwartorzędowego z obszarów: dolin rzek – gwiazdka, dolin kopalnych – kwadraty, wysoczyzn – romby, wody piętra neogeńskiego – trójkąty

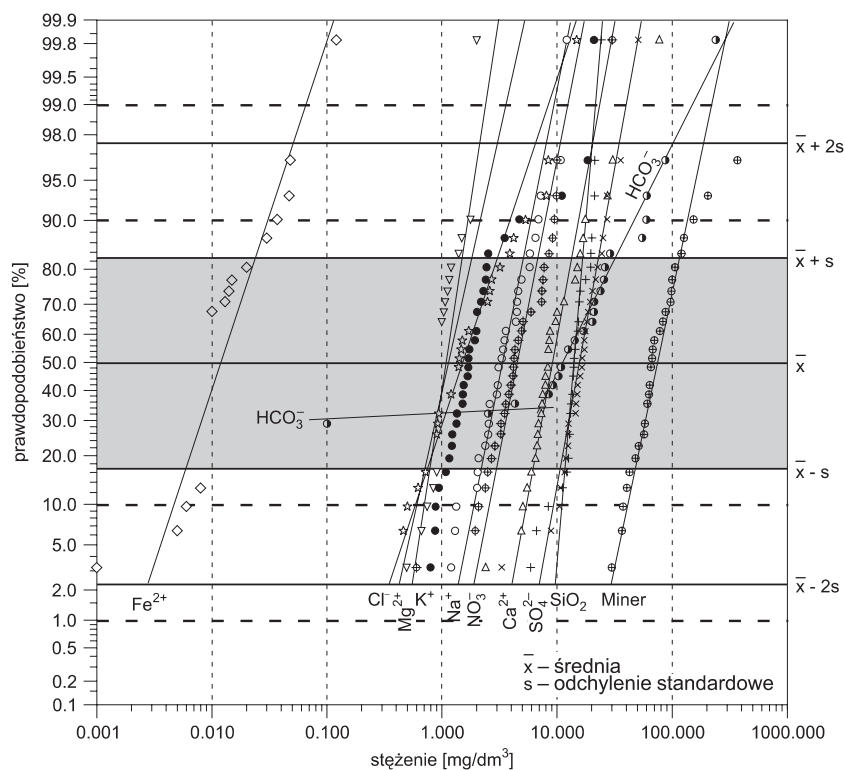


Fig. 8.14. Skład chemiczny wód podziemnych formacji krystalicznych Sudetów na wykresie prawdopodobieństwa

– wyższe maksymalne udziały Ca i sumy Na + K (faktycznie zaś głównie Na), rejestrowane w wodach podziemnych dolin rzecznych, mają najprawdopodobniej naturę antropogeniczną.

Wody piętra czwartorzędowego w większości należą do klas jakości IIa i IIb (zgodnie z MhP 1:50 000), a więc przed dopuszczeniem do konsumpcji wymagają uzdatniania, niekiedy tylko prostego. Zazwyczaj przekroczenia wartości granicznych dotyczą żelaza oraz manganu, rzadziej i punktowo – azotanów i amoniaku. Geneza tych przekroczeń jest antropogeniczna, przy czym dwa ostatnie przypadki wiązane są głównie z szeroko rozumianą działalnością rolniczą.

Wody podziemne **piętra neogeńskiego** są niskomineralizowane, ich przewodność (PEW) mieści się w przedziale od stu kilkudziesięciu do 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Twardość tych wód jest zróżnicowana – od miękkich do bardzo twar-

dych. W ujęciu klasyfikacji Szczurkiewa-Priklńskiego stwierdzono obecność wód czterojonowych i jednej dwujonowej (tab. 8.9). Duże zakresy zmienności udziałów anionów Cl^- , a szczególnie HCO_3^- , w odniesieniu do obrazu charakteryzującego wody piętra czwartorzędowego (fig. 8.13), należy wiązać raczej z czynnikami geogenicznymi, w tym z geochemią neogenu i podścielającego go permomezozoiku.

Podobnie jak w przypadku piętra czwartorzędowego, również wody piętra neogeńskiego w większości kwalifikują się do klas jakości IIa i IIb (*sensu* MhP). Zazwyczaj wiąże się to z obecnością podwyższonych zawartości żelaza ($<0,03\text{--}20\text{ mg}/\text{dm}^3$) i manganu ($0,01\text{--}10\text{ mg}/\text{dm}^3$), niekiedy także barwy (do ponad $30\text{ mg}/\text{Pt}/\text{dm}^3$). Znaczny wpływ na wymienione podwyższenia, szczególnie barwy, mają kontakty wód neogeńskich z pokładami węgla brunatnego. In-

nym problemem jest wysoka zawartość fluoru, sięgająca $11,5\text{ mg}/\text{dm}^3$ (L. Razowska-Jaworek, J. Cudak, 2002), obserwowana w wodach piętra neogeńskiego w rejonie Nysy w zachodniej części regionu. Obecność wysokich stężeń fluoru pochodzenia ascenzyjnego, z wód głębokiego krążenia, ogranicza walory użytkowe tego piętra wodonośnego w rejonie Nysy.

Wody **piętra kredowego** można zaliczyć do wód strefy aktywnej wymiany typu wodorowęglanowo-wapniowych i wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowych. W strefach płytszych zdarzają się również wody siarczanowo-wodorowęglanowo-wapniowe. Mineralizacja ich nie przekracza zwykle $500\text{ mg}/\text{dm}^3$. Są to wody niskoradonowe, o podwyższonej zawartości wolnego dwutlenku węgla, żelaza i fluoru. Ten ostatni składnik wskazuje na dopływ wód z otaczających formacji krystalicznych (B. Mroczkowska, 1989, 1995).

Wody w utworach **karbonu** wykazywały mineralizację od 800 do 2710 mg/dm³ w niecce wałbrzyskiej i do 2240 mg/dm³ w niecce Nowej Rudy (J. Fiszer, 2003). Są to wody typu SO₄-HCO₃-Na lub SO₄-HCO₃-Mg-Ca bądź SO₄-HCO₃-Mg-Ca-Na. Zatapianie kopalń zapoczątkowało odbudowę warunków hydrochemicznych i objawia się kwaśnym lub obojętnym drenażem do wód powierzchniowych w wielu miejscach niecek (K. Chudy, 2005).

Wody **formacji krystalicznych** są wodami ultrasłódkimi i słódkimi, a ich mineralizacja często nie przekracza 100 mg/dm³ w Masywie Śnieżnika i w Karkonoszach oraz 200–300 mg/dm³ w Górach Sowich i Bystrzyckich. Są to wody wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowo-magnezowe lub siarczanowo-wodorowęglanowo-magnezowo-wapniowe (S. Staško, 1996). Skład wód z tych formacji przedstawiono na wykresie prawdopodobieństwa (fig. 8.14). Zwraca uwagę bardzo niskie stężenie jonów żelaza i manganu oraz bimodalny rozkład stężeń wodorowęglanów. Po okresie niskich wartości pH

w latach 80. ubiegłego stulecia (H. Kryza i in., 1994) odczyn wód wykazuje powrót do wartości naturalnych i zawiera się w zakresie 5,7–7,3. Jednocześnie w wodach podziemnych obserwuje się spadek zawartości siarczanów, którym towarzyszy wzrost zawartości związków azotu, głównie azotanów. W wodach źródłanych stężenie tego anionu wynosi 2,2–31,4 mg/dm³, średnio 9,1 mg/dm³. Pomiary stężeń radonu i radu wykazały w strefach tektonicznych wysokie stężenie izotopu ²²²Rn w wodach ze sztolni, do 1430 Bq/dm³ (T. Przylibski i in., 2002). Cechą typową tych wód jest również podwyższona zawartość krzemionki i fluoru. Wody z ujęć drenażowych wykazują stabilny skład chemiczny i dobrą jakość, a czasami lekko obniżone pH (S. Staško, A. Wojtkowiak, 2004).

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

W subregionie sudeckim wydzielono sześć głównych zbiorników wód podziemnych o numerach: 317, 339, 340, 341, 342 i 343 (tab. 8.10, fig. 8.15).

Tabela 8.10

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) wydzielone w Sudetach

Numer i nazwa zbiornika	Stratygrafia	Powierzchnia [km ²]	Typ ośrodka wodonośnego	Klasa jakości wody	Głębokość ujęć [m]	Zasoby dyspozycyjne	
						ilość [tys. m ³ /d]	moduł [dm ³ /s·km ²]
317 – Bolesławiec	K ₂	1000	szczelinowy	Ia, Ib	100–200	80,0	0,93
339 – Śnieżnik–Góry Bialskie	PZ	1437	szczelinowy	Ia, Ib	10–30	37,0	2,99
340 – Dolina rzeki Nysa Kłodzka (Kłodzko)	Q	18	porowy	Ib	10–30	25,0	16,08
341 – Kudowa Zdrój–Bystrzyca Kłodzka	K ₂	168	porowo- szczelinowy	Ib, Ic	80–150	50,0	3,44
342 – Krzeszów	K ₂	55	porowo- szczelinowy	Ib	180	10,0	2,10
343 – Dolina rzeki Bóbr	Q	60	porowy	Ic (II)	30	50,0	9,65

Stratygrafia: Q – czwartorzęd, K₂ – kreda górna, PZ – paleozoik

Klasy jakości wody: Ia – wody o dobrej jakości wymagające prostego uzdatniania ze względu na zawartość Fe lub Mn, Ib – wody o dobrej jakości wymagające prostego uzdatniania ze względu na zawartość Fe, Mn i N-NH₄, Ic – wody o dobrej jakości wymagające prostego uzdatniania ze względu na zawartość Fe, Mn, mętność i/lub barwę, II – wody o średniej jakości wymagające złożonego uzdatniania

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W obrębie subregionu sudeckiego wyznaczono 9 JCWPd (fig. 8.16, tab. 8.11). Idąc od zachodu, z obszaru środkowej części zlewni Nysy Łużyckiej, obejmującej JCWPd nr 88, wydzielono część górną zlewni rzeki w obrębie niecki Turosszowa (JCWPd nr 89), jako strefę znacznych antropogenicznych przeobrażeń środowiska związanych z intensywną i głęboką eksploatacją węgla brunatnego. Wystąpienia krystalicznego cokołu sudec-

kiego rozdzielono na dwie główne części. Część północno-zachodnią stanowi blok karkonosko-izersko-kaczawski (JCWPd nr 90), obejmujący zlewnie górnego Bobru i Kaczawy. Od północy wciną się w ten blok osadowa niecka północnosudecka (JCWPd nr 91). Druga część cokołu sudeckiego rozdzielona jest utworami osadowymi niecki śródsudeckiej i rowu Nysy Kłodzkiej (JCWPd nr 110). JCWPd nr 112 obejmuje formacje krystaliczne: sowiogórską, kłodzko-złotostocką i śnieżnicką. Na południowym zachodzie wydzielono JCWPd

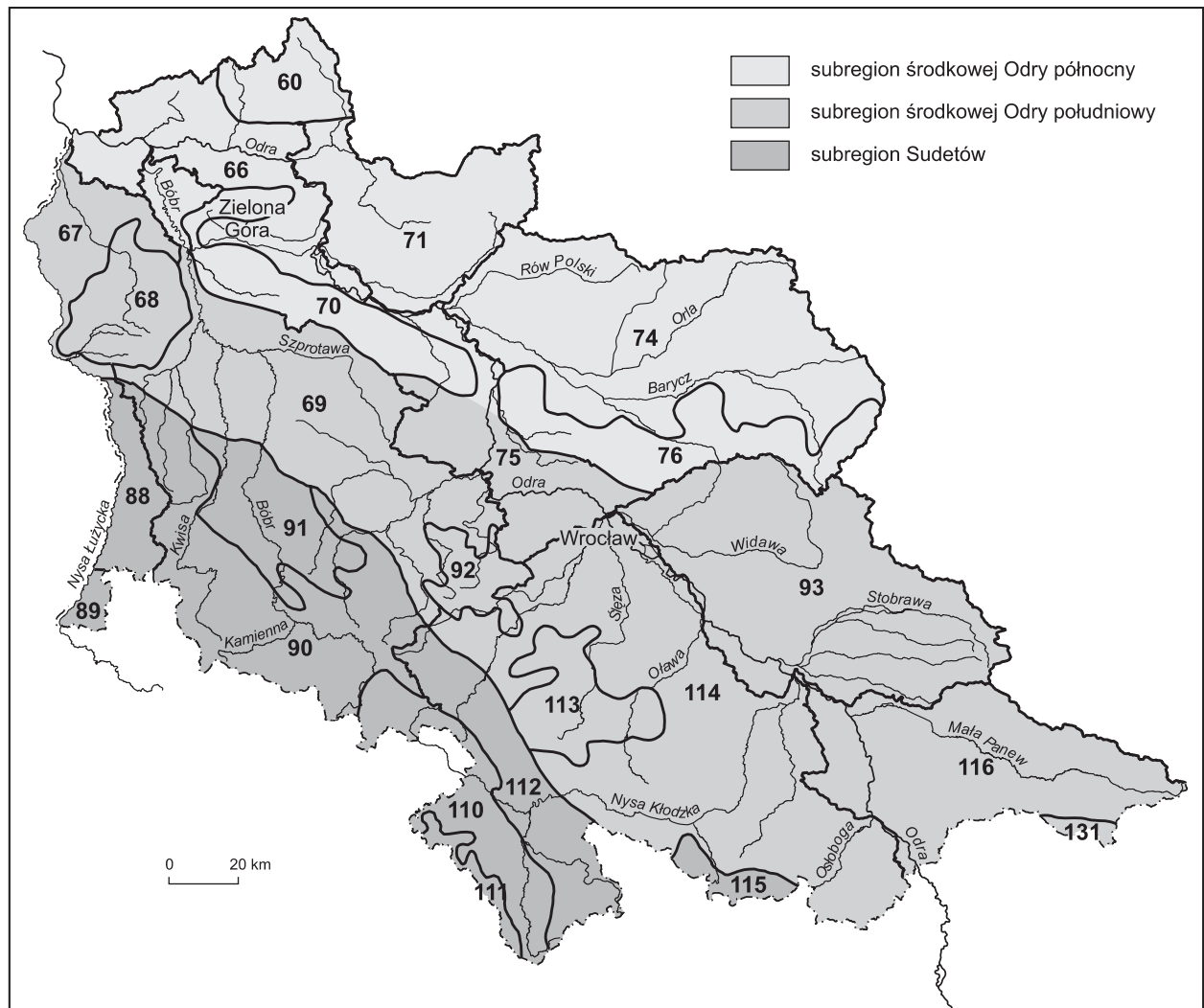


Fig. 8.16. Jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wydzielone w regionie środkowej Odry

Charakterystyka jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) wydzielonych w subregionie sudeckim

Nr JCWPd	Pow. [km ²]	Stratygrafia	Rodzaj ośrodka skalnego	Miąższość [m]	Współcz. filtracji [m/d]	Izolacja	Położenie JCWPd	Uwagi
88	555	Q (Ng)	porowy	10–40	10–50	3	zlewnia środkowej Nysy Łużyckiej (bez niecki Turoszowa)	
89	132	Q (PZ–PR)	porowy	<10	5–25	3	niecka Turoszowa	pierwotnie głównym piętrzem wodonośnym był neogen (zdepresjonowany przez odwadnianie kopalni Turów)
90	2709	PZ–PR (Q)	szczelinowy	>40	0,1–2	3	krystalinik bloku karkonosko-izersko-kaczawskiego	
91	1043	K–P (Q)	szczelinowo-porowy	>20	1–10	2	permomezozoik niecki północnosudeckiej	
110	1078	K–P P(Q)	szczelinowo-porowy	>40	1–10	2	permomezozoik niecki śródsudeckiej i rowu Nysy Kłodzkiej	
111	184	PZ–PR (Q)	szczelinowy	>40	0,1–2	3	krystalinik Gór Bystrzyckich i Orlickich	
112	1 27	PZ–PR (Q)	szczelinowy	>40	0,05–2	3	krystalinik Gór Sowich, Bardzkich i Masywu Śnieżnika	
115	239	PZ–PR (Q, Ng)	szczelinowy	>40	0,05–2	3	krystalinik Sudetów Wschodnich	

Izolacja: 2 – średnia (ciągły nadkład wód podziemnych ze spoistych warstw, jednak ze zmienną miąższością),

3 – niekorzystna (nadkład wód podziemnych ze spoistych warstw o miąższości <10 m)

Symbole stratygraficzne: Q – czwartorzęd, Ng – neogen, K – kreda, P – perm, PZ – paleozoik, PR – proterozoik

Zapis Q (Ng) oznacza: Q – główny poziom wodonośny, (Ng) – podrzędny poziom wodonośny

nr 111 obejmujący krystalinik Kudowy, bystrzycki i orlicki. Te trzy ostatnie jednostki JCWPd obejmują obszary górnych zlewni Bobru, Bystrzycy i Nysy Kłodzkiej. Skrajnie wschodni, izolowany fragment subregionu sudeckiego (JCWPd nr 115) należy do krystaliniku wschodniosudeckiego i stanowi część górnej zlewni Nysy Kłodzkiej i Osobłogi.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Bilans wód podziemnych Sudetów jest zagadnieniem trudnym z kilku względów. Skomplikowana budowa geologiczna, występowanie różnorodnych środowisk przepływu wód, mało danych z wierceń sprawiają, że metody hydrologiczne najlepiej nadają się do ocen zasobowych.

Stąd z przepływów niskich rzek, po oddzieleniu przepływów nienaruszalnych, można szacować odpływ podziemny i zasoby wód. Dla zbiorników porowych możliwe jest stosowanie metod hydrogeologicznych i metod modelowania numerycznego.

W tabeli 8.12 zestawiono zasoby wód podziemnych dla regionu środkowej Odry, w tym Sudetów. W tym obszarze zasoby wód podziemnych są znaczne i szacowane na 4,8 mln m³/d. Największe rezerwy znajdują się w zlewniach Bobru, Kwisy, Nysy Kłodzkiej i Nysy Łużyckiej.

Tabela 8.12

**Zasoby dyspozycyjne i perspektywiczne wód podziemnych w subregionie środkowej Odry
(stan na 2002 r.)**

Nazwa zlewni bilansowej lub obszaru zasobowego	Kategoria zasobów	Powierzchnia obszaru [km ²]	Zasoby [m ³ /d]	Moduł zasobów [m ³ /d·km ²]	Rezerwy zasobów dyspozycyjnych
Zlewnia Obrzycy	D	1805,0	247 680	137	>50%
	P	2065,0	241 680	76	
Zlewnia Baryczy	D	1345,0	126 912	94	>50%
	P	4130,0	264 000	64	
Zlewnia Widawy	D	1706,0	305 061	179	>25%
	P	1605,0	85 000	53	
Zlewnia Małej Panwi	D	1164,0	193000	158	>30%
	P	961,0	111 000	115	
Zlewnia Nysy Łużyckiej	D	334,0	31 616	146	>90%
	P	1990,0	372 000	187	
Zlewnia Bobru , Kwisy i Czernej Wielkiej	D	1199,0	136 174	146	>90%
	P	5858,0	916 500		
Zlewnia Kaczawy	D	1789,4	98 100	108	>60%
	P	2606,0	187 000	105	
Zlewnia Bystrzycy	D	2743,5	291 670	152	>30%
	P		96 500		
Zlewnia Nysy Kłodzkiej	D	1939,4	167 757	115	>90%
	P	4872,7	276 000	94	
Zlewnia Osobłogi	D	969,4			>90%
	P		91 500	94	
Przyodrże (zlewnie Smortawy, Oławy i doliny Odry od ujścia Kłodnicy do ujścia Nysy Kłodz., międzyrzecze Odry i Bobru)	D	6662,0	439 331	109	>50%
	P		428 500	125	
Zlewnia Łaby	P	235,5	29 000	115	>90%
Łączna wartość zasobów wód podziemnych	D+P	38 808,0	4 893 301	126	>60%

D – zasoby dyspozycyjne obliczone na podstawie dokumentacji hydrogeologicznej

P – zasoby perspektywiczne

T. Olichwer (2003) określa zasoby dynamiczne Kotliny Kłodzkiej i jej otoczenia na 564 tys. m³/d dla obszaru o powierzchni 1081 km². Zasoby wód podziemnych w formacji krystalicznej, piętrze kredowym i piętrze czwartorzędowym mają się do siebie jak 3:2:1. Zasoby dynamiczne wód podziemnych zgromadzone w skałach krystalicznych Sudetów szacuje się na 900 tys. m³/d (S. Staśko, 2001a).

W Sudetach nie ma dużych ujęć wód podziemnych, gdyż większość małych i średnich miejscowości bazuje na wodach z ujęć źródłanych lub drenażowych, bądź powierzchniowych. W tabeli 8.13 podano dziewięć dużych ujęć, które eksploatują głównie formacje czwartorzędu, kredy i triasu. Łączna eksploatacja w niecce śródsudectkiej (ujęcia Gorzeszów, Unisław, Kudowa, Mieroszów, Błazejów, Sokołowsko) w 2005 r. wynosiła ponad 21 tys. m³/d, z czego w niecce Krzeszowa 14 tys. m³/d. Eksploatacja w niecce Krzeszowa w Policach wywołuje punktowe zmiany i obserwuje się obniżenie pierwotnego zwierciadła wód podziemnych o 24 m. Z badań modelowych wynika, że po polskiej stronie zbiornika eksploatuje się 75% zasobów dynamicznych. Można spodziewać się niekorzystnych zmian ilościowych i jakościowych. Ujęcie dla Kłodzka, bazujące na wodach z utworów czwartorzędu w dolinie Nysy Kłodzkiej, dostarcza średnio ponad 6 tys. m³/d. Ujęcia drenażowe zaopatrują takie miasta jak Bielawa, Dzierżoniów, Walim, Łądek Zdrój, Kowary, Szklarska Poręba czy Wałbrzych i Nową Rudę. Pojedyncze ujęcia pobierają wody w ilości od 500 do 5500 m³/d (S. Staśko, A. Wojtkowiak, 2001, 2004). Od końca lat 90. ubiegłego stulecia obserwuje się poprawę jakości wód podziemnych, szczególnie wzrost odczynu pH.

Rejon Turoszowa wykazuje znaczne obniżenie zwierciadła w poziomach nadwęglowym, międzywęglowym i podwęglowym. Pierwotne zwierciadło wód podziemnych, występujące na rzędnych 201–240 m n.p.m., zostało obniżone w niecce Rybarzowic do wartości 80 m n.p.m.

Tabela 8.13

**Zestawienie dużych ujęć w Sudetach
i wielkości eksploatacji wód podziemnych
(S. Staśko i in., 2005)**

Nazwa ujęcia	Nr JCWPd	Zlewnia rzeki	Pobór [m ³ /d]	Piętro wodonośne
Zgorzelec	88	Nysa Łużycka	6304,1	Q
Pisarzowice–Wesołowka	90	Bóbr	4294,2	Q
Marciszów Dolny	90	Bóbr	12 208,2	Q
Marciszów Górny	90	Bóbr	7150,7	Q
Janiszów	90	Bóbr	4254,5	Q
Bolesławiec–Rakowice	91	Bóbr	5246,6	Q
Bolesławiec	91	Bóbr	3997,8	T
Gorzeszów	110	Bóbr	7808,2	K+T+P
Kłodzko	112	Nysa Kłodzka	6600,0	Q +PR

Q – czwartorzęd, K – kreda, T – trias, P – perm, PR – proterozoik

Dopływ do odkrywki wynosił 43,06 m³/min, czyli 2583,6 m³/h (J. Fiszer, J. Sawicki, 2003). Jest to obszar zagrożony znacznymi zmianami jakości wód podziemnych.

W ostatnich latach ubiegłego stulecia obserwowano spadek poboru wód o ok. 20–30% w skali regionalnej, co wynika z wprowadzenia systemu opłat oraz edukacji ekologicznej i oszczędzania wody. Subregion sudecki, podobnie jak cały region środkowej Odry, posiada duże zasoby i rezerwy wód podziemnych, jakkolwiek nie są one rozmieszczone równomiernie. W obszarach górskich najlepszym sposobem ich ujmowania, poza źródłami, są ujęcia drenażowe.

Literatura

- BOCHEŃSKA T., GURWIN J., WAŚIK M., 1994 – Hydrogeologia zlewni górnej Kaczawy. *Acta Univ. Wratisl.*, 1684, *Pr. Geol.-Miner.*, **47**: 65 ss.
- BOCHEŃSKA T., MARSZAŁEK H., WAŚIK M., 2002 – Zbiorniki wód podziemnych w obszarach krasowych krystaliniku sudeckiego. *Acta Univ. Wratisl. Hydrogeol.*, 2460: 62 ss.
- BUCZYŃSKI S., RZONCA B., 2003 – Wstępne wyniki badań składu chemicznego wód krasowych Ziemi Kłodzkiej. *Prz. Geol.*, **51**, 11: 963.
- CIEŹKOWSKI W., 1990 – Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWrocł.*, **60**, *Monogr.*, 19: 133 ss.
- CHUDY K., 2005 – Zmiany warunków hydrogeologicznych w rejonie niecki Nowej Rudy w związku z likwidacją kopalń węgla kamiennego. Arch. Uniw. Wrocł. Wrocław.
- CYMERMAN Z., 2004 – Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego, 1:200 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DĄBROWSKI S., DĄBROWSKI S., RODZIEWICZ B., SZAFRANEK M., TRZECIAKOWSKA M., 1983 – System krążenia wód podziemnych niecki krzeszowskiej w aspekcie badań hydrogeologicznych i modelowania matematycznego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 2: 109–126. Wrocław.
- DUBICKI A. (red.), 2002 – Zasoby wodne w dorzeczu górnej i środkowej Odry w warunkach suszy. IMGW. Warszawa.
- FISZER J., 2003 – Dolnośląskie zagłębia węglowe. *W: Hydrogeologia polskich złóż kopalni i problemy wodne górnictwa* (red. Z. Wilk): 338–391. Wyd. AGH. Kraków.
- FISZER J., SAWICKI J., 2003 – Złoże i kopalnia Turów. *Ibidem*: 571–598.
- HERBICH P., DĄBROWSKI S., NOWAKOWSKI C., 2003 – Ustalenie zasobów perspektywicznych w obszarach działalności Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej (raport końcowy). Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JOKIEL P., 1994 – Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 66–67: 236 ss.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.
- KOLAGO C., 1970 – Mapa hydrogeologiczna Polski 1:1 000 000. Wyd. Geol. Warszawa.
- KOWALSKI S., 1980 – Charakterystyka hydrogeologiczna źródeł Gór Stołowych. *Kwart. Geol.*, **24**, 4: 885–904.
- KOWALSKI S., 1992 – Czynniki naturalne warunkujące występowanie wód podziemnych w regionie sudeckim. *Acta Univ. Wratisl.*, 1324, *Pr. Geol.-Miner.*, **25**: 73 ss.
- KRYZA H., 1983 – Wody podziemne północnej części Masywu Śnieżnika. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 2: 59–77. Uniw. Wrocł. Wrocław.
- KRYZA H., KRYZA J., 1986 – Odpływ podziemny i zasoby odnawialne Sudetów i ich przedpola jako kryterium regionalizacji hydrogeologicznej. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWrocł.*, 49/21: 109–119. Wrocław.
- KRYZA H., KRYZA J., MARSZAŁEK H., 1994 – Zanieczyszczenie wód Karkonoszy. Mat. II Konf. Karkonoskie badania ekologiczne: 97–125. Oficyna Wyd. Inst. Ekologii PAN. Warszawa.
- KRYZA J., 1975 – Zieloniec – źródła Bystrzycy Dusznickiej. *Przew. 47. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 268–273. Wyd. Geol. Warszawa.
- MACOUN J., KRÁLIK F., 1995 – Glacial history of the Czech Republic. *W: Glacial deposits in north-east Europe* (red. J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard): 389–405. A.A. Balkema. Rotterdam.
- MARSZAŁEK H., 1996 – Hydrogeologia górnej części zlewni Kamiennej w Sudetach Zachodnich. *Acta Univ. Wratisl.*, 1881, *Pr. Geol.-Miner.*, **54**: 1–100.
- MICHNIEWICZ M., 2002 – Czwartorzędowe doliny kopalne w Sudetach Zachodnich i stan ich rozpoznania hydrogeologicznego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **403**: 63–100.
- MICHNIEWICZ M., CZERSKI M., KIELCZAWA J., WOJTKOWIAK A., 1995 – Rozpoznanie geologiczne staroplejstocenijskiej sieci dolin kopalnych Sudetów i ich przedpola, 1:200 000, ark. Jelenia Góra. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Oddz. Dolnośląski, Wrocław.
- MICHNIEWICZ M., MROCZKOWSKA B., 1991 – Region sudecki. *W: Budowa geologiczna Polski* (red. J. Malinowski), t. 7: 215–235. Wyd. Geol. Warszawa.
- MICHNIEWICZ M., WOJTKOWIAK A., 2001 – Kopalna dolina Bobru (GZWP 343) – nowe perspektywy zasobowe. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 10, cz. 1: 55–64. Wyd. Sudety. Wrocław.
- MILICKY M., UHLIK J., KRYZA J., KRYZA H., 2001 – Dokumentacja hydrogeologiczna badań modelowych dla rejonów Kudowa–Police, Krzeszów–Adspach i Mieroszów. Arch. Progeo, Praha, PG Wrocław, Aquator Wrocław.
- MROCZKOWSKA B., 1989 – Chemizm wód kredowego piętra wodonośnego w Sudetach Środkowych. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWrocł.*, **58**, *Konferencje*, 29: 463–466.
- MROCZKOWSKA B., 1995 – Atlas hydrogeochemiczny kredy niecki śródsudeckiej i rowu Nysy Kłodzkiej. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MŹYK S., 1995 – Dokumentacja badań geofizycznych. *W: Rozpoznanie geologiczne staroplejstocenijskiej sieci dolin kopalnych Sudetów i ich przedpola* – arkusz Jelenia Góra 1:200 000

- (red. M. Michniewicz, M. Czerski, J. Kielczawa, A. Wojtkowiak). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Oddz. Dolnośląski, Wrocław.
- OBERC J., 1972 – Budowa geologiczna Polski, t. 4. Tektonika cz. 2. Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol. Warszawa.
- OLICHWER T., 2003 – Zasoby wodne w obszarach górskich i przedgórzskich na przykładzie Masywu Śnieżnika, Gór Bystrzyckich oraz rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Arch. Inst. Nauk Geol. Uniw. Wrocław. Wrocław.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1:50 000, cz. II. Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol., PAE SA. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1999 – Instrukcja opracowania i komputerowej edycji Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Część I. Opracowanie autorskie. MOŚZNiL, NFOŚiGW. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PRZYLIBSKI T.A., STAŠKO S., SZCZEPANOWSKI S., MODELSKA M., DORDA J., KOZŁOWSKA B., 2002 – Wstępne wyniki badań koncentracji radu i radonu w wodach podziemnych i powierzchniowych górnej części zlewni Kamienicy (masyw Śnieżnika, Sudety). *Prz. Geol.*, **50**, 5: 436–440.
- RAZOWSKA-JAWOREK L., CUDAK J., 2002 – Objasnienia do Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Nysa. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- RÓŻYCKI M., 1955 – Warunki hydrogeologiczne Śląska. *Prz. Geol.* **3**, 9: 405–415.
- STAŠKO S., 1996 – Wody podziemne w skałach krystalicznych na podstawie badań wybranych obszarów Sudetów polskich. *Acta Univ. Wratisl.*, 1870, *Pr. Geol.-Miner.*, **53**: 85 ss.
- STAŠKO S., 2001a – Dolny Śląsk, zasobny czy ubogi w wody podziemne? *W: Problemy ochrony zasobów wodnych w dorzeczu Odry* (red. H. Szymańska): 157–164. Wyd. RZGW. Wrocław.
- STAŠKO S., 2001b – Warunki występowania i jakość wód podziemnych w Górach Bystrzyckich. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 10, cz. 1: 89–97. Wyd. Sudety. Wrocław.
- STAŠKO S., 2002 – Zawodnienie szczelinowych skał krystalicznych w Sudetach. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **404**: 249–262.
- STAŠKO S. (red.), 2005 – Charakterystyka zmian położenia zwierciadła wód podziemnych w regionie wodnym środkowej Odry. RZGW Wrocław.
- STAŠKO S., TARKA R., 1994 – Obliczenia zasobów wód podziemnych w obszarach górskich na przykładzie wybranych zlewni Sudetów. *Zesz. Nauk. AR Wrocław.*, **248**: 279–286.
- STAŠKO S., TARKA R., 1995 – Przewodność hydrauliczna skał krystalicznych bloku przedsudeckiego. *Prz. Geol.*, **43**, 9: 767–771.
- STAŠKO S., TARKA R., 2002 – Zasilanie i drenaż wód podziemnych w obszarach górskich na podstawie badań w masywie Śnieżnika. *Acta Univ. Wratisl.*, 2528, *Seria Hydrogeologia*: 1–63. Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław.
- STAŠKO S., WOJTKOWIAK A., 2001 – Ujęcia drenażowe Gór Sowich na przykładzie miasta Bielawy i wody podziemne w skałach krystalicznych SW Polski. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 10, cz. 2: 524–528. Wyd. Sudety. Wrocław.
- STAŠKO S., WOJTKOWIAK A., 2004 – Występowanie i jakość wód podziemnych w skałach krystalicznych Sudetów na podstawie badań ujęć. *Prz. Geol.*, **52**, 1: 69–75.
- TARKA R., 1997 – Zasilanie wód podziemnych w krystalicznych masywach górskich na przykładzie badań w masywie Śnieżnika. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **56**: 1–66.
- TARKA R., 2001 – Wodonośność utworów kredy w Sudetach. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 10, cz. 1: 97–107. Wyd. Sudety. Wrocław.
- TARKA R., 2003 – Własności hydrogeologiczne utworów kredy w Sudetach na podstawie badań laboratoryjnych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 11, cz. 1: 237–244. Polit. Gdańska. Gdańsk.
- WALCZAK W., 1968 – Dolny Śląsk. Cz. I Sudety. PWN. Warszawa.
- WOJTKOWIAK A., 2000 – Reżim źródeł obszarów krystalicznych Sudetów Zachodnich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **390**: 167–206.

8.2.2. Subregion środkowej Odry południowy

Informacje ogólne

Subregion środkowej Odry południowy, o powierzchni 16 500 km², należy do podprowincji Niziny Środkowopolskie, makroregiony Nizina Śląska i Nizina Śląsko-Łużycka (J. Kondracki, 2002).

Nizina Śląska jest rozległą równiną rozciągającą się po obu stronach Odry pomiędzy Przedgórzem Sudeckim i Sudetami Wschodnimi, Wyżyną Śląsko-Krakowską oraz Wałem Trzebnickim. Dzieli się na 9 mezoregionów: Wysoczyzną Rościśławską, Pradolinę Wrocławską, Dolinę Nysy Kłodzkiej, równiny: Wrocławską, Niemodlińską, Oleśnicką i Opolską, Płaskowyż Głubczycki, Kotlinę Raciborską. W kierunku północno-zachodnim przechodzi łagodnie w Nizinę Śląsko-Łużycką, a w kierunku północno-wschodnim w Nizinę Południowowielkopolską.

Od południa do Niziny Śląskiej przylega Przedgórze Sudeckie, w skład którego wchodzi: Wzgórza Strzegomskie, Równina Świdnicka, Masyw Ślęży, Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie, Obniżenie Podsudeckie, Obniżenie Otmuchowskie i Przedgórze Paczkowskie. Najbardziej zróżnicowaną częścią Przedgórza Sudeckiego są Wzgórza Strzegomskie i Wzgórza Strzelińskie (do 350 m n.p.m.), zaś najwyższą – Masyw Ślęży (góra Ślęza 718 m).

Rzeki odwadniające Przedgórze Sudeckie i Sudety to Nysa Łużycka, Bóbr, Kwisa, Nysa Kłodzka, Bystrzyca, Oława i Ślęza wraz z dopływami. Największe dopływy prawobrzeżne Odry to rzeki Niziny Śląskiej: Mała Panew, Widawa i Barycz. Wielkość zlewni rzecznych oraz przepływy niskie i średnie sumy opadowe zostały scharakteryzowane w tabeli 8.7.

Region ten to głównie tereny intensywnej gospodarki rolnej z rozległymi kompleksami leśnymi w części północnej i południowo-wschodniej oraz liczne kopalnie odkrywkowe. Najważniejsze ośrodki miejskie to Wrocław, Legnica i Opole.

Klimat i warunki hydrologiczne

Opisywany subregion znajduje się w rejonie klimatycznym śląsko-wielkopolskim. Średnia roczna tempera-

tura powietrza mieści się w przedziale od 6,8 do 7,8°C (W. Wiszniewski, 1973). W niżowej części środkowej Odry roczne sumy opadów zawierają się w przedziale od 544 mm (Środa Śląska) do 715 mm (Bielawa) (tab. 8.7). Najwyższe miesięczne sumy opadów notowane są od maja do lipca i wynoszą 60–140 mm. Przyjmując średni opad roczny w wysokości 640 mm, na parowanie terenu i transpirację przypada średnio 420 mm, spływ powierzchniowy to 65 mm, odpływ podziemny wynosi średnio ok. 110 mm, a pozostałe 45 mm to eksploatacja. Potwierdzeniem tego są badania IMGW. Odpływ podziemny, rozumiany jako średni niski przepływ bazalny, jest zróżnicowany i wynosi od 197 (Nysa Kłodzka w Skorogoszczy) – 201 mm (Nysa Łużycka w miejscowości Przewóz) do 42–87 mm dla Baryczy i Oławy (A. Dubicki red., 2002). Generalnie obszary przedgórza wykazują wyższe zasoby wodne w relacji do obszarów nizinnych.

Budowa geologiczna

W budowie geologicznej regionu środkowej Odry biorą udział trzy zasadnicze jednostki geologiczno-strukturalne. Najstarszą z nich jest blok przedsudecki, zbudowany ze skał proterozoiku i paleozoiku. Drugą jednostką jest monoklina przedsudecka, oddzielona od bloku przedsudeckiego uskokiemi środkowej Odry. Jednostka ta zbudowana jest ze skał permsko-mezozoicznych. Od wschodu przylega do niej region śląsko-krakowski. Wymienione jednostki przykrywa kompleks kenozoicznych osadów paleogenu i neogenu.

W części północnej i zachodniej zlewni środkowej Odry wody podziemne gromadzone są głównie w osadach kenozoicznych (fig. 8.17).

W zlewni Małej Panwi podstawowe znaczenie dla występowania wód mają utwory mezozoiczne triasu śląskiego, tzw. trias opolski i trias północny (A. Rózkowski, 1991), oraz kredy opolskiej, występującej w zachodniej części obszaru na utworach triasu. W mniejszym stopniu kolektorem słodkich wód są utwory plejstocenu.

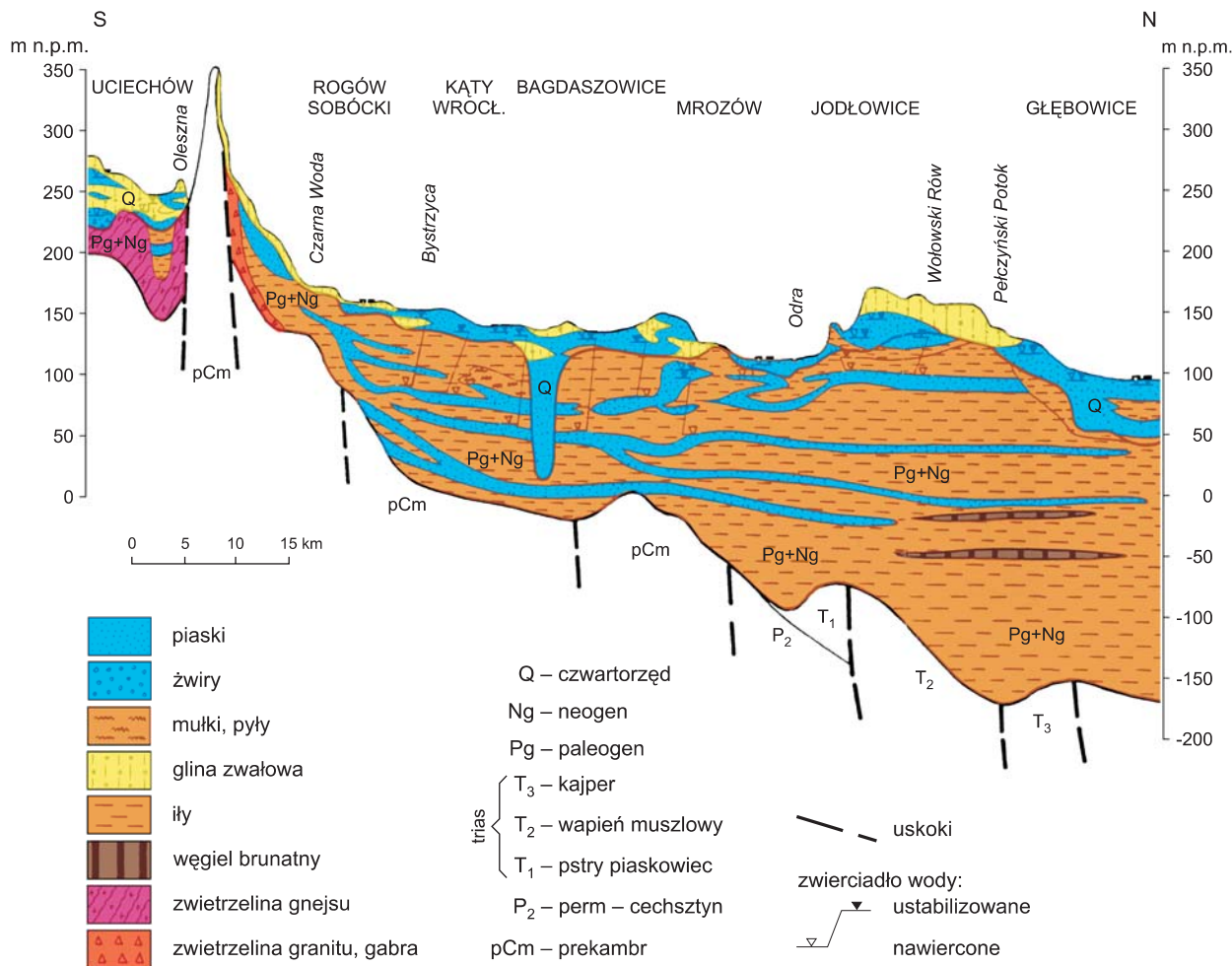


Fig. 8.17. Schematyczny przekrój hydrogeologiczny przez Nizinę Śląską (M. Sachanbiński i in., 2001)

Paleogen i neogen bloku i monokliny przedsudeckiej reprezentuje brzeżną część basenu niżowego bruzdy środkowoeuropejskiej oraz zatoki basenu morskiego Paratetydy (S. Dyjor, 1995). Osady paleogeńskie znane są z okolic Głogowa. Najstarsze osady miocenu dolnego występują w NW części bloku przedsudeckiego i należą do brzeżnej części neogeńskiego basenu niżowego. Są to osady gruboklastyczne serii żarskiej, ze ścinawskim pokładem węgla brunatnego, oraz serii śląsko-łużyckiej, z łużyckimi pokładami węgla brunatnego pochodzącymi z pogranicza miocenu dolnego i środkowego. Osady serii Mużakowa (miocen środkowy) sięgają po obszar Legni-

cy i Wołowa. Po regresji morza na Nizinie Śląskiej utworzyły się rozległe torfowiska, z których powstał pokład węgla brunatnego Henryk. Strefa wału metakarpackiego, w jego śląskiej części, rozdziela tektoniczne zapadliska przedgórskie na część wschodnią – rów Paczków-Kędzierzyn, i zachodnią – rów Roztoka-Mokrzeszów, oraz zapadlisko Męcinki. W części wschodniej powstał kompleks osadów morskich i lądowych serii poznańskiej (środkowy miocen-dolny pliocen), którego miąższość przekracza 500 m. Obejmuje on warstwy kłodnickie, grabowieckie i kędzierzyńskie. W części zachodniej złożone zostały osady głównie gruboklastyczne. W obrębie serii

poznajskiej wydzielono trzy poziomy litostratygraficzne, które powstawały w odmiennych warunkach środowiskowych: poziom ilów szarych, ilów zielonych z glaukonitem i mikrofauną oraz ilów płomienistych. W obrębie brzeżnych części basenu serii poznajskiej powstały rozległe stożki napływowe – seria Gozdniczy (miocen górny–pliocen) – sięgające aż do linii Zielona Góra – Rawicz – Ostrzeszów. Wydzielono tu 6 stref związanych z głównymi sudeckimi rzekami: Praodry, Praosobłogi, Białej Głucholańskiej i Nysy Kłodzkiej, Praoławy oraz Prabysztrzyca, Strzegomki i Kaczawy.

W obszarach na południe od linii Zielona Góra – Lubin – Oborniki – Trzebnica występują zaburzenia glacictoniczne w osadach neogenu. Osady plejstocenu i holocenu występują na całym obszarze subregionu; są zmiennej miąższości, od kilku do maksymalnie 138 m w dolinach kopalnych (J. Kryza 1976, 1983).

Charakterystyka hydrogeologiczna

Czwartorzędowe piętro wodonośne. Plejstocenijskie osady piaszczysto-żwirowe wodnolodowcowe i rzeczne stanowią główny użytkowy poziom wodonośny w północnej części subregionu. Tworzą one zbiorniki dolinne otwarte, dolin kopalnych, sandrowe, poziomy międzymorenowe oraz zbiorniki poligenetyczne. Maksymalne miąższości warstw wodonośnych (50–150 m) są związane z osadami piaszczystymi wypełniającymi struktury rynnowe i doliny kopalne (np. Bogdaszowice, Nieciszów, Oleśnica). Wody tego poziomu charakteryzują się reżimem naporowym, lokalnie swobodnym. Współczynnik filtracji warstw wodonośnych waha się od 1 do 36 m/d (średnio 15 m/d), a przewodność od 190 do 4100 m²/d (średnio 1100 m²/d). Potencjalna wydajność studni wierconej wynosi 51–252 m³/h (średnio 140 m³/h). Struktury rynnowe są głęboko wcięte w utwory neogénskie, w których występują warstwy wodonośne, co sugeruje możliwość dodatkowego zasilania bocznego z neogenu w obrębie rynien (A. Dendewicz, 1986; J. Kryza, 1995; J. Krawczyk i in., 1996; J. Krawczyk, A. Dendewicz, 1997).

Zbiorniki międzymorenowe, o zróżnicowanej miąższości od 5 do 33 m, genetycznie związane są z piaskami i żwirami wodnolodowcowymi zlodowacenia odry. Wy-

stępują one pod serią gliniasto-pylastą o miąższości najczęściej do 15 m. Współczynnik filtracji zmienia się w przedziale od 1 do 77 m/d (średnio 20 m/d), a przewodność od 15 do 900 m²/d (średnio 240 m²/d). Potencjalna wydajność studni wierconej wynosi 5–128 m³/h (średnio 44 m³/h). Podrzednie stwierdzono występowanie wód podziemnych w przewarstwiowaniach piaszczysto-żwirowych w obrębie glin zwałowych. Użytkowy poziom wodonośny przykryty jest glinami i pyłami, izolującymi go częściowo przed przenikaniem zanieczyszczeń.

Z uwagi na ograniczony zasięg rozdzielającego pakietu glin morenowych oba poziomy pozostają w więzi hydraulicznej.

Czwartorzędowe osady piaszczysto-żwirowe w pradolinie Odry stanowią często wykorzystywany zbiornik wód podziemnych. Dolina rzeki, o szerokości od 3 do 10 km, wypełniona jest osadami piaszczysto-żwirowymi o miąższości 5–30 m (średnio 12 m). Współczynnik filtracji kształtuje się w granicach 23–37 m/d, wydajność potencjalna studni 10–90 m³/h, przewodność 118–300 m²/d. Charakterystyczny dla struktury wodonośnej Odry jest brak odporności na zanieczyszczenia z powierzchni, a kontakt hydrauliczny z wodami rzecznoymi stanowi zagrożenie dla jakości wód podziemnych.

Inaczej sytuacja kształtuje się w zlewni Małej Panwi i w dolinie Odry (JCWPd nr 114 i 116). Utwory wodonośne plejstocenu nie tworzą tu ciągłej pokrywy. Najkorzystniejsze warunki do występowania wód stwierdzono w dolinach współczesnych i kopalnych rzek: Małej Panwi i Odry (J. Kryza, 1976, 1983; G.W. Kotlicka, 1980). Dobrze przepuszczalne żwiry i piaski tworzą zbiorniki wód użytkowych. Na obszarach międziodolinnych panują gorsze warunki hydrogeologiczne, ponieważ w profilu geologicznym duży udział mają osady pochodzenia lodowcowego lub wodnolodowcowego z licznymi przewarstwiowaniami słabo przepuszczalnych glin i pyłów. W zasięgu dolin występują na ogół dwa poziomy wodonośne o swobodnym i słabo napiętym zwierciadle. Miąższość utworów wodonośnych osiąga w dolinach 60–80 m (Mała Panew), a poza dolinami jest mniejsza i wynosi 10–20 m. Współczynnik filtracji zawiera się w przedziale od 4,1 do 46,6 m/d, a potencjalna wydajność studni wynosi 10–80 m³/h, przy wydajności jednostkowej 0,4–25 m³/h·m.

W obszarach o najkorzystniejszych parametrach hydrogeologicznych, w zasięgu dolin kopalnych Małej Panwi i Odry, zostały wyodrębnione trzy GZWP: Dolina kopalna rzeki Mała Panew (nr 328 i 334) oraz Dolina kopalna Lasy Niemodlińskie (nr 337) (fig. 8.15). Zasobność tych struktur wodonośnych charakteryzuje moduł zasobów odnawialnych wynoszący $3,0 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$ dla GZWP nr 328 (A. Rózkowski, A. Chmura, A. Siemiński, red., 1997); dla innych obszarów zawiera się w przedziale od $2,5$ do $4 \text{ l/s}\cdot\text{km}^2$.

Neogeńskie piętro wodonośne. Warunki występowania wód podziemnych determinowane są budową geologiczną skonsolidowanego podłoża i pokrywają skał osadowych. Miąższość pokryw osadowych paleogenu i neogenu na obszarze bloku przedsudeckiego, poza strefami wychodni skał krystalicznych, wynosi średnio od 60 – 78 m na południe od Wrocławia do 120 – 168 m w rejonie Borek Strzeliński–Cesarzowice. Piętro to odgrywa dominującą rolę na obszarze bloku przedsudeckiego i pod względem zasobności zajmuje drugie, lokalnie pierwsze miejsce na obszarach nizinnych. Tworzą je głównie piaski i żwiry, rzadziej osady drobniejsze stanowiące nieregularne wkładki, warstwy lub soczewy w obrębie dominujących skał ilastych (fig. 8.17). Wodonośne serie położone są na różnej głębokości, od 20 do 150 m . W rejonie rowu Rozтока–Mokrzeszów w okolicach Świdnicy zawadnione piaski osiągają miąższość do 80 m , co sprawia, że studnie są bardzo wydajne (J. Fistek i in., 1995; J. Gurwin, M. Lubczyński, 2005). Zrębowa budowa bloku przedsudeckiego pozwala wyróżnić w rowach tektonicznych kilka niecek wypełnionych osadami kenozoiku. Niecki te tworzą odrębne podsystemy krążenia wód. Są to: niecka Jawora, zapadlisko Męcinki, niecka Świdnicy, rów Rozтока–Mokrzeszów, niecka Ziębic, rów Paczkowa. Struktury te wyróżniają się większą zasobnością na tle otaczających je obszarów zrębów i wyniesień ubogich w wody podziemne. Wydajność studni w rejonie Świdnicy wynosi od 55 do $150 \text{ m}^3/\text{h}$. W pozostałej części zlewni Bystrzycy ujęcia z utworów neogeńskich zapewniają średnio $32,9 \text{ m}^3/\text{h}$, o $12 \text{ m}^3/\text{h}$ więcej niż z formacji czwartorzędowej (S. Buczyński, S. Staśko, 2004).

W części północno-zachodniej subregionu, w okolicach Chocianowa, Żar czy Kaniowa, miąższość serii wodonoś-

nych wynosi od 40 do 90 m . W rejonie Legnica–Szprotawa w obrębie utworów mioceńskich stwierdza się występowanie 1 – 3 warstw wodonośnych o niewielkiej miąższości, do 20 m . Wydajność studni wynosi od 10 do $30 \text{ m}^3/\text{h}$.

Opis warunków hydrogeologicznych formacji paleogeńsko-neogeńskiej w rejonie lubińsko-głogowskim zawiera praca T. Bocheńskiej i in. (1998).

W rejonie Kątów Wrocławskich, Środy Śląskiej i Brzegu w utworach neogeńskich występują rozległe zbiorniki o znacznych zasobach wód podziemnych. Współczynniki filtracji wynoszą od $1,8$ do $14,7 \text{ m/d}$, a przewodność wodna od 24 do $159 \text{ m}^2/\text{d}$. Wydajności potencjalne studni są równie zmienne, od poniżej $10 \text{ m}^3/\text{h}$, poprzez 10 – $30 \text{ m}^3/\text{h}$, do 50 – $70 \text{ m}^3/\text{h}$ (Cesarzowice, Karczyce, Malczyce, Szczepanów i Łososiowice).

Kredowe piętro wodonośne. Utwory tzw. kredy opolskiej charakteryzują się występowaniem dwóch poziomów wodonośnych. Poziom górny związany jest ze spekanymi marglami i wapieniami turonu, o lokalnym i niewielkim zawadnieniu. Jest to poziom szczelinowy, podścielony serią utworów marglisto-ilastych, oddzielających ten poziom od niższego poziomu w utworach cenomanu. Piaski i piaskowce cenomanu tworzą rozległy, nieckowaty, szczelinowo-porowy zbiornik wodonośny o zwierciadle napiętym. Jednakże występowanie wód słodkich w utworach cenomanu jest ograniczone do wychodni kredy górnej na garbie Opola, ponieważ ku zachodowi mineralizacja wód pod przykryciem utworów słabo przepuszczalnych szybko wzrasta. Zbiornik ten charakteryzuje się korzystnymi parametrami hydrogeologicznymi i ma znaczenie użytkowe. Jego miąższość wynosi 5 – 20 m i wzrasta wraz z upadem warstw, współczynnik filtracji $0,02$ – $25,9 \text{ m/d}$, a wydajność studzien od kilku do $180 \text{ m}^3/\text{h}$, przy wydajnościach jednostkowych od $0,2$ do $24 \text{ m}^3/\text{h}$. W poziomie wodonośnym cenomanu został wyodrębniony GZWP nr 336 – Niecka opolska.

Triasowe piętro wodonośne. W profilu utworów triasu występują 3 – 4 poziomy wodonośne. W części zachodniej subregionu występują poziomy kajpru, wapienia muszlowego i retu (S. Staśko, 1992), a w części wschodniej także piaski i piaskowce dolnego triasu, tworzące słabo zasobny poziom warstw świerklanieckich (K. Rubin, H. Rubin, 1995). W części zachodniej poziom ten łącznie z piaskow-

camy czerwonego spągowca tworzy zasobny kompleks wodonośny. Wschodnie warstw wodonośnych w utworach węglanowych wapienia muszlowego i retu są zlokalizowane w obrębie JCWPd nr 116 na południe od Opola i rozciągają się w kierunku wschodnim ku Strzelcom Opolskim i dalej w rejon Tarnowskich Gór (fig. 8.16).

Wody w utworach kajpru występują lokalnie, w prze-warstwieniach piaskowców i wapieni w obrębie kompleksu iłów i iłolupków.

Najzasobniejszym zbiornikiem wód podziemnych jest szczelinowo-krasowo-porowy poziom wodonośny wapienia muszlowego. Pod nim zalega poziom wodonośny retu, który tworzą wapień i dolomity, i jest to również poziom szczelinowo-krasowo-porowy. We wschodniej części obszaru obydwie te poziomy mogą mieć łączność hydrauliczną i dlatego są łączone w jeden kompleks wodonośny serii węglanowej triasu (A. Rózkowski red., 1990). W obrębie utworów węglanowych wapienia muszlowego i retu zostały wydzielone dwa szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych: GZWP nr 333 – Opole–Zawadzkie

i GZWP nr 327 – Lubliniec–Myszków (fig. 8.15 i 8.18). Miąższość całego węglanowego kompleksu wodonośnego wynosi od ok. 10 m na wychodniach do ok. 250 m, a nawet ponad 300 m. Generalnie korzystniejszymi parametrami hydrogeologicznymi cechuje się poziom wodonośny wapienia muszlowego. Wydajności studni są zróżnicowane, od kilkunastu do 310 m³/h, maksymalnie do 600 m³/h (GZWP nr 327 – Lubliniec–Myszków). Zasoby wód podziemnych tych dwóch GZWP są wysokie, a warunki do ich ujmowania lokalnie bardzo korzystne. Moduł zasobów odnawialnych GZWP Lubliniec–Myszków zawiera się w przedziale od ok. 1 do 3,4 l/s·km², średnio wynosi 1,24 l/s·km² (A. Kowalczyk, 2003). Łączne zasoby odnawialne wynoszą ok. 280 tys. m³/d. Moduł odpływu podziemnego w GZWP nr 333 – Opole–Zawadzkie zawiera się w przedziale od 2,45 do 5,87 l/s·km², co stanowi ok. 78% odpływu całkowitego (S. Staśko, 1992).

Piaskowce dolnego triasu (pstręgo piaskowca) oraz permu (czerwonego spągowca) tworzą zbiornik typu porowego o charakterze artezyjskim, który wraz z komplek-

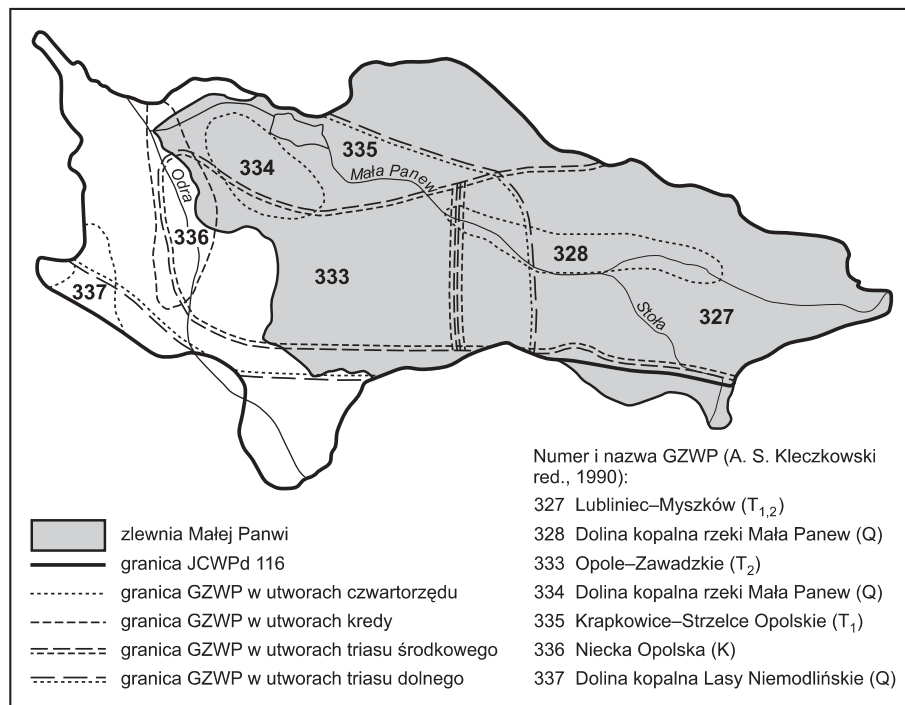


Fig. 8.18. Lokalizacja GZWP w obrębie JCWPd nr 116

sem węglanowym tworzy wielopoziomowy system wód podziemnych. Charakteryzuje się on korzystnymi parametrami hydrogeologicznymi i zasobowymi i ma znaczenie użytkowe. W zasięgu tego poziomu został wyodrębniony GZWP nr 335 – Krapkowie–Strzelce Opolskie. We wschodniej części regionu poziom wodonośny niższego pstręgo piaskowca, nazywany poziomem warstw świerklanieckich, ma mniejszą miąższość, w granicach 10–30 m (K. Rubin, H. Rubin, 1995). Jest to poziom o niewielkiej zasobności; współczynnik filtracji jest rzędu 10^{-5} m/s, a wydajność pojedynczej studni wynosi od kilku do ok. 30 m³/h. Jest eksploatowany nielicznymi studniami i jest słabo poznany pod względem hydrogeologicznym.

W rejonie Wrocławia piętro wodonośne triasu stwierdzono w piaskowcach i wapieniach na głębokości 180–350 m (Z. Biel i in., 1983). Artyzyczne zwierciadło wody w skałach wapiennych triasu stabilizowało się 10–15 m nad powierzchnią terenu, w trakcie badań i pompowań ulegało jednak obniżaniu. Wydajność studni wynosi od 32 do 320 m³/h, przy depresjach 5–24 m. Wysoka mineralizacja wód, przekraczająca 2 g/dm³, utrudnia ich wykorzystanie do celów komunalnych.

Skały krystaliczne podłoża na obszarze Przedgórze Sudeckiego są generalnie mało i średnio zawodnione. Wydajność studni zawiera się w przedziale od 0,2 do 67,0 m³/h, średnio 5,9 m³/h (S. Staško, R. Tarka, 1995).

Systemy krążenia wód podziemnych

Zasilanie warstw wodonośnych czwartorzędu zachodzi na powierzchni głównie w obszarach wyniesionych. Zasilanie piętra neogeńskiego następuje drogą przesączania z nadległych warstw czwartorzędowych poprzez nadkład ilasto-gliniasty o dużej miąższości i lokalnie na drodze bocznych kontaktów. Ze względu na płaskie zaleganie poziomów wodonośnych i niewielkie różnice położenia obszarów zasilania i drenażu w części nizinnej dominują systemy regionalnych przepływów. Jak wykazały badania modelowe, dopływ z formacji krystalicznych do utworów neogeńskich może osiągać nawet 20% zasilania całkowitego (S. Buczyński, 2005).

Bazą drenażu piętra czwartorzędowego i neogeńskiego jest dolina Odry i jej główne dopływy. System dyslokacji środkowej Odry umożliwia również dopływ z głębokich poziomów triasowych i neogenu, co znajduje odzwierciedlenie w chemizmie wód.

Krążenie wód podziemnych w JCWPd nr 116 zachodzi w wielopoziomowym systemie obejmującym poziom wodonośny od plejstocenu do permotriasu. System krążenia wód, w generalnym zarysie, jest zdeterminowany różnicą położenia obszarów morfologicznie wyniesionych w strefie działu wodnego I rzędu we wschodniej i południowej części jednostki, i obniżonych w dolinie Odry w części zachodniej. Położenie zwierciadła wody w poziomach wodonośnych triasu pomiędzy wschodnią granicą JCWPd 116 w górnej części zlewni Małej Panwi i zachodnią w rejonie Opola zmienia się od 295 m n.p.m. (A. Kowalczyk, 2003) do 125 m n.p.m. (S. Staško, 1992). W Opolu obserwuje się odbudowę zwierciadła wód podziemnych do rzędnych 160–170 m n.p.m. na skutek przeniesienia eksploatacji wód na południe, w rejon Grotowic. Nachylenie powierzchni piezometrycznej w kierunku zachodnim i północno-zachodnim wyznacza główny kierunek przepływu wód podziemnych. Ten kierunek, uwarunkowany bazą drenażu w dolinie Odry, wyznacza regionalny system przepływu wód i jest lokalnie modyfikowany przez duże ujęcia oraz strefy tektoniczne i krasowe. Dolina kopalna Małej Panwi stanowi podstawę drenażu dla pośredniego systemu krążenia wód.

Badania izotopowe wieku wód podziemnych wykazują czas wymiany poniżej 35 lat do głębokości 200 m, podczas gdy wody interglacjalne, glacialne i mieszane stwierdza się poniżej głębokości 400 m na północ od Opola (W. Ciężkowski i in., 1989). Lokalne systemy przepływu wód podziemnych są związane z niektórymi ciekami i źródłami, z kopalniami surowców skalnych oraz z dużymi ujęciami studziennymi, które zmieniają kierunki przepływu i deformują układ krążenia wód (S. Staško, 1992; A. Kowalczyk, 2003).

Chemizm i jakość wód podziemnych

Badania z lat 90. ubiegłego stulecia wód **plejstocenijskiego poziomu przypowierzchniowego** w studniach

kopanych w niecce Wrocławia wykazały złą jakość wody (III klasa). Przekroczenia stwierdzono w odniesieniu do suchej pozostałości, siarczanów, azotanów, potasu i żelaza, co jest skutkiem zanieczyszczeń antropogenicznych (M. Sachanbiński i in., 2001). Skład chemiczny wód podziemnych piętra czwartorzędowego w rejonie dolin kopalnych cechuje się dużymi wahaniami stężeń poszczególnych jonów i wskaźników. Są to zwykle wody wielojonowe. Wody struktury rynnowej Radakowice–Bogdaszowice wykazują niską mineralizację. Wody głębszych poziomów piętra czwartorzędowego są wodami dobrej jakości typu wodorowęglanowo-wapniowego. Charakteryzują się niską mineralizacją ogólną od 156 do 360 mg/dm³. Są to wody obojętne i słabo zasadowe (pH 6,8–7,4), średnio twarde (3,2–5,2 mval/dm³) oraz o nieco podwyższonych zawartościach żelaza (do 1,72 mg/dm³) i manganu (do 0,5 mg/dm³).

Lepsze parametry jakościowe stwierdzono w rejonie Oleśnicy – GZWP nr 322 (*op.cit.*). Mineralizacja ogólna zawiera się w przedziale od 136 do 668 mg/dm³. Stężenie jonów siarczanowych jest niskie i waha się od 2,4 do 29 mg/dm³. Również jony chlorkowe nie przekraczają 20 mg/dm³. Stężenia związków azotu w formie NO₂ i NO₃ zawierają się w granicach, odpowiednio, 0,009–0,03 i 0,4–13,2 mg/dm³, żelaza 0,2–0,9 mg/dm³, manganu 0,12–0,56 mg/dm³. Badania dla potrzeb Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000 wykazały, że jakość wód czwartorzędowego użytkowego piętra wodonośnego można zaliczyć do klasy II i III. Wody te należą do klas 8, 9, 27, 6, 15 w klasyfikacji Szczukariewa-Prikłońskiego i są to wody wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe, wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowe lub siarczanowo-wapniowo-magnezowe. W zlewni Bystrzycy wody piętra czwartorzędowego należą w 82% do I klasy jakości, w 12% do II klasy i w 6% do klasy III (S. Buczyński, 2005).

Wody **neogeńskiego piętra wodonośnego** w rejonie Wrocławia to wody o mineralizacji ogólnej od 852 do 1348 mg/dm³, odczynie obojętnym, średnio twarde i twarde (2,8–12,3 mval/dm³, średnio 7,2 mval/dm³). Żelazo i mangan występują najczęściej w ilościach ponadnormatywnych (Fe – średnio 1,0 mg/dm³, Mn – średnio 0,2 mg/dm³). Stwierdza się podwyższoną zawartość siar-

czanów (do 324 mg/dm³), co przypuszczalnie jest spowodowane ascencją wód triasowych (wapienia muszlowego) w obszarach, gdzie utwory kenozoiczne leżą bezpośrednio na wapieniu muszlowym. W rejonie Środy Śląskiej (GZWP nr 319) mineralizacja wód piętra neogeńskiego wynosi od 95 do 472 mg/dm³, średnio nieco powyżej 260 mg/dm³. Odczyn wód jest na ogół obojętny, zawartość żelaza i manganu powyżej 0,5 mg/dm³. Związki azotu z reguły występują w minimalnych ilościach, z wyjątkiem ujęć w rejonie Kulina, Rakoszyc oraz w Wichrowie.

Wody piętra neogeńskiego są typu wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego i wodorowęglanowo-wapniowego. Wody I klasy jakości stanowią 67,5%, a II klasy – 32,5% (S. Buczyński, 2005). Typowy skład chemiczny wód formacji neogeńskiej w zlewni Bystrzycy przedstawiono na wykresie prawdopodobieństwa (fig. 8.19). Podstawowe jony wykazują stabilny rozkład, za wyjątkiem zróżnicowanych stężeń żelaza i azotanów. Strefa wód słodkich sięga do głębokości 238 m na obszarze bloku przedsudeckiego i nie przekracza 200 m na monoklinie przedsudeckiej.

W południowo-wschodniej części subregionu w zlewni Małej Panwi (JCWPd nr 116) w **piętrze wodonośnym triasu** wody poziomu wapienia muszlowego, występujące do głębokości 400 m, charakteryzują się niską mineralizacją, maksymalnie do 420 mg/dm³. W poziomie retu wody słodkie występują tylko do głębokości ok. 100–150 m, głębiej następuje szybki wzrost mineralizacji uwarunkowany obecnością gipsów i anhydrytów (S. Staško, 1992). Wody tych poziomów są wielojonowe typu: HCO₃–Ca–Mg i HCO₃–SO₄–Ca–Mg oraz SO₄–HCO₃–Ca–Mg. W rejonach podatnych na zanieczyszczenia z powierzchni, głównie w strefie wychodni utworów wodonośnych, wody te lokalnie zawierają podwyższone stężenia azotanów, od 1 do 100 mg/dm³. W części wschodniej obszaru, w zasięgu GZWP nr 327 Lubliniec–Myszków, mineralizacja wód węglanowego kompleksu wodonośnego wynosi przeważnie od 300 do 800 mg/dm³. Są to głównie wody typu HCO₃–Ca–Mg i HCO₃–SO₄–Ca–Mg, chociaż zdarzają się wody typu SO₄–HCO₃–Ca–Mg. W obszarze wychodni stwierdza się podwyższone zawartości azotanów, żelaza i manganu. Przeważają wody klas jakości Ib i II, cho-

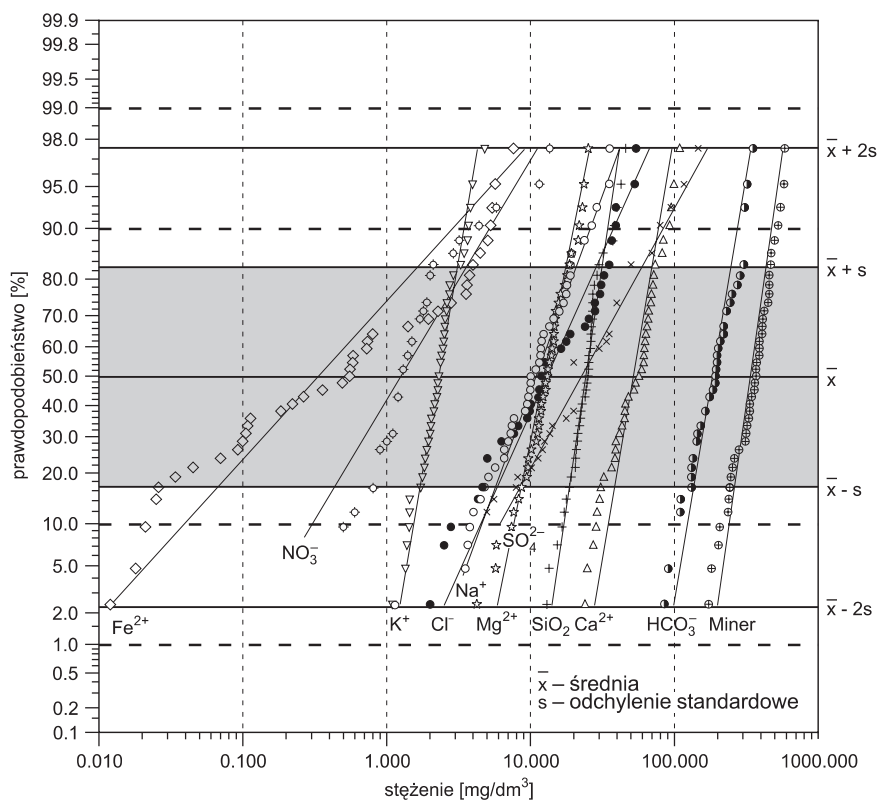


Fig. 8.19. Skład chemiczny wód podziemnych piętra neogeńskiego w zlewni Bystrzycy (S. Buczyński, 2005)

cięż występują także wody klasy III. W części południowej subregionu wodonośne utwory triasu występują na powierzchni lub pod przepuszczalnymi utworami plejstocenu. Z tego względu są podatne i bardzo podatne na zanieczyszczenia. Skutkiem tego mogą być lokalnie zanieczyszczone związkami azotu z terenów rolniczych.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

W subregionie wydzielono 15 głównych zbiorników wód podziemnych (A.S. Kleczkowski, 1990) (fig. 8.15): GZWP nr 301 – Zasięki–Nowa Sól, GZWP nr 315 – Chocianów–Gozdnicza, GZWP nr 316 – Lubin, GZWP nr 318 – Słup–Legnica, GZWP nr 319 – Prochowice–Środa Śląska, GZWP nr 320 – Pradolina Odry (Wrocław), GZWP nr 322 – Oleśnica, GZWP nr 327 – Lubliniec–Myszków, GZWP nr 328 i 334 – Dolina kopalna rzeki Mała Panew,

GZWP nr 333 – Opole–Zawadzkie, GZWP nr 335 – Krapkowice–Strzelce Opolskie, GZWP nr 336 – Niecka opolska, GZWP nr 337 – Dolina kopalna Lasy Niemodlińskie oraz GZWP nr 338 – Paczków–Niemodlin. Zbiorniki te gromadzą wody w formacjach głównie plejstocenu, pliocenu i miocenu, podrzędnie w skałach oligocenu oraz kredy i triasu. Ich szczegółowa charakterystyka zawarta jest w tabeli 8.14.

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W subregionie środkowej Odry południowym wyznaczono osiem jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) o numerach: 67, 68, 69, 75, 92, 93, 113, 114 i 116 (fig. 8.16, tab. 8.15).

W części północno-zachodniej subregionu, w dorzeczu Nysy Łużyckiej, wydzielono część dolną zlewni jako

Tabela 8.14

**Charakterystyka głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wydzielonych w subregionie
środkowej Odry południowym**

Numer i nazwa zbiornika	Stratygrafia	Powierzchnia zbiornika [km ²]	Typ ośrodka wodonośnego	Klasa jakości wody	Głębokość ujęć [m]	Zasoby dyspozycyjne	
						[tys. m ³ /d]	moduł [dm ³ /s·km ²]
301 – Pradolina Zasiiek (Nowa Sól)	Q	213	porowy	Ic	30	53	2,89
315 – Chocianów–Gozdnicza	Q	1052	porowy	Ic	60	292	3,21
316 – Lubin	Ng	296	porowy	Ic	130	27	1,07
318 – Słup–Legnica	Q	70	porowy	Ic	15	15	2,48
319 – Prochowice–Środa Śląska	Ng	645	porowy	Ib	65	28	0,50
320 – Pradolina Odry (Wrocław)	Q	231	porowy	Ic	12	25	1,24
322 – Oleśnica	Q	231	porowy	Ib	30–160	60	3,0
327 – Lubliniec–Myszków*	T ₁ , T ₂	2111	szczelinowo- -krasowy	Ic	100–200	222**	1,22
328 – Dolina kopalna rzeki Mała Panew	Q	158	porowy	Ic	śr. 60	156	11,4
333 – Opole–Zawadzkie	T ₂	750	szczelinowo- -krasowy	Ib	120–140	200	3,1
334 – Dolina kopalna rzeki Mała Panew	Q	80	porowy	Ic	śr. 70	100	14,47
335 – Krapkowice– Strzelce Opolskie*	T ₁	2050	szczelinowy i szczelinowo- -porowy	Ib, Ic	100–600	50	0,28
336 – Niecka opolska	K	138	szczelinowy i szczelinowo- -porowy	Ib	50–80	25	2,1
337 – Dolina kopalna Lasy Niemodlińskie*	Q	160	porowy	Ic	śr. 35	25	1,81
338 – Paczków–Niemodlin	Ng	735	porowy	Ic	120	60	0,94

* – wartości odnoszą się do całego GZWP

** – zasoby ustalone; zasoby pozostałych GZWP – szacunkowe (wg L. Skrzypczyka, 2003)

Stratygrafia: Q – czwartorzęd, Ng – neogen, K – kreda, T₂ – trias środkowy, T₁ – trias dolny

Klasy jakości wody: Ib – wody o dobrej jakości wymagające prostego uzdatniania ze względu na zawartość Fe, Mn i N-NH₄, Ic – wody o dobrej jakości wymagające prostego uzdatniania ze względu na zawartość Fe, Mn, mętność i/lub barwę

JCWpd 67, a na południowy wschód od niej JCWPd 68 w strefie zaburzeń glacitektonicznych w rejonie Gubina. Rozciągająca się równoległe do Sudetów rozległa jednostka JCWPd 69 stanowi dolną część zlewni Bobru i Kaczawy. JCWPd 92 obejmuje krystalinik Wzgórz Strzegomskich, a JCWPd 75 – dolinę Odry w strefie Kotliny

Ścinawskiej, Brzegu Dolnego i Obornik Śląskich. JCWPd 114 obejmuje przedgórskie fragmenty Nysy Kłodzkiej, Ślęży, Bystrzycy, Osobłogi i Oławy. Zlewnie Widawy i Stobrawy stanowią JCWPd 93, ta z kolei przylega do zlewni Małej Panwi i doliny Odry tworząc jednostkę nr 116.

Charakterystyka hydrogeologiczna jednolitych części wód podziemnych (JCWP) wydzielonych w subregionie środkowej Odry południowym

Nr JCWPd	Pow. [km ²]	Stratygrafia	Rodzaj ośrodka skalnego	Miąższość [m]	Współcz. filtracji [m/d]	Izolacja	Położenie JCWPd
67	846	Q	porowy	10–40	10–30	3	dolna część zlewni Nysy Łużyckiej
68	874	Ng(Q)	porowy	>40	1–10	2	strefa zaburzeń glacictonicznych Wzgórz Gubińskich
69	3690,6	Q(Ng)	porowy	20–40	10–100	1–2	dolina dolnego Bobru–Legnica
75	1596	Q(Ng)	porowy	10–20	10–30	3	przyodrze Wrocław–Kotlina Ścinawska
92	458	PZ–PR	szczelinowy	>40	1–10	3	krystalinik Wzgórz Strzegomskich
93	4114	Q(Ng)	porowy	10–20	10–100	2	zlewnie Widawy i Oławy i Stobrawy
113	856	PZ–PR	szczelinowy	>40	0,1–1	3	krystalinik Ślęzy, Wzgórz Niemczańskich i Strzelińskich (zlewnie Bystrzycy, Ślęzy i Oławy)
114	5452	Ng(Q)	porowy	10–20	1–10	1	przedgórskie zlewnie Nysy Kłodzkiej, Ślęzy, Bystrzycy i Osobłogi
116	2839	Q(K)	porowy	<10	10–30	1–2	zlewnia Małej Panwi

Izolacja: 1 – korzystna (ciągły nadkład wód podziemnych ze spoistych warstw o rozległym rozprzestrzenieniu i miąższości >10m), 2 – średnia (ciągły nadkład wód podziemnych ze spoistych warstw, jednak ze zmienną miąższością), 3 – niekorzystna (nadkład wód podziemnych ze spoistych warstw o miąższości <10 m)

Symbole stratygraficzne: Q – czwartorzęd, Ng – neogen, K – kreda, PZ – paleozoik, PR – proterozoik; symbol wieku w nawiasie odnosi się do podrzędnego użytkowego poziomu wodonośnego

Na opisywanym obszarze największe rozprzestrzenienie na powierzchni mają osady paleogenu i neogenu. Są to poziomy głównie porowe oraz szczelinowo-porowe i szczelinowo-krasowe. Pod względem geochemicznym są to środowiska skał krzemionkowych oraz węglanowych. Wody słodkie stwierdza się do głębokości 480 m.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

W całym regionie środkowej Odry (teren działań RZGW Wrocław) zasoby dyspozycyjne i perspektywiczne wód szacuje się na 4893 tys. m³/d (tab. 8.12). Największe zasoby zgromadzone są w strefie przyodrza oraz takich rzek, jak: Bóbr z Kwisą, Nysa Łużycka, Widawa i Mała Panew. W górnej części zlewni Nysy Łużyckiej wody te są zagrożone na skutek działalności górniczej. Sto-

pień wykorzystania wód podziemnych jest niewielki i nie przekracza 30–50% zasobów dyspozycyjnych; w regionie dolnośląskim wynosi on 27,4% z poziomu plejstocenijskiego i 44,5% z formacji neogenu (S. Staško, 2001). Na przykład w zlewni Bystrzycy na obszarze bloku przedsudeckiego o powierzchni 1380 km² dla 63 ujęć wód podziemnych zatwierdzono zasoby eksploatacyjne w ilości 106 tys. m³/d. W 2004 r. pobór wynosił 39,9% (S. Buczyński, 2005).

Najwyższe zasoby odnawialne i dyspozycyjne wód podziemnych na obszarze JCWPd 116 mają poziomy wodonośne triasu (wapienia muszlowego i retu). Dla dwóch zbiorników szczelinowo-krasowych wydzielonych w tych utworach (GZWP Opole–Zawadzkie i GZWP Lubliniec–Myszków) szacunkowe zasoby dyspozycyjne wynoszą ok. 512 tys. m³/d (L. Skrzypczyk, 2003). Łącz-

Tabela 8.16

**Zestawienie dużych ujęć i wielkości eksploatacji wód podziemnych
(dane z 2005 r.)**

Nazwa ujęcia/miejscowość	Nr JCWPd	Zlewnia rzeki	Wydajność eksploatacyjna [m ³ /d]	Piętro wodonośne
Komorów	67	Nysa Łużycka	3450,0	Q i Ng
Glinka Górna	68	Nysa Łużycka	2805,0	Q
Sieniawa Żarska	68	Nysa Łużycka	6256,7	Q i Ng
Żary	68	Bóbr	6256,7	Q
Żagań	69	Bóbr	5758,9	Q
Szprotawa Zarzecze	69	Bóbr	3224,1	Q
Jawor-Park	69	Kaczawa	3902,0	Q i Ng
Lubin	75	Przyodrze	7359,1	Q
Osiek I i II	75	Przyodrze	3497,3	Q
Łososiowice „Rokita”	75	Przyodrze	2569,9	Q i Ng
Gierszowice	93	Przyodrze	8300,0	Q
Smardzów	93	Widawa	4438,3	Q
Namysłów	93	Widawa	3149,0	Q
Kluczbork	93	Widawa	3477,3	Q
Unisław Śl.	110	Nysa Kłodzka	3120,5	P i C
Świątniki	113	Bystrzyca	2958,9	Q
Olszany	114	Bystrzyca	3587,7	Q i Ng
Krapkowice	114	Nysa Kłodzka	3312,3	Q i Ng
Świdnica	114	Bystrzyca	5694,8	Ng
Strzelin	114	Nysa Kłodzka	5694,8	Q i Ng
Zawada k. Opola	116	Mała Panew	14447,1	Q
Strzelce Opolskie	116	Mała Panew	4520,5	T
Kokotek	116	Mała Panew	2537,5	Q
Tworóg	116	Mała Panew	4282,2	T
Bibiela	116	Mała Panew	66583,6	T
Huta „Miasteczko Śląskie”	116	Mała Panew	2462,8	T
Boruszowice	116	Mała Panew	12860,2	T
Opole ul. Oleska	116	Przyodrze	5838,0	K + T
Miedary	131	Mała Panew	10506,8	T
Kopalnia Strzelce Opolskie	GZWP 333	Mała Panew	21300	T
Kopalnia Tarnów Opolski		Przyodrze	62000	T
Kopalnia Górażdże		Przyodrze	4100	T

nie szacunkowe zasoby dyspozycyjne 15 GZWP subregionu wynoszą 1338 tys. m³/d (tab. 8.14).

Wody podziemne w obszarze JCWPd 116 są eksploatowane licznymi ujęciami studziennymi, a w zasięgu GZWP nr 333 Opole–Zawadzkie drenowane przez górnictwo surowców skalnych. Zestawienie głównych ośrodków drenażu wód podziemnych zawiera tabela 8.16. Łączny drenaż górniczy wód z poziomów triasu wynosił w 1999 r. 87 tys. m³/d i był o 30 tys. m³/d wyższy od eksploatacji ujęć studziennych (J. Kryza, 2001). Wysoki pobór wód podziemnych przez kopalnie przyczynia się do zmiany naturalnego systemu obiegu i powoduje lokalnie niekorzystne zmiany jakości wód.

Zmiany w eksploatacji dobrze ilustruje praca ujęcia Bibiela. Ujęcie to, zlokalizowane we wschodniej części subregionu (fig. 8.20), eksploatuje ok. 66 000 m³/d wody z węglanowego kompleksu wodonośnego triasu. Drenaż górniczy wód i eksploatacja ujęciami studziennymi spowodowały lokalne, głębokie obniżenia zwierciadła wody, największe w rejonie Strzelec Opolskich i w rejonie samego ujęcia, o ok. 20–40 m w stosunku do stanu pierwotnego.

W obszarach zasilania wód podziemnych, szczególnie w południowej części GZWP nr 333, nastąpiło pogorszenie się jakości wód z powodu podwyższonych stężeń azotanów, co spowodowało wyłączenie kilku ujęć z eksploatacji. Największy ładunek azotanów pochodził z terenów rolniczych i nieskanalizowanych obszarów zabudowanych (H. Kryza, J. Kryza, 2001).

W pozostałej części subregionu największe ujęcia wód podziemnych o poborach powyżej 5 tys. m³/d to: Zawada k. Opola, Miedary, Boruszowice, Żary, Żagań, Lubin, Gierszowice, Świdnica (tab. 8.16). Spadek poboru od 1990 r. objawia się poprawą jakości eksploatowanych wód podziemnych.

Ujęcia dla Wrocławia i Legnicy bazują głównie na wodach powierzchniowych, pomimo iż w bliskiej odległości znajdują się zasobne zbiorniki wód podziemnych w okolicach Oleśnicy, Prochowice–Środa czy w kopalnej strukturze Bogdaszowice–Radakowice.

Subregion ten posiada duże rezerwy zasobów wód podziemnych, które mogą być z powodzeniem wykorzystane w przyszłości.

Literatura

- BIEL Z., DENDEWICZ A., MŁODZIANOWSKI S., 1983 – Wodonośność utworów triasu w rejonie Wrocławia. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*, t. 2: 150–161. Wrocław.
- BOCHEŃSKA T., GURWIN J., MARSZAŁEK H., POPRAWSKI L., WAŚNIK M., 1998 – Kenozoiczne zbiorniki wód podziemnych rejonu Lubin–Głogów. *Acta Univ. Wratisl.* 2109: 173 ss.
- BUCZYŃSKI S., 2005 – Warunki hydrogeologiczne osadowych formacji trzeciorzędu bloku przedsudeckiego na przykładzie zlewni Bystrzycy. *Arch. Uniw. Wrocław. Wrocław.*
- BUCZYŃSKI S., STAŚKO S., 2004 – Zmiany i tendencje zachodzące w gospodarce wodami podziemnymi na terenie Dolnego Śląska na przykładzie zlewni Bystrzycy. *W: Geologiczne i środowiskowe problemy gospodarowania i ochrony doliny górnej i środkowej Odry*: 165–177. Wrocław.
- CIEŹKOWSKI W., GRABCZAK J., KRYZA J., PORAWSKI L., WITCZAK S., ZUBER A., 1989 – Izotopowe badania wieku i cyrkulacji wód monokliny i depresji opolskiej. *Pr. Nauk. Inst. Geotechn. PWroc.*, 58: 409–418.
- DENDEWICZ A., 1986 – Nowe struktury wodonośne w regionie wrocławskim. Wyd. Polit. Wrocław. Wrocław.
- DUBICKA M., 2004 – Wpływ cyrkulacji atmosfery na kształtowanie warunków klimatu Wrocławia. *Pr. Geogr.*, 60.
- DUBICKI A. (red.), 2002 – Zasoby wodne w dorzeczu górnej i środkowej Odry w warunkach suszy. IMGW Warszawa.
- DYJOR S., 1995 – Rozwój kenozoiku na bloku przedsudeckim. *Przew. 56. Zjazdu Pol. Tow. Geol. cz. 1*: 29–40. Wrocław.
- FISTEK J., STAŚKO S., ZIELIŃSKI W., 1995 – Wody podziemne bloku przedsudeckiego. *W: Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego*. 56. Zjazd Pol. Tow. Geol. *Ann. Soc. Geol. Pol.* wyd. spec.: 255–271.
- GURWIN J., LUBCZYŃSKI M., 2005 – Modeling of complex multi-aquifer systems for groundwater resources evaluation – Swidnica study case (Poland). *Hydrogeol. J.*, 13, 4: 627–640.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Objasnienia do Mapy obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony. Skala 1:500 000. AGH. Kraków.

- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KOTLIĆKA G.N., 1980 – Badania hydrogeologiczne doliny Odry k/Raciborza metodą modelowania. Arch. Państw. Inst. Geol. Oddz. Górnośląski. Sosnowiec.
- KOWALCZYK A., 2003 – Formowanie się zasobów wód podziemnych w utworach węglanowych triasu śląsko-krakowskiego w warunkach antropopresji. *Pr. Nauk. UŚl.*, 2152: 196 ss. Katowice.
- KRAWCZYK J., BOROWIEC A., JĘDRUSIK M., NOWAK A., KUZYNKÓW A., 1996 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych w utworach czwartorzędowych, trzeciorzędowych i triasowych rejonu niecki wrocławskiej (II etap) z uwzględnieniem GZWP. Arch. PG Proxima. Wrocław.
- KRAWCZYK J., DENDEWICZ A., 1997 – Zawodnienie i zbiorniki wód podziemnych trzeciorzędowych niecki wrocławskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 8: 103–105. Wyd. WIND. Wrocław.
- KRYZA H., KRYZA J., 2001 – Zanieczyszczenie wód podziemnych triasu opolskiego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 10, cz. 1: 33–44. Wyd. Sudety. Wrocław.
- KRYZA J., 1976 – Hydrogeologia plejstocenijskiej doliny kopalnej Małej Panwi k/Opola. Arch. Inst. Nauk Geol. UWroc. Wrocław.
- KRYZA J., 1983 – Doliny kopalne południowo-zachodniej Polski i ich wodonośność. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*, t. 2: 192–200. Wyd. UWroc. Wrocław.
- KRYZA J., 1995 – Wody podziemne i problemy ochrony środowiska bloku przedsudeckiego. *W: Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego*. 56. Zjazd Pol. Tow. Geol. *Ann. Soc. Geol. Pol.* wyd. spec.: 41–57.
- KRYZA J., 2001 – Model numeryczny zbiornika triasu opolskiego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 10, cz. 2: 363–378. Wyd. Sudety. Wrocław.
- RÓŻKOWSKI A. (red.), 1990 – Szczelinowo-krasowe zbiorniki wód podziemnych monokliny śląsko-krakowskiej i problemy ich ochrony. CPBP 04.10.09. Z.57. Wyd. SGGW-AR. Warszawa.
- RÓŻKOWSKI A., 1991 – Region krakowsko-śląski. *W: Budowa geologiczna Polski. Hydrogeologia: 157–176*. Wyd. Geol. Warszawa.
- RÓŻKOWSKI A., CHMURA A., SIEMIŃSKI A. (red.), 1997 – Użytkowe wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 159.
- RUBIN K., RUBIN H., 1995 – Wody użytkowe w warstwach świerklanieckich północnej części triasu śląskiego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 7, cz. 1: 435–440. Wyd. Profil. Kraków.
- SACHANBIŃSKI M., KRYZA J., POPRAWSKI L., STAŚKO S., SZPONAR A., KRYZA H., GURWIN J., 2001 – Analiza aktualnego stanu rozpoznania warunków hydrogeologicznych regionu wrocławskiego oraz wytypowanie zbiorników wód podziemnych i struktur wodonośnych dla alternatywnego zaopatrzenia w wodę miasta Wrocławia. Inst. Nauk Geol. UWroc. Wrocław.
- SKRZYPCZYK L., 2003 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych. Skala 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- STAŚKO S., 1992 – Wody podziemne w węglanowych utworach triasu opolskiego. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, 32: 74 ss.
- STAŚKO S., 2001 – Dolny Śląsk, zasobny czy ubogi w wody podziemne? *W: Problemy ochrony zasobów wodnych w dorzeczu Odry: 157–164*. Wyd. Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej. Wrocław.
- STAŚKO S., TARKA R., 1995 – Przewodność hydrauliczna skał krystalicznych bloku przedsudeckiego. *Prz. Geol.*, 43, 9: 767–771.
- WISZNIEWSKI W., 1973 – Atlas klimatyczny Polski. Państw. Przeds. Wyd. Kartogr. Warszawa.

8.2.3. Subregion środkowej Odry północny

Informacje ogólne

Subregion środkowej Odry północny stanowi krainę obejmującą część Ziemi Lubuskiej i Niziny Wielkopolskiej, rozciągającą się na północ od Wału Trzebnickiego – wyniesień morenowych oddzielających ją od leżącej na południe Niziny Śląskiej (fig. 8.21). Według podziału J. Kondrackiego (2002) subregion obejmuje następujące

makroregiony fizycznogeograficzne: Pojezierze Lubuskie, zachodnią część Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej, Wzniesienia Zielonogórskie, Pojezierze Leszczyńskie, Nizinę Południowowielkopolską w obrębie Wysoczyzny Leszczyńskiej i Wysoczyzny Kaliskiej, Obniżenie Milicko-Głogowskie oraz Wał Trzebnicki.

Główne rzeki regionu Odra, Barycz i Obrzyca płyną w szerokich obniżeniach pradolinnych ukształtowanych

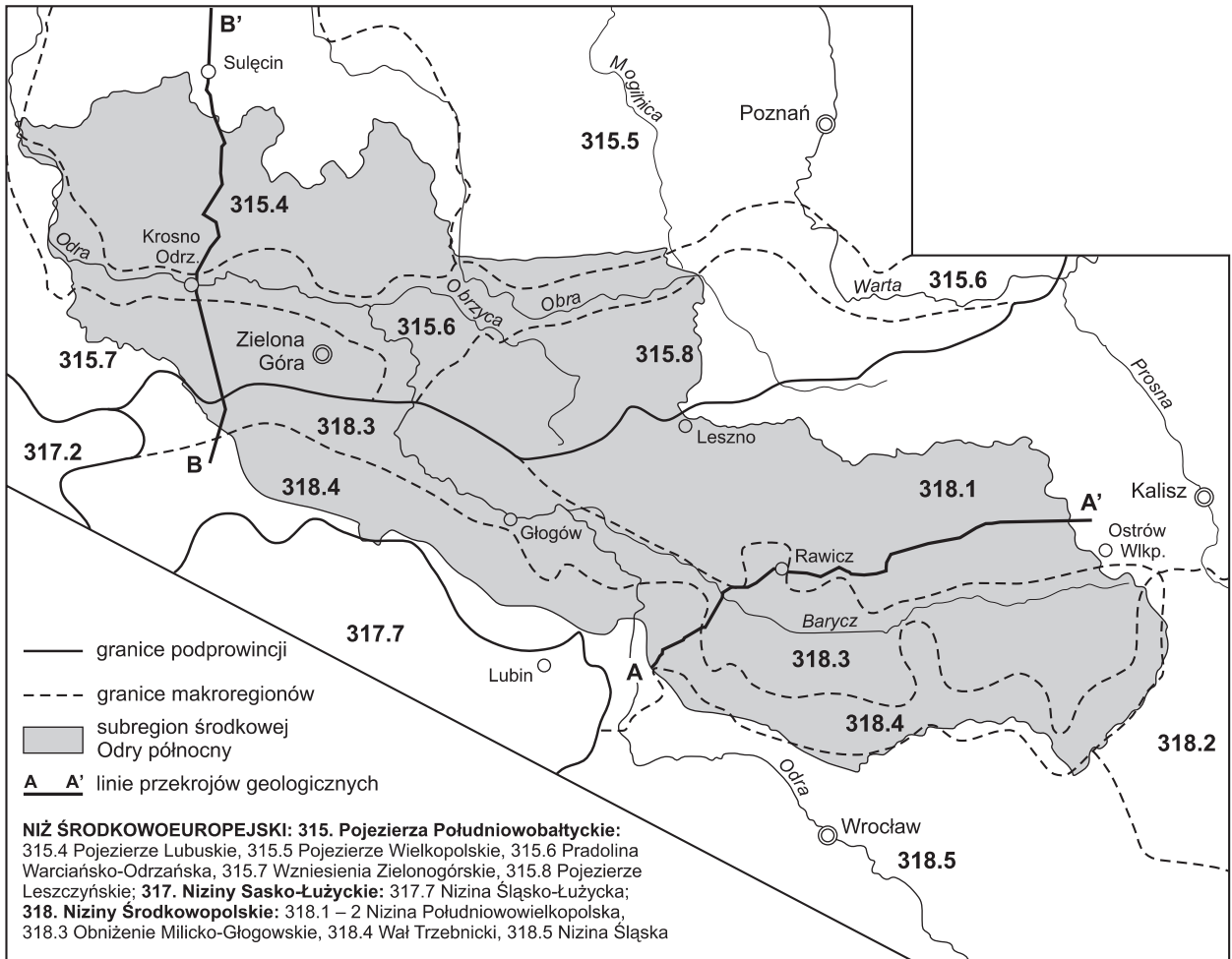


Fig. 8.21. Położenie subregionu środkowej Odry północnego na tle jednostek fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002)

w okresie recesji łądolodów środkowopolskich i łądolodu wiśły, tj. w pradolinach barycko-głogowskiej i warszawsko-berlińskiej oraz w odcinkach przełomowych między nimi i w kierunku północnym do pradoliny Noteci–Warty, rozcinając wysoczyzny i wzgórza morenowe.

Pod względem administracyjnym subregion należy do województw: lubuskiego, dolnośląskiego i wielkopolskiego. Główne miasta to: Zielona Góra, Nowa Sól, Głogów, Leszno, Rawicz, Krotoszyn, Ostrzeszów, Słubice i Świebodzin.

Nizina Południowowielkopolska, a zwłaszcza Wysoczyzna Leszczyńska i Wysoczyzna Kaliska są wybitnie rolnicze, uważane przez stulecia za spichlerz Polski. W wielu miejscowościach wysoko wydajne rolnictwo (żyto, ziemniaki, buraki cukrowe, rzepak, owoce, warzywa) stało się podstawą rozwoju zakładów przemysłu spożywczego.

Rekreacyjne walory reprezentują Pojezierze Lubuskie oraz Wał Trzebnicki z kompleksami leśnymi i pięknymi widokami z pasm wzniesień morenowych. W Obniżeniu Milicko-Głogowskim słynne są od średniowiecza liczne stawy rybne (hodowla karpi).

Klimat i warunki hydrologiczne

W subregionie średni opad z wielolecia 1951–1980 wyniósł od 550 do 630 mm (tab. 8.17). Najwyższe opady (rok przeciętny) występują w półroczu letnim (339–397 mm), najniższe w półroczu zimowym (200–259 mm). Najwyższe opady miesięczne notuje się w lipcu (76–184 mm), zaś najniższe w lutym (5–65 mm). Pokrywa śnieżna jest obserwowana od listopada do kwietnia i utrzymuje się najczęściej 40–60 dni w roku. Potencjalne parowanie terenowe obliczone metodą Konstantinowa dla średnich sum rocznych (XI–X) wynosi od 500 do 520 mm, zaś parowanie rzeczywiste (stacja IMGW w Sławie – sąsiedni obszar) wynosi 351 mm. Czas trwania okresu wegetacyjnego waha się od 210 do 220 dni.

Sieć rzeczna genetycznie wiąże się ze zlodowaceniami środkowopolskimi w części południowej i wschodniej subregionu oraz z ostatnim zlodowaceniem, gdzie występują również jeziora polodowcowe. Głównymi prawobrzeżnymi dopływami Odry są: Barycz, Obrzyca, Pliszka i Ilanka, zaś lewobrzeżnymi: Śląska Ochla i Czarna Struga, nie licząc Bobru i Nysy Łużyckiej, które przecinają w swoim dolnym biegu subregion. Rozwiniętą siecią rzeczna cechuje się Barycz (główny dopływ Odry), którego dopływy Orla i Rów Polski mają większe zlewnie niż pozostałe rzeki subregionu.

Charakterystyczne przepływy i odpływy podziemne głównych rzek w zlewniach kontrolowanych przez IMGW zawiera tabela 8.18.

Duże zróżnicowanie odpływu podziemnego cieków, przy wyrównanych opadach, wynika z warunków hydrogeologicznych obszarów. Najniższe przepływy cechują

zlewnie Orli i górnej Baryczy, gdzie brak dużych struktur regionalnych w czwartorzędowym piętrze wodonośnym, w porównaniu ze zlewniami Pliszki i Obrzycy.

Budowa geologiczna

W podłożu subregionu występuje fragment głównej jednostki tektonicznej Polski – monokliny przedsudeckiej (W. Pożaryski, 1969). W nawiązaniu do głębokości występowania wód zwykłych jej budowę przedstawiono do głębokości około 400 m wraz z opisem nadległych struktur kenozoicznych.

Warstwy utworów **mezozoicznych** budujących monoklinę przedsudecką są nachylone ku N i NE pod kątem 3–6°. W obrębie monokliny wyróżnia się strefa tektonicznego rowu Poznań–Gostyń–Oleśnica o przebiegu NNE–SSW oraz mniejsze rowy w rejonie Rawicza i Sulmierzyc, prostopadłe do tej strefy. Rowy te, o szerokości 1–3 km, cechują się zrzutami od 30 do 100 m i stanowią pasmowe zapadliska w stropie mezozoiku wypełnione osadami paleogenu i neogenu o większej miąższości (M. Piwocki, 1975, 1991). W zachodniej części subregionu podłoże mezozoiczne stanowią głównie osady triasu, w części wschodniej – dolno- i środkowojurajskie (fig. 8.22). W obrębie rowów tektonicznych występują lokalnie utwory kredy górnej.

Trias dolny wykształcony jest w postaci piaskowców, a trias środkowy w postaci wapieni, dolomitów i margli z cienkimi warstwami mułowców marglistych i iłowców; utwory te zajmują NW część subregionu. Trias górny reprezentują iłowce, piaskowce z gipsami i anhydrytami

Tabela 8.17

Roczne sumy opadów w [mm] dla lat charakterystycznych według obserwacji na posterunkach IMGW w regionie środkowej Odry północnym (wg A. Woś, 1994)

	Leszno	Milicz	Ostrzeszów	Zielona Góra	Bytom Odrzański
Rok średni z wielolecia (1956–1980)	579	581	639	593	575
Rok wilgotny (1967)	741	752	890	769	735
Rok suchy (1958)	297	364	381	433	415

Tabela 8.18

**Charakterystyczne roczne przepływy i odpływy podziemne głównych rzek
subregionu środkowej Odry północnego (J. Orsztynowicz, 1988; W. Szczepański red., 1995–1996)**

Rzeka	Powierzchnia zlewni [km ²]	Okres obliczeniowy	Symbol przepływu	Przepływ [m ³ /s]	Odpływ podziemny z lat 1951–1980	
					[m ³ /s]	[m ³ /d·km ²]
Odra wodowskaz Ścinawa	29584	1951–1990	SWQ	727	–	–
			SSQ	187		
			SNQ	69,7		
			NNQ	23,4		
Odra wodowskaz Słubice	53382	1951–1990	SWQ	911	–	–
			SSQ	311		
			SNQ	133		
			NNQ	56,3		
Barycz wodowskaz Milicz	969	1961–1965	SWQ	41,5	1,54	79,0
			SSQ	5,85		
			SNQ	0,67		
			NNQ	8,48		
Barycz wodowskaz Osetno	4579	1951–1990	SWQ	71,9	5,53	104,0
			SSQ	15,7		
			SNQ	1,79		
			NNQ	0,15		
Orla wodowskaz Korzeńsko	1127	1961–1990	SWQ	30,1	1,14	38,0
			SSQ	4,51		
			SNQ	0,39		
			NNQ	0,045		
Obrzyca wodowskaz Smolno Wielkie	1571	1957–1990	SWQ	14,9	3,90	163,0
			SSQ	6,47		
			SNQ	2,14		
			NNQ	0,16		
Pliszka wodowskaz Sądów	408	1971–1990	SWQ	3,96	1,50	317,0
			SSQ	2,08		
			SNQ	0,86		
			NNQ	0,54		

SWQ – wartość średnia z największych przepływów rocznych w okresie obserwacji

SSQ – średni przepływ w okresie obserwacji

SNQ – średni przepływ roczny z najmniejszych przepływów rocznych w okresie obserwacji

NNQ – najmniejszy przepływ w okresie obserwacji

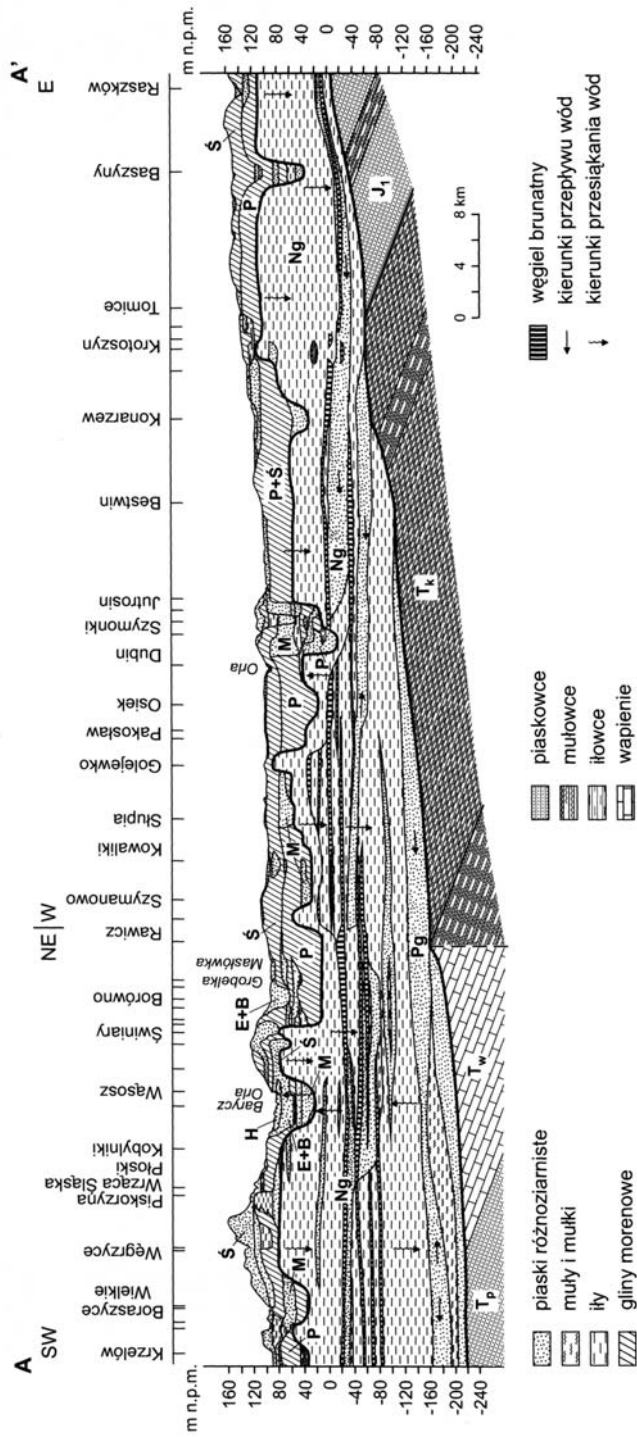


Fig. 8.22. Przekrój geologiczny A-A' od Krzelowa (dolina Odry) do Raszkowa (dolina Ołoboku); lokalizacja na fig. 8.21

H – holocen, Q – czwartorzęd: B, S, P – zlodowacenia: wisły, środkowopolskie, południowopolskie, E, M – interglacjały: eemski, mazowiecki, Ng – neogen, Pg – paleogen (oligocen), J₁ – jura dolna, T – trias: T_k – kajper, T_w – wapień muszlowy, T_p – pstry piaskowiec

kajpru, oraz iłowce i mułowce retyku; zajmują środkową i SW część subregionu.

Na jurę dolną składa się kompleks mułowców, iłowców i piaskowców różnoziarnistych o miąższości do 300 m, występujących w NE części zlewni Baryczy i zlewni Gniłej Baryczy. W strefie tej występują również piaski i piaskowce oraz iłowce i mułowce jury środkowej o miąższości ok. 100 m. Utwory kredy górnej to szare margle występujące we fragmentach wspomnianych rowów tektonicznych.

Osady **paleogenu i neogenu** tworzą prawie ciągłą pokrywę utworów mułkowo-یلasto-piaszczystych z węglem brunatnym, z wyjątkiem wschodniej części obszaru, gdzie brak paleogenu. Miąższość ich jest zmienna, od lokalnego braku do 300–350 m (fig. 8.22, 8.23).

Oligocen reprezentują piaski glaukonitowe, mułki یلaste i piaszczyste oraz ily, lokalnie z węglem brunatnym. Miąższość tych utworów w części środkowowschodniej obszaru wynosi 20–50 m i wzrasta w kierunku zachodnim, dochodząc w rowach tektonicznych do 100 m.

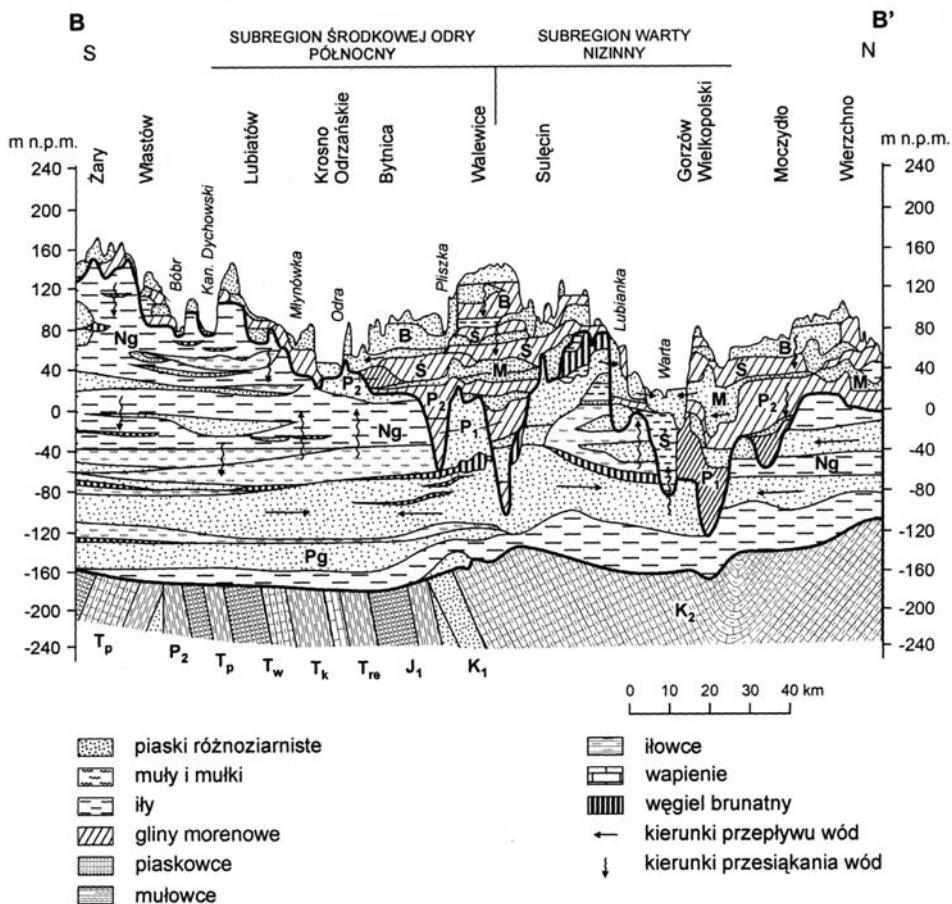


Fig. 8.23. Przekrój geologiczny B-B' od Żar (Wzgórze Dalkowskie) do Wierzchna (Pojezierze Myśliborskie); lokalizacja fig. 8.21

Q – czwartorzęd: B, Ś, P₁+P₂ – odpowiednio zlodowacenia: wistyl, środkowopolskie, południowopolskie, M – interglacjał mazowiecki, Ng – neogen, Pg – paleogen (oligocen), K₂ – kreda górna, K₁ – kreda dolna, J₁ – jura dolna, T – trias: T_{re} – retyk, T_k – kajper, T_w – wapień muszlowy, T_p – pstry piaskowiec, P₂ – perm środkowy

W obrębie osadów miocenu i pliocenu można wyróżnić pięć serii sedimentacyjnych:

- spągowe piaski miocenu dolnego o miąższości od kilku do ok. 70 m, najczęściej 20–60 m,
- węgiel brunatny z mułkami o zmiennej miąższości, od kilku do kilkudziesięciu metrów,
- piaski i mułki miocenu środkowego o miąższości średnio 20 m,
- węgiel brunatny i ility miocenu górnego (warstwy środkowopolskie) o miąższości do 15 m,
- ility poznańskie miocenu górnego i pliocenu o bardzo zmiennej miąższości, od kilku do 100 m. Miejscami brak całkowicie osadów tej serii – w strefach erozji w dolinach Baryczy i Odry oraz w obrębie dolin kopalnych, na wysoczyznach Kaliskiej i Leszczyńskiej. W rejonie Wzgórz Ostrzeszowskich, Wzgórz Trzebnickich i Wzgórz Dalkowskich oraz Wzniesień Zielonogórskich utwory tej serii zostały zaburzone glacitektonicznie w plejstocenie (fig. 8.23).

Plejstocen jest reprezentowany przez osady glacialne i wodnolodowcowe zlodowaceń: południowopolskich, środkowopolskich i wisty, osady rzeczne preglacjału oraz osady rzeczne i jeziorne interglacjałów: małopolskiego, wielkiego i eemskiego. Miąższość tych utworów jest bardzo zmienna; największa w obrębie obniżień podłoża neogeńskiego, gdzie może dochodzić do 100–120 m (rejon Leszna, Zdun i na zachód od Nowej Soli oraz w dolinie Baryczy), zaś najmniejsza, rzędu kilku metrów, na wyniesieniach podłoża neogeńskiego (wzgórza Ostrzeszowskie, Trzebnickie i Dalkowskie). Osady różnych ogniw plejstocenu, w zależności od rzeźby podłoża i rodzaju sedimentacji, leżą generalnie na łożach neogeńskich.

Preglacjał to głównie piaski i żwiry złożone w zagłębieniach podłoża w dolinie Baryczy, w rejonie Żmigrodu oraz Zdun k. Krotoszyna.

Zlodowacenia południowopolskie reprezentują dwa poziomy glin morenowych zachowane w obniżeniach podłoża plejstoceniowego, w obniżeniach Baryczy i dolnej Odry lub na wysoczyznach Kaliskiej i Leszczyńskiej (o miąższości do 55 m). Lokalnie rozdzielone są piaskami, żwirami i mułkami rzecznyymi o miąższości do 35 m oraz podobnymi osadami wodnolodowcowymi o miąższości do 15 m. W okresie tych zlodowaceń utworzyły się

struktury fałdowo-łuskowe wyciśnięć glacitektonicznych w obrębie wzgórz Wału Trzebnickiego oraz głębokie ryny glacialne w części zachodniej regionu, rozcinające serie starszych osadów kenozoicznych do głębokości 100 m.

Interglacjał wielki (mazowiecki) rozpoczął się od silnej erozji, która w pierwszym okresie doprowadziła do zniszczenia osadów zlodowaceń południowopolskich, a później do sedimentacji osadów rzecznych w dolinie Baryczy i Odry oraz w licznych dolinach kopalnych, kierujących się doń z wysoczyzn z północy i z południa. Była to duża kopalna dolina rzeczna o zmiennej szerokości do 5 km, z systemem mniejszych dolin o szerokości 0,1–2,0 km, wypełniona utworami piaszczysto-żwirowymi o miąższości do 50 m.

Zlodowacenia środkowopolskie reprezentowane są przez osady zlodowaceń odry i warty. Stanowią je serie żwirowo-piaszczyste z okresu transgresji lądolodów, gliny morenowe oraz osady wodnolodowcowe z okresu ich wycofywania się. Osady wodnolodowcowe z okresu transgresji lądolodu odry tworzą kilkumetrowe warstwy piaszczysto-żwirowe w pasie obniżień dolin kopalnych z okresu interglacjału mazowieckiego oraz lokalnie na powierzchni zrównań wysoczyznowych, rozdzielając gliny południowopolskie od środkowopolskich. Jeden lub dwa poziomy glin morenowych rozdzielone są osadami fluwioglacialnymi o miąższości do 30, lokalnie 50 m. Zasięg moren czołowych stadiału warty pokrywa się z przebiegiem Wału Trzebnickiego.

W interglacjale eemskim w pasie kopalnej doliny Baryczy z interglacjału wielkiego odtworzyła się dolina rzeczna o charakterze pradoliny. Pradolina barycko-głogowska stanowiła od tego okresu główne obniżenie obszaru, do którego kierowały się rzeki, podobnie jak obecnie. Ich osady to piaski różnoziarniste i żwiry o miąższości do 15 m.

Zlodowacenie wisty objęło tylko skrajną, północną i północno-zachodnią część subregionu. W tym okresie uformowała się dolina Odry, a pradolina barycko-głogowska wypełniła się początkowo łożami i mułkami, a później żwirami i piaskami różnoziarnistymi o miąższości od kilku do ponad 30 m. Na skraju maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia w fazie leszczyńskiej utworzyła się pradolina Rowu Polskiego i dalej na północ od Nowej Soli po Zasięki pradolina barycko-głogowska o szerokości do

2–10 km, zaś w fazie poznańskiej – pradolina warszawsko-berlińska, wykorzystywana przez równoleżnikowy odcinek Odry. Do nich kierowały się wody lodowcowe tworzące sandry; największe z nich to sandr rejonu Leszna, sandr rejonu Krosno–Gubin oraz sandr Pliszki (fig. 8.22, 8.23).

Miąższość utworów zlodowacenia wisły jest zmienna, rzadko przekracza 30 m, najczęściej osiąga 5–10 m. Przeważnie są to gliny morenowe podścielone fluwiogłacialnymi piaskami i żwirami oraz ilami i mułkami o miąższości 10–15 m. W tej części zlewni Odry, gdzie nie dotarł lądolód, powstały utwory zastoiskowe i piaszczyste tarasów akumulacyjnych, nadzalewowych, o miąższości ok. 5–10 m i do 25–30 m w głównych dolinach.

Holocen zaznaczył się w pierwszym okresie dość silną erozją, a potem sedymentacją piasków, namulów i torfów w dolinie Odry i jej dopływów. Miąższość osadów rzecznych tarasów niskich jest rzędu 3–8 m, a w dolinie Odry do 12–15 m.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Subregion środkowej Odry północny stanowi południowo-zachodnią część regionu wielkopolskiego (IV) wg podziału hydrogeologicznego B. Paczyńskiego (1995). Jest to rozległy (ok. 35 tys. km²) zbiornik neogeńsko-paleogeński z nałożonymi równoleżnikowymi czwartorzędowymi strukturami wodonośnymi pradolin i dolin kopalnych oraz lokalnie użytkowymi poziomami jurajskimi.

Na obszarze subregionu o powierzchni 12 573 km² wody zwykle występują w osadach wodonośnych czwartorzędu, neogenu i paleogenu oraz w stropowych partiach mezozoiku (jury i triasu) do głębokości 200–500 m. Poniżej przedstawiono charakterystykę poziomów wodonośnych w piętrach: czwartorzędowym, neogeńsko-paleogeńskim i jurajskim (na podstawie dokumentacji regionalnych oraz publikacji: S. Dąbrowski i in., 1983, 1989, 1996a, b; A. Dendewicz, 1986; S. Niżyński, 1986; A. Dendewicz i in., 1989; J. Wróbel, 1989; J. Malinowski red., 1991; S. Dąbrowski, M. Trzeciakowska, 1993; S. Dąbrowski, A. Wijura, 1994; H. Marszałek, M. Wąsik, 2004).

W czwartorzędowym piętrze wodonośnym wody wolne, krążące w systemach hydrogeologicznych, wystę-

pują w piaskach i żwirach rzecznych, wodnolodowcowych, lodowcowych i moren piaszczystych oraz ozach i kemach. Z uwagi na układ hydrostrukturalny obszaru oraz krążenie wód wydzielić można poziom wód gruntowych oraz poziomy wód wgłębnych (międzyglinowy górny i międzyglinowy dolny). Zasięgi występowania poziomu gruntowego i wód wgłębnych piętra czwartorzędowego pokazano na figurze 8.24.

Poziom wód gruntowych związany jest z osadami piaszczysto-żwirowymi zlodowacenia wisły oraz interglacjału eemskiego i zlodowacenia środkowopolskiego (warty) na południu. Poziom ten cechuje się bardzo dużym zróżnicowaniem hydrostrukturalnym i hydrodynamicznym, wynikającym z uwarunkowań geologicznych i geomorfologicznych obszaru, sieci rzecznej, czynników klimatycznych (opady i temperatura) oraz zagospodarowania. Jest to przyczyną dużych wahań zwierciadła wody, dochodzących w cyklu rocznym do ± 3 m. Najmniejsze amplitudy (do 1,5 m) wykazują wody gruntowe w sandrach i w tarasach wysokich dolin rzecznych. Wyższe amplitudy dotyczą wahań wód w obrębie dolin rzecznych i wód występujących w spiaszczonych glinach morenowych wysoczyzn. Poziom wód gruntowych zasilany jest głównie poprzez infiltrację opadów, a jedynie w dolinach rzecznych z poziomów wód wgłębnych strefy drenażu oraz z wód powierzchniowych. Wielkość infiltracji efektywnej waha się od 4,6–4,8 m³/h·km² (pradolina barycko-głogowska) do 20 m³/h·km² (sandr Pliszki). Wartości powyżej 10 m³/h·km² charakteryzują wysokie tarasy dolin oraz sandry, przy występowaniu zwierciadła wody na głębokości ok. 3 m.

Regionalnymi strefami drenażu poziomu wód gruntowych są główne rzeki oraz ich doliny i pradoliny (fig. 8.22, 8.23). Do zbiorowego zaopatrzenia w wodę poziom ten jest wykorzystywany przeważnie tylko na obszarze pradolin i sandrów. Badania regionalne tych struktur były prowadzone od lat 70. XX wieku. Podstawowe parametry hydrogeologiczne badanych zbiorników wód podziemnych przedstawiono w tabelach 8.19 i 8.20.

Poziomy wód wgłębnych występują w obrębie osadów rzecznych i wodnolodowcowych interglacjałów starszych zlodowaceń oraz lokalnie między transgresywnymi osadami międzyglinowymi ostatniego zlodowacenia. Cha-

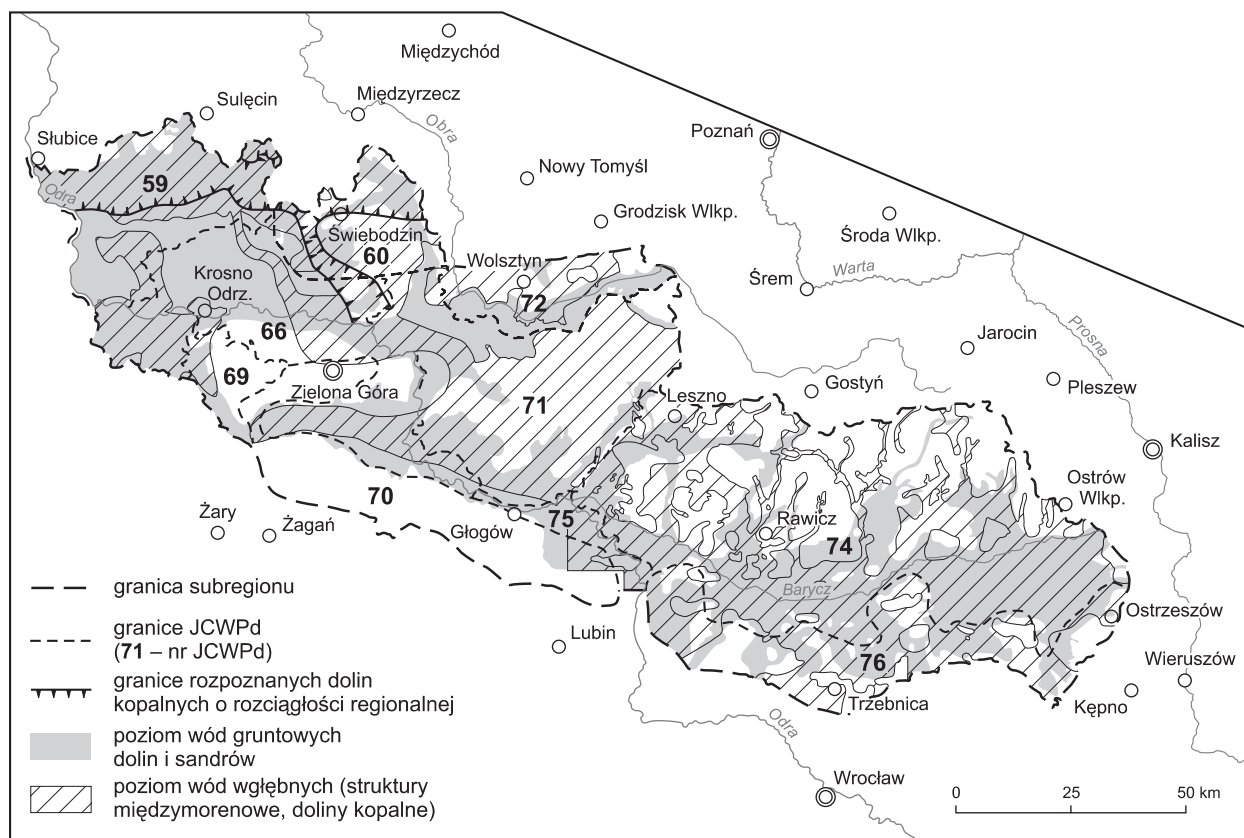


Fig. 8.24. Struktury hydrogeologiczne piętra czwartorzędowego w subregionie środkowej Odry północnym

rakterystykę ważniejszych struktur hydrogeologicznych związanych z tymi poziomami wodonośnymi przedstawiono w tabeli 8.21.

Poziom międzyglinowy górny wiąże się ze strukturami piaszczysto-żwirowymi, rozdzielającymi gliny morenowe zlodowacenia północnopolskiego od środkowopolskiego w rejonach pojezierzy, zaś na pozostałym obszarze subregionu lokalnie rozdziela dwa poziomy glin zlodowacenia środkowopolskiego. Są to struktury międzymorenowe, fluwioglacjalne względnie rzeczne interglacjalne (interstadialne). Cechuje je duża zmienność miąższości i granulacji osadów. Poziom ten występuje w obszarach wysoczyzn morenowych oraz wzgórz Ostrzeszowskich, Trzebnickich, Dalkowskich i Wzniesienia Zielonogórskiego (nie występuje w obrębie doliny Odry i pradolin). Jest słabo wykształcony pod względem litologicznym i z tego powodu nie jest brany pod uwagę

w przypadkach lokalizowania ujęć o większej wydajności. Zwierciadło wody ma na ogół charakter naporowy, lokalnie w strefach wzniesień lub krawędzi dolin – swobodny. Poziom ten występuje zwykle do głębokości 15–20 m, lokalnie 30 i 40 m. Miąższość warstw wodonośnych jest rzędu 2–5 m, czasem dochodzi do 25 m. Zasilanie poziomu następuje poprzez nadległe warstwy glin i mułków lub też wskutek przesiąkania z poziomu wód gruntowych. Bazę drenażu stanowią głównie dopływy Odry i Baryczy. Moduł zasilania infiltracyjnego wynosi 6,0–9,0 m³/h·km², wydajności jednostkowe są bardzo zmienne, od 0,2 do 8,0 m³/h·m, współczynnik filtracji zawiera się w przedziale 0,07–5,4 m/h (1,68–129,6 m/d).

Poziom międzyglinowy dolny jest związany z osadami interglacjalu wielkiego i fluwioglacjalów rozdzielających gliny morenowe zlodowaceń południowopolskich

Tabela 8.19

Charakterystyka hydrogeologiczna rozpoznanych sandrów, subregion środkowej Odry północny
(A.S. Kleczkowski red., 1990; S. Dąbrowski i in., 1994a, b, 2004; H. Bielecka i in., 2001)

Nazwy struktury	Powierzchnia [km ²]	Utwory wodonośne	Miąższość [m]	Przewodność [m ² /h]	Moduł odnawialności zasobów [m ³ /h·km ²]
Sandr Pliszki (GZWP nr 148)	506,0	piaski różnoziarniste i żwiry	8–40 (10–25)	8–113 (10–20)	12,7
Sandr Krosno–Gubin (GZWP nr 149)	340,0	piaski, piaski ze żwirem i żwiry	5–45 średnio 30	do 85 (20–30)	7,7
Sandr Leszna (GZWP nr 307)	90,0	piaski różnoziarniste, piaski ze żwirem i żwiry	do 35 średnio 20	5–200 (15–45)	13,4

W nawiasach podano wartości najczęściej występujące

Tabela 8.20

Charakterystyka hydrogeologiczna rozpoznanych struktur dolinnych i pradolinnych, subregion środkowej Odry północny
(J. Wojciechowski i in., 1983; R. Wojciechowska i in., 1994; J. Chrząstek i in., 2000; H. Bielecka i in., 2001)

Nazwy struktury	Powierzchnia [km ²]	Utwory wodonośne	Miąższość [m]	Przewodność [m ² /h]	Moduł odnawialności zasobów [m ³ /h·km ²]
Pradolina barycko-głogowska (odcinek nowosolski)	230	piaski drobne i średnioziarniste	5–20 (10–16)	1–28 (10–20)	5,0
Kotlina Żmigrodzka	850	piaski różnoziarniste i piaski ze żwirem	2–30 (5–15)	2–35 (7–20)	4,6
Kotlina Odolanowska	1900	piaski różnoziarniste i piaski ze żwirem	3–50 (5–15)	2–60 (10–30)	4,8
Zlewnia Obrzycy – poziomy pradolinne i dolinne oraz sandry	1816	piaski różnoziarniste, piaski ze żwirem i żwiry	do 30 (5–10)	5–60 (5–20)	11,4

W nawiasach podano wartości najczęściej występujące

od środkowopolskich. Główne struktury hydrogeologiczne to doliny kopalne oraz struktury międzymorenowe, a także głębokie i wąskie rynny glacialne o głębokości do 50–100 m, występujące w zachodniej części regionu (fig. 8.23). Na większości obszaru poziom cechuje się ciśnieniem subartezyjskim, a tylko lokalnie swobodnym i/lub artezyjskim. Warstwą napinającą są gliny środkowopolskie o miąższości do 20 m, przez które następuje zasilanie i drenaż poziomy. Zasilanie z nadległych poziomów wodonośnych ma miejsce w obszarach wysoczyzn, a drenaż wód podziemnych – głównie w dolinach rzecznych.

Miąższość osadów piaszczysto-żwirowych jest zmienna: w dolinach kopalnych wynosi od kilku do 60 m, zaś w „kopalnych sandrach” od 2 do 22 m, najczęściej 5–15 m. Współczynnik filtracji wynosi 4,8–136,8 m/d, zwykle 31,2–84,0 m/d, przewodność, w zależności od granulacji i miąższości warstwy wodonośnej, 2–120 m²/h, zasobność sprężysta 0,001–0,003, odnawialność (według badań modelowych) 4,0–6,5 m³/h·km², tylko lokalnie w strefach okien hydrogeologicznych więcej. Obszary zasilania poziomu znajdują się w obrębie wysoczyzn lub wysokich tarasów, strefami drenażu są obszary tarasów

Charakterystyka hydrogeologiczna poziomów międzyglinowych, subregion środkowej Odry północny (J. Wojciechowski i in., 1983; R. Wojciechowska i in., 1994; H. Bielecka i in., 2001; S. Dąbrowski i in., 2004)

Nazwa struktury	Powierzchnia [km ²]	Utwory wodonośne	Miąższość [m]	Przewodność [m ² /h]	Moduł odnawialności zasobów [m ³ /h·km ²]
Struktura Gryżyny	80	piaski drobne i średnie, piaski ze żwirem	do 80 (10–30)	10–120 (20–40)	11,6
Dolina kopalna odcinka nowosolskiego pradoliny barycko-głogowskiej	213	piaski różnoziarniste, piaski ze żwirem, żwiry	do 90 (15–50)	1–120 (30–40)	5,3
Międzyrzecze Bobru i Nysy Łużyckiej	170	piaski różnoziarniste, i piaski ze żwirem	do 100 w rynnach (15–30)	do 90 (10–40)	4,3
Pradolina barycko-głogowska, Kotlina Odolanowska	ok. 1900	piaski różnoziarniste, piaski ze żwirem	5–50 (10–25)	3–70 (10–30)	3,0
Pradolina barycko-głogowska, Kotlina Żmigrodzka	850	piaski różnoziarniste, piaski ze żwirem	5–60 (10–25)	3–80 (10–40)	3,2

W nawiasach podano wartości najczęściej występujące

niskich w dolinach głównych rzek oraz częściowo dolne lub środkowe odcinki dolin mniejszych cieków. Z uwagi na korzystne parametry hydrogeologiczne poziom ten jest powszechnie ujmowany do zaopatrzenia w wodę miast i wsi. Główne struktury hydrogeologiczne tego poziomu to: struktura Gryżyny, dolina kopalna Obniżenia Nowosolskiego, struktury międzymorenowe zlewni Obrzycy, dolina kopalna barycko-głogowska, struktury dolin kopalnych i międzymorenowych wysoczyzn Leszczyńskiej i Kaliskiej, w tym struktura rejonu Zdun i zbiornik międzymorenowy Smoszew–Chwaliszew–Sulmierzyce (GZWP nr 309).

Neogeńsko-paleogeńskie piętro wodonośne związane jest z południowo-zachodnią częścią wielowarstwowego zbiornika wód podziemnych o charakterze basenu na obszarze Wielkopolski, z wodami o ciśnieniu subartezyjskim i artezyjskim. W obrębie basenu wyróżnia się dwa poziomy wodonośne: mioceński i oligoceński, z których pierwszy ma znaczenie podstawowe, a drugi tylko lokalne i praktycznie nie jest w subregionie eksploatowany.

Neogeńsko-paleogeńskie utwory wodonośne leżą na osadach ilasto-mułowcowych, piaszczysto-piaskowcowych i wapiennych triasu, na większości obszaru bardzo

słabo przepuszczalnych (fig. 8.22 i 8.23). Utwory wodonośne neogenu często oddzielone są od utworów mezozoicznych osadami ilasto-mułowcowymi oligocenu.

W nadkładzie zbiornika, przez który następuje zasilanie i drenaż wód, występuje bardzo słabo przepuszczalny kompleks ilów poznańskich górnego miocenu i pliocenu, o miąższości średnio 60–80 m, lokalnie do 100 m. W obrębie tych ilów występują warstwy wodonośne w postaci niewielkich soczew piasków drobnych i pylastych, bez większego znaczenia dla zaopatrzenia w wodę.

Miąższość osadów wodonośnych wypełniających zbiornik jest bardzo zmienna, największa w części północno-zachodniej regionu (25–145 m, średnio ok. 50 m). W obrębie Wysoczyzny Kaliskiej, w kierunku wschodnim, miąższość utworów wodonośnych wyraźnie się zmniejsza.

Mioceński poziom wodonośny. W obrębie miocenu można wyróżnić od jednej do trzech warstw wodonośnych, związanych z cyklicznością sedymentacji brunatnowęglowej. Jako jednowarstwowy poziom ten występuje w części wschodniej regionu do wysokości Krotoszyna, w kierunku zachodnim występują dwie warstwy (górną i dolną), a na wysokości Gostynia i Rawicza – trzy (górną, środkową i dolną). Ta wyraźna warstwowość zanika

w rejonie Wału Trzebnickiego, gdzie występuje najczęściej tylko jedna warstwa.

Górna warstwa wodonośna występuje prawie na całym analizowanym terenie i jest związana z serią piasków miocenu środkowego i dolnej części miocenu górnego. Jej strop wykazuje duże deniwelacje: od 20–100 m n.p.m. w części wschodniej i południowej Wzgórz Ostrzeszowsko-Trzebnickich, do (–20) – (–150) m n.p.m. w części zachodniej i w rowach tektonicznych. Miąższość utworów wodonośnych waha się od kilku do ok. 70 m, najczęściej wynosi 20–30 m. Są to piaski kwarcowe o różnym stopniu wysortowania. Współczynnik filtracji piasków pylastych wynosi 0,05–0,15 m/h (1,2–3,6 m/d), piasków drobnych 0,2–0,35 m/h (4,8–8,4 m/d), rzadko więcej. Wydatek jednostkowy studni z próbnych pompowań jest niewielki i waha się od 0,1 do 8,0 m³/h·m; najczęściej zawiera się w przedziale 0,7 do 1,1 m³/h·m.

Zwierciadło wody ma charakter naporowy; na obszarze wysoczyzn stwierdzane są warunki subarteryjskie, zaś w obrębie tarasów niskich Odry i pradoliny Baryczy – artezyjskie. Taki układ ciśnień uwarunkowany jest rozłożeniem stref hydrodynamicznych zbiornika wód w utworach neogeńsko-paleogeńskich; strefy wysoczyzn są ob-

szarami zasilania i przepływu, zaś strefy dużych obniżen morfologicznych – strefami drenażu wód. W rejonie wysoczyzn zasilanie warstwy wodonośnej zachodzi na drodze przesiąkania wód z nadległych poziomów czwartorzędowych lub bezpośrednio poprzez infiltrację opadów przez nadkład gliniasto-ilasty słabo przepuszczalny i bardzo słabo przepuszczalny. Według badań modelowych zasilanie wynosi średnio od 0,1–0,2 m³/h·km² w obrębie pradoliny barycko-głogowskiej i przyległych Wzgórz Ostrzeszowsko-Trzebnickich do 0,3–0,4 m³/h·km² w obrębie wysoczyzn Kaliskiej i Leszczyńskiej i do 0,6–1,4 m³/h·km² w części zachodniej subregionu (tab. 8.22).

Warstwa ta jest ujmowana głównie tam, gdzie brak jest użytkowych poziomów wodonośnych w utworach czwartorzędowych. Sprzyja temu jej występowanie już na głębokości do 150 m i dość dobra jakość wody.

Środkową warstwę wodonośną tworzą piaski drobnoziarniste i pylaste, czasami średnio- i gruboziarniste, o zmiennym rozprzestrzenieniu i położeniu w profilu utworów brunatnowęglowych miocenu środkowego. Jej miąższość wynosi najczęściej 10 m, rzadziej więcej. Występuje lokalnie w zachodniej części zlewni Odry, ma liczne powiązania hydrodynamiczne z warstwą górną.

Tabela 8.22

Charakterystyka mioceńskiego poziomu wodonośnego w subregionie środkowej Odry północnym
(S. Dąbrowski i in., 1989, 1994a, b; J. Krawczyk i in., 1996; H. Bielecka i in., 2001)

Obszar	Warstwy wodonośne	Głębokość występowania warstw wodonośnych [m]	Moduł odnawialności zasobów [m ³ /h·km ²]
Pojezierze Lubuskie, część południowa	górna	50–100	0,4–1,1
	dolna	140	0,07
Międzyrzecze Bobru i Odry	poziom mioceński	50–120	0,6–1,7
Północna część niecki wrocławskiej	górna	40–100	0,6–1,3
	dolna	80–150	0,1–0,6
Wysoczyzna Leszczyńska	górna	70–130	0,1–0,3
	dolna	170–200	0,04
Wysoczyzna Kaliska	górna	90–130	0,3–0,4
	dolna	140–170	0,07–0,13

Dolna warstwa wodonośna wiąże się z serią piasków drobnoziarnistych i pylastych, średnio- i gruboziarnistych, lokalnie ze żwirami dolnego miocenu. Miąższość jej jest zmienna, od kilkunastu do 95 m, najczęściej 40–50 m. W części wschodniej subregionu łączy się z warstwą górną, tworząc jeden kompleks wodonośny.

Parametry filtracyjne warstwy dolnej zostały rozpoznane fragmentarycznie przez pompowanie tylko kilku otworów studziennych. Przewodność waha się od kilku do 33 m²/h. Zasilanie zachodzi na drodze przesiąkania wód z nadległych warstw; według badań modelowych wynosi od 0,04 m³/h·km² w części zachodniej subregionu do 0,4 m³/h·km² w części wschodniej (tab. 8.22).

Oligoceński poziom wodonośny występuje na zachód i północ od rejonu Leszna. Wodonośne są piaski średnio- i drobnoziarniste oraz mułkowate. Tworzą one jedną lub zespół dwu, trzech warstw rozdzielonych mułkami, miąższości od kilku do 30 m (rów tektoniczny Poznań–Gostyń). Na obszarze subregionu warstwy te łączą się poprzez okna hydrogeologiczne z poziomem miocenijskim.

W **jurajskim piętrze wodonośnym** występują dwa poziomy: środkowo- i dolnojurajski.

Poziom środkowojurajski reprezentują tzw. piaskowce kościeliskie bajosu oraz piaski i piaskowce w górnych partiach batonu. Warstwy kościeliskie stanowią piaski i piaskowce o różnym stopniu zwięzłości, lokalnie ze żwirami, miąższości 20–40 m. Zawodnienie warstw zależy od kontaktów z poziomami kenozoicznymi i głębokości występowania. Poziom ten nie jest ujmowany w subregionie.

Poziom dolnojurajski tworzą piaskowce, piaski, żwiry i zlepience występujące w NE części subregionu w rejonie Koźmina na zachód od Pleszewa (fig. 8.24), gdzie poziom ten ujęty jest do eksploatacji (S. Dąbrowski i in., 1989). Poziom jest zasilany poprzez przesiąkanie lub przepływy przez okna hydrogeologiczne z poziomu miocenijskiego lub z poziomów czwartorzędowych. Według próbnych pompowań, współczynnik filtracji wynosi 0,27–0,4 m/h (5,48–9,60 m/d), a wydatek jednostkowy studni 2,9–9,6 m³/h·m. Moduł zasilania obu poziomów, według badań modelowych, wynosi 0,3 m³/h·km².

W utworach **triasu** nie rozpoznano poziomów wodonośnych wód zwykłych.

Chemizm i jakość wód podziemnych

Specyficzną cechą utworów czwartorzędowych tego subregionu jest mniejsza zawartość węglanów niż w podobnych osadach na północy Polski (tab. 8.23). Konsekwencją mniejszej zawartości węglanów w osadach pradolin barycko-głogowskiej są mniejsze zdolności buforujące środowiska gruntowego w stosunku do czynników zakwaszających, a to z kolei sprzyja uruchamianiu do wód podziemnych żelaza i manganu.

W przypadku wód piętra neogeńsko-paleogeńskiego, a lokalnie również czwartorzędowego, zaznacza się większy udział siarczanów w składzie wód dopływających z podłoża mezozoicznego, co związane jest z dopływem wód z piętra triasowego.

Tabela 8.23

Porównanie zawartości węglanów w utworach czwartorzędowych pradolin barycko-głogowskiej i toruńsko-eberswaldzkiej (J. Górski, 1981)

Rodzaj utworów	Pradolina barycko-głogowska		Pradolina toruńsko-eberswaldzka	
	mediana	tło hydrogeochemiczne (10–90%)	mediana	tło hydrogeochemiczne (10–90%)
Piaski drobno- i średnioziarniste	0,05	0,03–0,07	0,2	0,09–0,6
Piaski różnoziarniste ze żwirem	0,09	0,05–1,70	2,0	0,8–3,5

Zawartość węglanów podano w % w stosunku do suchej masy osadu

Chemizm wód **piętra czwartorzędowego** jest bardzo zróżnicowany. Zaznacza się jednak pewna odrębność regionalna, wynikająca głównie ze wspomnianej mniejszej zawartości węglanów w osadach (tab. 8.23). Z danych przedstawionych w tabeli 8.24 wynika, że w subregionie obserwuje się wyższe niż w środkowej Wielkopolsce stężenie manganu (mediana 0,2 mg/dm³) i żelaza.

Najgorszą jakością (wysokie stężenia Fe i Mn) charakteryzują się wody występujące w pradolinie barycko-głogowskiej (Kotlina Milicka), a także na zachód od Nowej Soli (GZWP nr 301) (fig. 8.15). Stosunkowo korzystną jakością w zakresie zawartości żelaza i manganu wykazują wody podziemne występujące w strefie wzgórz Ostrzeszowskich i Dalkowskich, a także Wzniesień Zielonogórskich, co związane jest z występowaniem warunków utleniających.

Wody piętra czwartorzędowego w zlewni Baryczy wykazują wpływ antropopresji (podwyższone stężenia azotanów, siarczanów i chlorków). Oceniając ogólny poziom zanieczyszczenia wód piętra czwartorzędowego, można jednak zauważyć, że jest on nieco niższy niż w rejonie środkowej Wielkopolski. Zanieczyszczenie wód podziemnych piętra czwartorzędowego obserwuje się głównie na

terenach zurbanizowanych. Do znacznej degradacji wód doszło zwłaszcza w rejonie Leszna i sandru leszczyńskiego, a także w dolinie Rowu Polskiego w rejonie Rydzyny.

Specyficzną i generalnie korzystną jakością wód stwierdzono na skłonie Pojezierza Lubuskiego w kierunku pradoliny warszawsko-berlińskiej, w strukturach wodonośnych doliny Gryźniki i sandru Pliszki. Występujące tu wody o naturalnym chemizmie (dominacja terenów leśnych) charakteryzują się niską zasadowością (2,0–2,5 mval/dm³) oraz twardością (3,0–4,5 mval/dm³). Niskie są również stężenia żelaza (0,2–0,7 mg/dm³) i manganu (0,05–0,10 mg/dm³), wynikające z utleniających warunków w środowisku hydrogeochemicznym. Bardzo niska zasadowość i twardość są niewątpliwie efektem obniżonej zawartości węglanów w środowisku gruntowym.

Chemizm wód **piętra neogeńsko-paleogeńskiego** jest rozpoznany głównie w rejonie Niziny Wielkopolskiej i dotyczy poziomu mioceńskiego. Wody występujące w północnej części zlewni Baryczy charakteryzują się w większości niekorzystną jakością ze względu na występowanie stref wysokiego zabarwienia (>80 mg Pt/dm³) i zasolenia (na znacznych obszarach >100 mg Cl/dm³). Strefa wód o wysokim zabarwieniu występuje w rejonie

Tabela 8.24

Chemizm wód podziemnych w zlewni Baryczy (S. Dąbrowski i in., 2004)

Parametr	Piętro wodonośne					
	neogeńsko-paleogeńskie		czwartorzędowe			
	n = 440		n = 2064		otwory o głębokości do 30 m n = 89	
	mediana	tło hydrogeochem.	mediana	tło hydrogeochem.	mediana	tło hydrogeochem.
Żelazo og. [mg/dm ³]	1,1	0,26–3,75	1,5	0,08–6,0	0,7	0,0–7,0
Mangan [mg/dm ³]	0,1	0,0–0,33	0,2	0,0–0,625	0,2	0,0–0,75
Chlorki [mg/dm ³]	20,0	6–250	24,0	8–75	28,0	7,5–75,0
Siarczany [mg/dm ³]	22,0	6–120	55,0	12–190	74,0	17–235
Azotany [mg N-NO ₃ /dm ³]	0,06	0,0–0,5	0,1	0,0–4,0	0,1	0,0–8,0
Azot amonowy [mg/dm ³]	0,35	0,062–1,0	0,3	0,0–0,9	0,3	0,0–1,2

Tło hydrogeochemiczne: 10–90% z krzywej kumulacyjnej, n – liczba analiz (studni wierconych i otworów hydrogeologicznych)

na SE od Gostynia (fig. 8.24). W strefie tej wody charakteryzują się niską twardością ($<4 \text{ mval/dm}^3$) oraz podwyższonymi stężeniami chlorków ($30\text{--}100 \text{ mg/dm}^3$). Strefa wysokich stężeń chlorków ($>100 \text{ mg/dm}^3$; lokalnie ponad 500 mg/dm^3) występuje na SW od rowu tektonicznego Poznań–Gostyń–Oleśnica w rejonie miejscowości Gostyń, Krobia, Miejska Górka (J. Przybyłek, 1986). Lepszą jakością charakteryzują się wody występujące w południowej części zlewni Baryczy, przylegającej do Wzgórz Ostrzeszowskich i Wzgórz Trzebnickich.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

W subregionie wyodrębniono 12 czwartorzędowych zbiorników GZWP (tab. 8.25).

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W subregionie wydzielono 8 jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) o numerach: 59, 60, 66, 70, 71, 72, 74 i 76 (fig. 8.24, tab. 8.26). Wśród wyróżnionych jednostek sześć (nr 59, 60, 66, 71, 72 i 74) nawiązuje swoimi granicami do wydzielonych zlewni hydrograficznych, a dwie do stref wyniesień morfologicznych (nr 70 – Wzgórze Dalkowskie oraz Wzniesienia Zielonogórskie, nr 76 – wzgórze Trzebnickie, Twardogórskie i Ostrzeszowskie).

Zagrożenia wód podziemnych

Zmiany chemizmu wód podziemnych obserwuje się głównie tam, gdzie ujęcia zlokalizowane są w dolinach rzecznych i pradolinach. Zmiany te związane są z procesa-

Tabela 8.25

Charakterystyka głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wydzielonych w subregionie środkowej Odry północnym (wg A.S. Kleczkowskiego red., 1990)

Numer i nazwa zbiornika	Powierzchnia zbiornika [km ²]	Typ zbiornika	Moduł zasobów dyspozycyjnych [m ³ /d·km ²]	Średnia głębokość ujęć [m]	Klasa jakości wód
144 – Dolina kopalna wielkopolska	900	Q _K	120	60	Ib, Ic, Id
148 – Sandr rzeki Pliszka	506	Q _S	480	35	Ic, Ib
149 – Sandr Krosno–Gubin	434*	Q _S	432	25	Ic, Ib
150 – Pradolina warszawsko-berlińska (Koło–Odra)	~250	Q _P	239	25–35	Ib, Ic, Id
301* – Pradolina Zasieki–Nowa Sól	236	Q _P	384	30	Ic
302 – Pradolina barycko-głogowska (W)	435	Q _P	136	30	Ic
303 – Pradolina barycko-głogowska (E)	1620	Q _P	123	60	Ic
304 – Zbiornik międzymorenowy Zbąszyń	164	Q _M	116	25	Ic
305 – Zbiornik międzymorenowy Leszno	130	Q _M	116	40	Ic
306 – Zbiornik (SM) Wschowa	200	Q _{SM}	110	35	Ic
309 – Zbiornik międzymorenowy Smoszew–Chwaliszew–Sulmierzyce	96	Q _M	187	80	Ic
314 – Pradolina rzeki Odry (Głogów)	347	Q _{PK}	231	50–80	Ic, Id

* zbiornik udokumentowany

Typ zbiornika czwartorzędowego: Q_P – pradolinny, Q_M – międzymorenowy, Q_K – doliny kopalnej, Q_S – sandrowy, Q_{SM} – sandrowo-międzymorenowy

Klasa jakości wód: Ib – wody o dobrej jakości niewymagające uzdatniania; Ic – wody o dobrej jakości wymagające prostego uzdatniania ze względu na zawartość Fe, Mn; Id – wody odbiegające od normy, wymagające specjalnego uzdatniania

Tabela 8.26

Charakterystyka hydrogeologiczna JCWPd wydzielonych w subregionie środkowej Odry północnym

Nr JCWPd	Pow. [km ²]	Położenie	Wiek	Rodzaj ośrodka skalnego	Miąższość [m]	Współcz. filtracji [m/d]	Izolacja
59	1131	zlewnia Pliszki i Ilanki	Q	porowy	5–80	5–72	a, b
			Ng	porowy	5–70	3–14	b, c
60	661	zlewnia górnej Obrzycy i Ołoboku	Q	porowy	5–80	5–72	a, b
			Ng	porowy	5–70	3–14	b, c
66	1849	zlewnia Odry w pradolinach warszawsko-berlińskiej i barycko-głogowskiej	Q	porowy	5–100	5–120	a
			Ng	porowy	3–40	3–14	c
70	1215	Wzgórza Dalkowskie i Wzniesienia Zielonogórskie	Q	porowy	3–30	5–48	a, b
			Ng	porowy	3–30	3–10	b, c
71	1985	zlewnia Obrzycy i Krzyckiego Rowu	Q	porowy	5–90	5–96	a, b, c
			Ng	porowy	5–70	3–14	c
72	575	zlewnia środkowej Obry	Q	porowy	5–50	6–72	a, b
74	4315	zlewnia Baryczy	Q	porowy	5–80	5–120	a, b
			Ng	porowy	5–70	3–14	c
76	1417	Wzgórza Trzebnicko-Ostrzeszowskie	Q	porowy	3–40	5–48	a, b
			Ng	porowy	2–10	3–9	b, c

Izolacja: a – brak, b – słaba, c – dobra

Q – czwartorzęd, Ng – neogen

mi przemian hydrogeochemicznych w wyniku utlenienia siarczków i substancji organicznych. Katastrofalne zmiany wywołane tym zjawiskiem wystąpiły zwłaszcza w ujęciu Zawada dla Zielonej Góry (patrz rozdz. 13), a także w ujęciu Serby dla Głogowa i Strzyżewice dla Leszna (E. Kubisz, W. Ratajczak, 1972; J. Górski, 1981).

W niektórych ujęciach z poziomu miocenijskiego obserwuje się zmiany chemizmu wód wynikające z dopływu ze stref wysokiego zasolenia i zabarwienia. Bardzo duży wzrost zasolenia zaobserwowano np. w ujęciu w Drobinnie, położonym pomiędzy Leszkiem a Gostyniem w sąsiedztwie rowów tektonicznych.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Zasoby odnawialne w omawianym subregionie wynoszą 63 504 m³/h (2646 m³/d) i w ok. 92–95% dotyczą

zasobów piętra czwartorzędowego, a w 5–8% piętra neogenu paleogenu (P. Herbich i in., 2003). Zasoby perspektywiczne do wykorzystania gospodarczego stanowią ok. 60–65% zasobów odnawialnych. Wykorzystanie zasobów wód podziemnych na tym obszarze jest bardzo zróżnicowane, zależne od zasiedlenia i zurbanizowania terenów. Największe pobory wód związane są z rejonami miast na Ziemi Lubuskiej (Zielona Góra, Nowa Sól) oraz z regionem Wielkopolski południowej (Leszno, Rawicz, Krotoszyn, Ostrzeszów). W tabeli 8.27 zestawiono ujęcia wód podziemnych o zatwierdzonych zasobach eksploatacyjnych powyżej 400 m³/d.

Wykorzystanie wód przez ujęcia jest największe w południowej Wielkopolsce, w zlewni Baryczy (JCWPd nr 74), gdzie sięga 15–30%, zaś dużo mniejsze (z wyjątkiem rejonu Zielonej Góry) na pozostałych obszarach: w zlewni Obrzycy 5%, w zlewni Pliszki i Ilanki 2%, w międzrze-

czu Odry i Bobru ok. 1%, przy czym w GZWP nr 301 – Zasieki–Nowa Sól – 1,7%.

Zmiany położenia zwierciadła i systemów krążenia wód podziemnych poziomów użytkowych są związane przede wszystkim z eksploatacją ujęć, ich skupieniem lub rozproszeniem oraz stosunkiem wielkości poboru do odnawialności eksploatowanego poziomu wodonośnego i jego charakteru hydrodynamicznego. Nie można określić wpływu melioracji i skanalizowania cieków wykonanych w XIX i XX wieku na obszarze dolin rzecznych na zmiany stanów i krążenia wód, który to wpływ objął głównie poziom wód gruntowych. Niezauważalne są również regionalnie zmiany stanów wody w innych poziomach wodonośnych wywołane rozproszoną eksploatacją, bowiem mieszczą się one w rocznej amplitudzie wahań zwierciadła wody wywołanej czynnikami hydro-meteorologicznymi.

W poziomie wód gruntowych są zauważalne jedynie lokalne obniżenia zwierciadła wywołane eksploatacją ujęć o wydajności powyżej 30–50 m³/h. Dotyczy to ujęć ko-

munalnych Zielonej Góry (ujęcie Zawada w pradolinie warszawsko-berlińskiej), Leszna (ujęcia z sandru leszczyńskiego) oraz Głogowa (ujęcie w pradolinie barycko-głogowskiej), gdzie notowane są również zmiany układu krążenia wód. Wielkość obniżen zwierciadła wody <1 m nie przekracza 2% obszaru występowania poziomu gruntowego.

Poziomy wód w głębszych są również zdepresjonowane lokalnie, z uwagi na rozproszenie dużych ujęć na znacznym obszarze subregionu. Leje depresyjne o głębokości 1 i 5 m wywołane są eksploatacją ujęć dla Krotoszyna, Rawicza, Ostrzeszowa, Leszna, Żmigrodu, Nowej Soli, Wschowy, Trzebnicy i Zielonej Góry. Obszary obniżen ponad 1 m w poziomach wód w głębszych nie przekraczają 5% wielkości pola ich występowania. Dlatego systemy krążenia wód są zmienione tylko lokalnie w obszarach wpływu dużych ujęć.

Poziom mioceński piętra neogeńskiego wykazuje duże zróżnicowanie obszarowe w zakresie zmian zwierciadła wody i układu krążenia, największe w obszarach prawo-

Tabela 8.27

Duże ujęcia wód podziemnych o zasobach eksploatacyjnych powyżej 400 m³/h w subregionie środkowej Odry północnym (na podstawie danych banku HYDRO)

Lokalizacja ujęcia	Użytkownik	Zasoby eksploatacyjne [m ³ /h]	Depresja [m]	Wiek utworów
Zawada	Zielona Góra	1417	2,0	czwartorzęd
Serby	Głogów	1520	5,7–11,2	czwartorzęd
Gola	Gola	470	13,1–14,8	czwartorzęd
Leszno–Zaborowo	Leszno	500	6,8–7,3	czwartorzęd
Chwaliszew–Smoszew	Krotoszyn	709	7,0–13,0	czwartorzęd
Szklarka Myślenicka	Ostrzeszów	450	7,0–27,0	czwartorzęd
Żary	Żary	480	6,5–12,1	neogen
Krosno Odrzańskie	Krosno Odrzańskie	580	3,1	czwartorzęd
Sulechów	Sulechów	650	19,0–23,0	czwartorzęd
Gubin–Kaniów	Gubin	722	1,2–4,5	czwartorzęd
Żagań	Żagań	950	2,7–3,2	czwartorzęd
Świebodzin	Świebodzin	450	3,5–7,9	czwartorzęd
Lubogoszcz	Sława Śl.	400	5,2–6,1	czwartorzęd

brzeżnej zlewni Baryczy i Rowu Polskiego (JCWPd nr 74). Zwierciadło wody uległo tam regionalnemu obniżeniu o 5–10 m, lokalnie nawet więcej, przy braku wyraźnie zarysowanych lejów depresyjnych, z wyjątkiem leja depresyjnego ujęcia dla Leszna, gdzie pobór wód wynosi powyżej 50 m³/h (S. Dąbrowski 1978, 1995).

Przykład dużego ujęcia wód podziemnych

W celu zobrazowania warunków funkcjonowania dużego ujęcia wód podziemnych w czwartorzędowym systemie hydrogeologicznym wybrano teren wodonośny w pradolinie barycko-głogowskiej w sąsiedztwie miasta Ostrzeszowa (Kotlina Odolanowska).

Komunalne ujęcie wód podziemnych dla Ostrzeszowa wykonano w latach 1989–1991 w postaci trzech barier studni (Bledzianów, Szklarka, Olszyce) usytuowanych

w odległości 6–7 km na W i NW od granic miasta, na obszarze pradolinowym w sąsiedztwie skłonu Wzgórz Ostrzeszowskich (fig. 8.25). Poszczególne studnie mają głębokość od 60 do 92 m. Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne ujęcia wynoszą 450 m³/h, przy depresji rejonowej 3–9 m i depresji w studniach 7–27 m (M. Ziółkowski, K. Zborowski, 1994). Dla potrzeb Ostrzeszowa eksploatowana jest od 1995 r. bariera Olszyce z wydajnością 140 m³/h, zaś dwie pozostałe bariery zaspokajają potrzeby wodociągów większych. Teren ujęcia odwadniany jest w kierunku północno-zachodnim przez Złotnicę i jej dopływy.

Budowę geologiczną czwartorzędu w rejonie ujęcia obrazuje przekrój hydrogeologiczny (fig. 8.26). Miąższość osadów czwartorzędowych wynosi od ok. 30 do ponad 90 m. W rejonie ujęcia w czwartorzędowym piętrze wodonośnym wydzielić można dwa poziomy wodonośne: gruntowy i wgłębny. Gruntowy poziom wodonośny związany

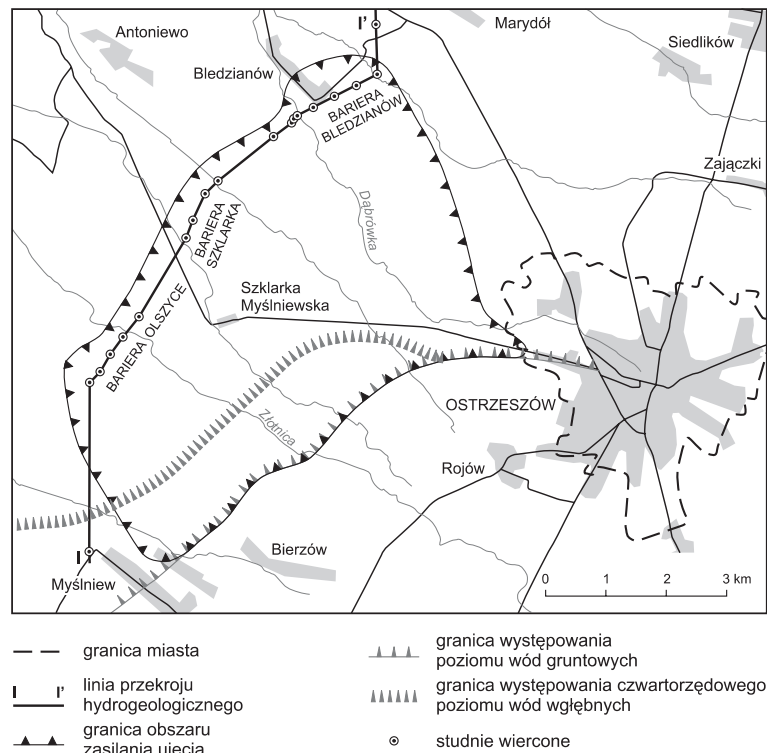


Fig. 8.25. Mapa usytuowania ujęcia wód podziemnych dla Ostrzeszowa (wg J. Poźniak i in., 1999)

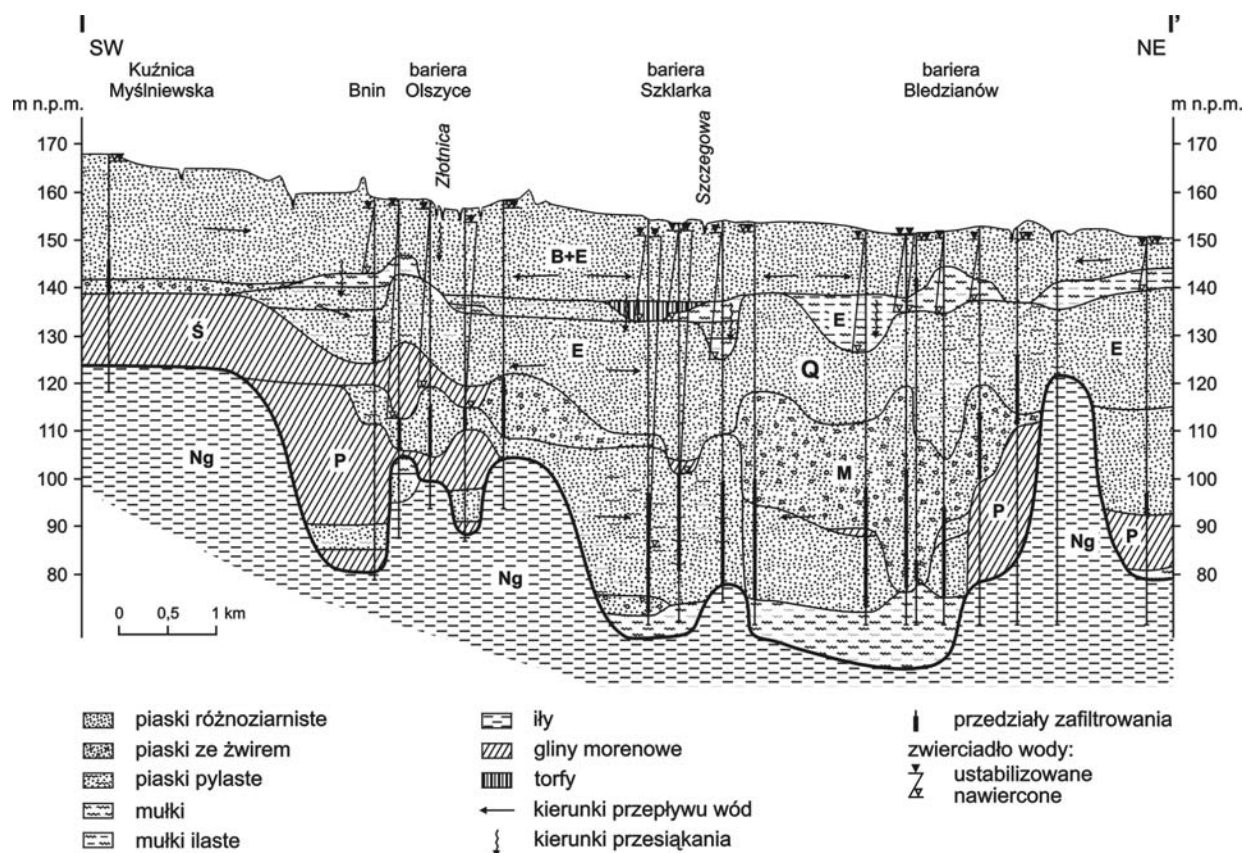


Fig. 8.26. Przekrój hydrogeologiczny wzdłuż barier studni wierconych ujęcia wody dla Ostrzeszowa

Q – czwartorzęd; B, Ś, P – odpowiednio złodowacenia: północnopolskie, środkowopolskie, południowopolskie, E, M – odpowiednio interglacjaty: eemski, mazowiecki, Ng – neogen

jest z występowaniem przypowierzchniowych osadów piaszczystych o miąższości 7–30 m. Jest to poziom o swobodnym zwierciadle wody występujący na głębokości od 0,5 do 4 m. Zasilanie tego poziomu zachodzi poprzez bezpośrednią infiltrację opadów. Moduł zasilania infiltracyjnego wynosi $5,1 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$. Poziom jest drenowany przez Złotnicę oraz przez studnie gospodarskie. Wgłębny poziom wodonośny jest związany z różnowiekowymi utworami piaszczystymi i piaszczysto-żwirowymi występującymi częściowo pod osadami zastoiskowymi interglacjalu eemskiego. Zwierciadło wody jest napięte i stabilizuje się od 0,1 do 2,5 m.

Parametry hydrogeologiczne są zróżnicowane, miąższość warstwy wodonośnej wynosi od 2,1 do 78,5 m,

współczynnik filtracji 1,44–14,4 m/d, przewodność 2,5–23,9 m^2/h . Według badań z lat 1991–1994 wody charakteryzują się niską mineralizacją 91–280 mg/dm^3 ; najczęściej 120–200 mg/dm^3 , co wiąże się z niedużą zawartością makroskładników: siarczanów 2,2–27 mg/dm^3 , chlorków 2–30 mg/dm^3 , wapnia 27–43 mg/dm^3 . Są to wody miękkie, o twardości ogólnej od 1,5 do 4 mval/dm^3 , obojętne lub słabo zasadowe ($\text{pH} = 6,9\text{--}7,4$), o niskiej utlenialności 1,5–4,0 $\text{mg O}_2/\text{dm}^3$. Stężenie azotu amonowego zawiera się w granicach 0,04–0,5 $\text{mg N}/\text{dm}^3$ (najczęściej 0,05–0,2 $\text{mg N}/\text{dm}^3$), a azotanów od 0,01 do 0,9 $\text{mg N}/\text{dm}^3$. Wody zawierają podwyższone ilości związków żelaza i manganu: 0,1–6,0 $\text{mg Fe}/\text{dm}^3$ i 0,02–1,05 $\text{mg Mn}/\text{dm}^3$.

Najlepszą jakością w zakresie zawartości żelaza i manganu charakteryzują się wody strefy brzeżnej doliny kopalnej, poddawanej w dłuższym okresie oddziaływaniu tlenu atmosferycznego. W budowie struktury wodonośnej biorą bowiem udział zarówno utwory w znacznym stopniu utlenione, związane najprawdopodobniej z dostawą materiału lokalnego, jak i o charakterze bardziej redukcyjnym.

Generalnie warunki hydrochemiczne są tu niekorzystne ze względu na lokalne występowanie czynników zakwaszających, związanych z występowaniem utworów wzbogaconych w substancje organiczne, a z drugiej strony z bardzo ograniczonym występowaniem czynnika buforującego, jaki stanowią węglany. W związku z powyższym w wodzie obserwuje się występowanie agresywnego dwutlenku węgla (J. Późniak i in., 1999).

Literatura

- BIELECKA H. i in., 2001 – Dokumentacja zasobów dyspozycyjnych międzyrzecza Odry i Bobru, w tym GZWP 149 i 301. Arch. Przeds. Geol. Proxima S.A. Wrocław.
- CHRZĄSTEK J., ZALESKA M., WAŚIK M., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych zlewni Obrzycy. Arch. Arcadis–Ekokonrem. Wrocław.
- DĄBROWSKI S., 1978 – Zmiany powierzchni piezometrycznej wód podziemnych poziomu mioceńskiego Wielkopolski. *W: Wykorzystanie i ochrona zasobów wodnych na przykładzie Wielkopolski: 40–49.* PTPNoZ, Poznań.
- DĄBROWSKI S., 1995 – Wielkoobszarowe obniżenia powierzchni piezometrycznych wód podziemnych w regionie wielkopolskim. *W: Współczesne problemy hydrogeologii, t. 7, cz. 1: 101–108.* Wyd. Profil. Kraków.
- DĄBROWSKI S., 1997 – Odnowalność trzeciorzędowego zbiornika wód podziemnych Wielkopolski. *W: Współczesne problemy hydrogeologii, t. 8: 33–39.* Wyd. WIND. Wrocław.
- DĄBROWSKI S. i in., 1989 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów zwykłych wód podziemnych z utworów trzeciorzędowych i jurajskich podsystemu Wysoczyzny Kolskiej regionu wielkopolskiego. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu, Oddz. w Poznaniu.
- DĄBROWSKI S. i in., 2004 – Projekt prac geologicznych dla udokumentowania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych z utworów czwartorzędowych, trzeciorzędowych i mezozoicznych zlewni Baryczy oraz określenia warunków hydrogeologicznych zbiorników wód podziemnych GZWP nr 303 Pradolina Barycz–Głógów (E); GZWP nr 309 Zbiornik międzymorenowy Smoszew–Chwaliszew–Sulmierzyce woj. dolnośląskie, wielkopolskie i lubuskie. Arch. Hydroconsult Sp. z o.o. Poznań.
- DĄBROWSKI S., NOWAK J., RYNARZEWSKI W., ZBORALSKA E., ZBOROWSKA T., 1994a – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów zwykłych wód podziemnych w kat. C i B z utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych systemu wodonośnego zlewni Ilanki, Pliszki, Konotopu i Kanału Lubońskiego. Arch. Przeds. Geol. Proxima S.A., Oddział w Poznaniu.
- DĄBROWSKI S., NOWAK I., ZBORALSKA E., ZBOROWSKA T., RYSZKOWSKA J., WIJURA A., 1994b – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów zwykłych wód podziemnych z utworów trzeciorzędowych podsystemu wodonośnego Wysoczyzny Leszczyńskiej regionu wielkopolskiego. Arch. Przeds. Geol. Proxima S.A., Oddział w Poznaniu.
- DĄBROWSKI S., OLEJNIK Z., PAWLAK A., WIJURA A., WOŁCYRZ P., 1996a – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych z utworów czwartorzędowych systemu wodonośnego Baryczy – Rowu Polskiego woj. leszczyńskie. Arch. Hydroconsult Sp. z o.o., Oddział w Poznaniu.
- DĄBROWSKI S., RYNARZEWSKI W., WOJCIECHOWSKA R., 1996b – System wodonośny Kotliny Żmigrodzkiej pradoliny Baryczy w świetle regionalnych badań hydrogeologicznych. *W: Problemy hydrogeologiczne SW Polski: 177–185.* Wrocław.
- DĄBROWSKI S., TRZECIAKOWSKA M., 1993 – Odnowalność wód podziemnych strefy zaburzeń glaciektonicznych rejonu Sieniawy (Ziemia Lubuska) według badań modelowych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii, t. 6: 39–46.* Wyd. Sudety. Wrocław.
- DĄBROWSKI S., WIJURA A., 1994 – Bilans krążenia wód podziemnych w podsystemie wodonośnym Wysoczyzny Leszczyńskiej według wyników badań modelowych. *Zesz. Nauk. AR Wroc., 248, Konf. nr 5, cz. 1: 95–103.*
- DĄBROWSKI S., ZBORALSKA E., ZBOROWSKA T., 1983 – Problematyka zasilania wód podziemnych południowej części niecki wielkopolskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej, t. 2: 173–183.* Wyd. Uniw. Wroc. Wrocław.
- DENDEWICZ A., 1986 – Nowe struktury wodonośne w regionie wrocławskim. *W: Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski. Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr., 49, Ser. Konf., 21: 41–45.*

- DENDEWICZ A., KRAWCZYK J., TKACZYK A., 1989 – Badania hydrogeologiczne struktur czwartorzędowych na przedpolu Wzgórz Trzebnickich. *W: Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski. Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr.*, **58**, Ser. *Konf.*, 29: 37–42.
- GÓRSKI J., 1981 – Kształtowanie się jakości wód podziemnych utworów czwartorzędowych w warunkach naturalnych oraz wymuszonych eksploatacją. IKŚ. Warszawa.
- HERBICH P., DĄBROWSKI S., NOWAKOWSKI C., 2003 – Ustalenie zasobów perspektywicznych wód podziemnych w obszarach działalności Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. Wyd. AGH. Kraków.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KRAWCZYK J. i in., 1996 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych w utworach czwartorzędowych, trzeciorzędowych i triasowych rejonu niecki wrocławskiej (II etap) z uwzględnieniem GZWP. Arch. Przeds. Geol. Proxima S.A. Wrocław.
- KUBISZE., RATAJCZAK W., 1972 – Przyczyny i wielkość zanieczyszczenia komunalnego ujęcia wód podziemnych w pradolinie Odry. *Prz. Inf. Inst. Gosp. Kom., Wodociągi i Kanalizacja*, 5.
- MALINOWSKI J. (red.), 1991 – Budowa geologiczna Polski, t. 7. Hydrogeologia. Wyd. Geol. Warszawa.
- MARZĄŁEK H., WĄSIK M., 2004 – Ocena zasolenia wód podziemnych w wybranych zlewniach rzek Polski zachodniej. *W: Modelowanie przepływu wód podziemnych. Acta Univ. Wratisl. Hydrogeol.*, 2729: 175–184.
- NIŻYŃSKI S., 1986 – Anomalne odpływy wód podziemnych drenowane korytami rzek sandru Pliszki. *W: Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski. Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr.*, **49**, Ser. *Konf.*, 21: 136–140.
- ORSZTYNOWICZ J., 1988 – Studium naukowo-badawcze dla Atlasu hydrogeologicznego Polski. Średnie roczne i wieloletnie odpływy podziemne na obszarze Polski w okresie 1951–1980. Arch. IMGW, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski, 1:500 000, cz. II. Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PIWOCKI M., 1975 – Trzeciorząd okolic Rawicza i jego węglonośność. *Biul. Inst. Geol.*, **284**: 73–132.
- PIWOCKI M., 1991 – Geologia trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych Wielkopolski. *Przew.* 62. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 19–23. Poznań.
- POŻARYSKI W., 1969 – Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Prz. Geol.*, **17**, 2: 57–65.
- PÓŹNIAK J., RYSZKOWSKA J. GÓRSKI J., 1999 – Ocena odnawialności zasobów oraz zmian jakości wód podziemnych w rejonie komunalnego ujęcia wody Olszyce–Szklarka. Arch. Hydroconsult Sp. z o.o. Poznań.
- PRZYBYŁEK J., 1986 – Wody podziemne w sąsiedztwie rowu tektonicznego Poznań–Gostyń. *W: Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski. Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr.*, **49**, Ser. *Konf.*, 21: 145–152.
- SZCZEPAŃSKI W. (red.), 1995–1996 – Atlas posterunków wodowskazowych dla potrzeb Państwowego Monitoringu Środowiska. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa.
- WOJCIECHOWSKA R. i in., 1994 – Dokumentacja geologiczna zawierająca ustalenie zasobów wód podziemnych Kotliny Żmigrodzkiej, woj. wrocławskie i leszczyńskie. Arch. Przeds. Geol. Proxima S.A. Wrocław.
- WOJCIECHOWSKI J. i in., 1983 – Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wód podziemnych z utworów czwartorzędowych w rejonie Kotliny Odolanowskiej. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu, Oddział w Poznaniu.
- WOŚ A., 1994 – Klimat Niziny Wielkopolskiej. Wyd. Nauk. UAM. Poznań.
- WRÓBEL J., 1989 – Wody podziemne środkowego Nadodrza i problemy ich ochrony. Wyd. Wyższej Szkoły Inżynierskiej. Zielona Góra.
- ZIÓŁKOWSKI M., ZBOROWSKI K., 1994 – Aneks do dokumentacji hydrogeologicznej zasobów wód podziemnych Kotliny Odolanowskiej obejmujący ustalenie zasobów wód podziemnych z utworów czwartorzędowych dla rejonu Bledzianów–Szklarka Myślniewska–Ostrzeszów, woj. kaliskie. Arch. Przeds. Geol. Proxima S.A., Oddział w Poznaniu.

8.3. Region Warty

8.3.1. Subregion Warty wyżynny

Informacje ogólne

Według podziału fizycznogeograficznego Polski (J. Kondracki, 2002) subregion Warty wyżynny prawie w całości należy do prowincji Wyżyny Polskie, podprowincje: Wyżyna Śląsko-Krakowska i Wyżyna Małopolska. Tylko wąski pas przy północnej i północno-wschodniej granicy należy do prowincji Nizy Środkowoeuropejskiego. Przestrzenne zróżnicowanie budowy geologicznej oraz rzeźby pozwoliło na wyodrębnienie w granicach podprowincji kilku makroregionów, takich jak: Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, Wyżyna Woźnicko-Wieluńska, Wyżyna Przedborska, Wzniesienia Południowomazowieckie i Nizina Południow Wielkopolska (fig. 8.27).

Subregion Warty wyżynny graniczy od północy z subregionem Warty nizinny, od zachodu i południowego zachodu z subregionem środkowej Odry północnym, a od wschodu i południowego wschodu z subregionem środkowej Wisły wyżynnym.

Klimat i hydrografia

Subregion należy do krainy klimatycznej wyżyn środkowych (E. Romer, 1949). Średnia roczna temperatura powietrza z wielolecia 1971–2000 waha się od 7,5 do 8,2°C, amplituda wahań temperatur miesięcznych przekracza 20°C (H. Lorenc red., 2005).

Sumy roczne opadów atmosferycznych, średnie z wielolecia 1891–1930, według M. Wiśniewskiego (1953) i danych IMGW z lat 1954–2000, są bardzo zróżnicowane i mieszczą się w szerokim przedziale od 400 do 980 mm. W poszczególnych latach opady wykazują bardzo duże różnice w sumach rocznych i w przebiegu nawilgocenia w ciągu roku. Opady w latach suchych wynoszą dla większości posterunków meteorologicznych ok. 400–500 mm, a nawet poniżej 400 mm, sięgając w latach wilgotnych do

980 mm. Większe opady wykazują posterunki położone w południowej części obszaru, o wyższych rzędnych terenu.

Gęstość sieci rzecznej jest zróżnicowana. Obszar wschodni krasowych utworów jury górnej na Wyżynie Częstochowskiej, ubogi w wody powierzchniowe, wyróżnia się jedną z rzadszych sieci rzecznych w Polsce. Jest to zjawisko typowe dla obszarów krasowych. Mała gęstość sieci rzecznej wynika również z dużej przepuszczalności utworów powierzchniowych.

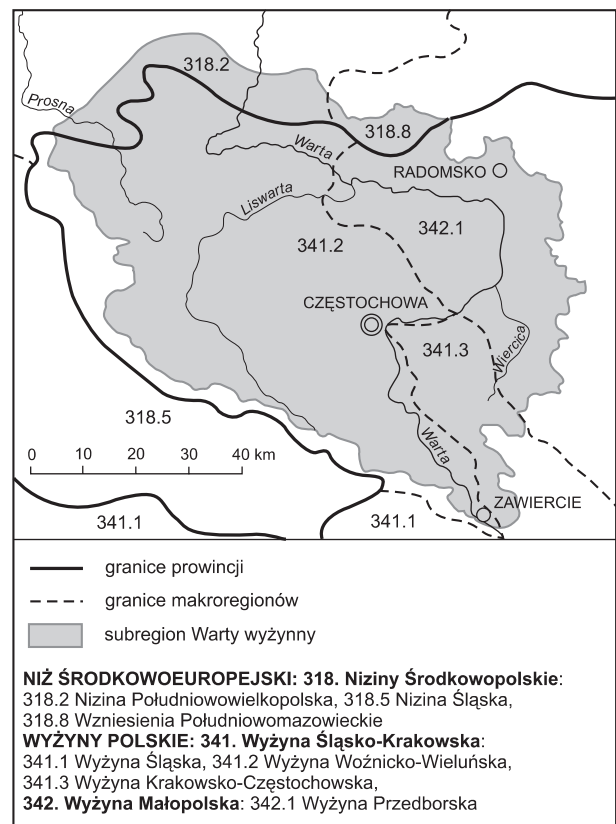


Fig. 8.27. Położenie subregionu Warty wyżynnego na tle jednostek fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002)

Całość subregionu zajmuje dorzecze górnej Warty i jej dopływów, m.in. Konopki, Stradomki, Liswarty, Białej i Czarnej Okszy, Kocinki i Wiercicy. W subregionie środkowej Odry znajduje się niewielka część obszarów źródłowych Proсны i Oleśnicy, lewobrzeżnych dopływów Warty. Zaznacza się wyraźna przewaga w dopływach zachodniej strony zlewni Warty nad wschodnią. Rzeka otrzymuje więcej dopływów lewobrzeżnych, co spowodowane jest budową geologiczną i większą wodonośnością i przepuszczalnością ośrodka skalnego.

Średnie wieloletnie przepływy Warty wynoszą w przekrojach: Korwinów (powierzchnia zlewni 550 km²) – 3,22 m³/s; Bobry (1822 km²) – 9,87 m³/s; Działoszyn (4101 km²) – 19,4 m³/s; dla Liswarty w przekroju Kule (1545 km²) – 6,49 m³/s; w górnej części dorzecza Proсны dla przekroju Gorzów Śląski (164 km²) – 1,04 m³/s.

Reżim cieków na całym opisywanym obszarze kształtuje się podobnie. Niżówki występują w miesiącach letnio-jesiennych (lipiec–wrzesień) i zimowych (styczeń–luty). Wezbrania roztopowe występują w marcu i kwietniu, zaś wezbrania opadowe w okresie kwiecień–maj.

Średni odpływ jednostkowy wynosi od 4,0 l/s·km² dla Proсны, 4,2 l/s·km² dla Liswarty, 5,9 l/s·km² dla Warty w Korwinowie. Udział odpływu podziemnego w odpływie całkowitym dla zlewni górnej Proсны wynosi od 61 do 65% (S. Dąbrowski i in., 1994) aż do 86% dla krasowej zlewni Wiercicy (A. Pacholewski, 1982). Tak wysoki udział odpływu podziemnego w odpływie całkowitym rzek jest charakterystyczny dla drenażu szczelino-krasowych poziomów wodonośnych.

Budowa geologiczna

Omawiany subregion położony jest w obrębie dwóch jednostek tektonicznych: monokliny śląsko-krakowskiej oraz synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskiego (W. Pożaryski, 1974). W budowie tego obszaru biorą udział i odsłaniają się na powierzchni osady triasowe, jurajskie, kredowe i kenozoiczne. Osady kenozoiku (głównie czwartorzędu) leżą niezgodnie na silnie urzeźbionym podłożu, przeważnie skał węglanowych, wypełniając obniżenia i maskując nierówności podłoża. Tworzą one nieciągłe pokrywy na obszarze całego subregionu. Nieprze-

puszczalne neogeńskie iły występują sporadycznie w postaci płatów w dolinach Proсны i Warty. Utwory podłoża, stanowiące odrębne piętro strukturalne, są zbudowane ze skał starszego paleozoiku. Występują na przeważającej części obszaru i zostały podzielone na blok górnośląski i blok małopolski, rozdzielone strefą tektoniczną Kraków–Lubliniec. Na strukturach paleozoicznych leżą osady mezozoiku, zapadające monoklinalnie ku północnemu wschodowi, reprezentowane przez:

- trias dolny, który tworzą osady terygeniczne, iłowcowo-piaskowcowe warstw świerklanieckich (30 m) oraz morskie, marglisto-dolomitowe osady retu (70 m);

- trias środkowy, wykształcony w facji wapienia muszlowego, o miąższości do 120 m, wzrastającej w kierunku NW; są to wapień i dolomity, na ogół spękane i porowate, z przeławiczeniami margli, iłowców i mułowców;

- trias górny, reprezentowany przez mułowce, iłowce, dolomity, margle i piaskowce o miąższości miejscami dochodzącej do ok. 200–300 m; zespołom tym przypisano nazwy różnych warstw;

- jurę dolną, zbudowaną z piasków, piaskowców i mułowców o zmiennej miąższości, nie stanowiących jednolitej pokrywy;

- jurę środkową, gdzie w spągu występują piaski i piaskowce tzw. warstw kościeliskich, tworzące użytkowy poziom wodonośny w południowo-zachodniej części subregionu; pokrywa je seria ilasto-mułowcowa z syderytami (70–140 m), zwana „iłami rudonośnymi”, które do końca lat siedemdziesiątych ubiegłego wieku były eksploatowane w kopalniach rud żelaza;

- jury górnej, która pojawia się na obszarze występowania zwartych wychodni skał węglanowych tworzących Wyżynę Krakowsko-Wieluńską; są to skrasowiałe i spękane wapień o różnym wykształceniu facjalnym i podrzędnie margle o miąższości od kilku metrów na wychodniach do 400 m w północno-wschodniej części subregionu.

Strefa wychodni utworów węglanowych jury górnej (głównie oksford i kimeryd), o ogólnym przebiegu NW–SE, zajmuje centralną część subregionu. W części północno-wschodniej przykrywają je utwory kredowe, natomiast w części południowo-zachodniej obcina je kuesta (próg denudacyjny), centralnie przebiegająca przez subregion i tworząca południowo-zachodnią granicę Wyżyny Kra-

kowsko-Częstochowskiej. Próg ten, osiągający w południowym odcinku ponad 100 m wysokości, obniża się stopniowo ku północy i zanika w okolicy Krzepic pod utworami plejstoceniowymi.

Utwory kredy, w zasięgu opisywanego subregionu, wypełniają fragmenty niecki łódzkiej i niecki miechowskiej (nidziańskiej). Kreda dolna (alb) wykształcona jest w postaci piasków i słabo zwięzłych piaskowców zawierających glaukonit i fosforyty, miąższości 20–30 m. Kreda górna to piaski i piaskowce cenomanu oraz wapienie, margle, opoki i gezy z wkładkami piaskowców santonu, turonu i mastrychtu. Miąższość utworów górnokredowych w osiach niecek dochodzi do 600–700 m.

Osady mezozoiczne są pocięte siecią uskoczków o dominującym przebiegu poprzecznym do biegu warstw i zrzutach od kilku do kilkudziesięciu metrów.

Utwory czwartorzędowe w subregionie nie stanowią ciągłej pokrywy. Występują głównie w dolinach rzecznych i obniżeniach. Są to żwiry, piaski i mułki rzeczne, typowe dla osadów dolin kopalnych. Poza dolinami występują piaski i żwiry wodnolodowcowe, piaski kemów i moren czołowych oraz gliny zwałowe, gliny zwietrzelinowe i deluwialne. Gliny zwałowe występują płatami w części południowej i środkowej subregionu. W części północnej występują dwa poziomy glin zwałowych.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Na obszarze subregionu użytkowe poziomy wodonośne występują w czterech piętrach: czwartorzędowym, kredowym, jurajskim i triasowym, tworząc piętrowy układ różnowiekowych poziomów wodonośnych. Piętra te prowadzą wody podziemne zwykłe, o mineralizacji do 1 g/dm^3 . Głębokość strefy wód słodkich jest zróżnicowana, od ok. 300 do ponad 1000 m w niecce włoszczowskiej, będącej północną częścią niecki miechowskiej.

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

nieciągłe z uwagi na ograniczone rozprzestrzenienie osadów wodonośnych. Wodonośne, porowe poziomy czwartorzędowe reprezentowane są głównie przez struktury dolinne i pradolinne rzek oraz struktury wysoczyznowe związane z osadami fluwioglacjalnymi. Miąższość utworów wodonośnych jest bardzo zróżnicowana, od kilku do kilkudziesięciu metrów, największa w dolinach kopalnych Prawarty (fig. 8.28) i Praprosny z bocznymi dolinami kopalnymi. Mniejsze rozprzestrzenienie i miąższość mają doliny kopalne Kocinki z odcinkami ujściowymi jej dopływów Szarlejki i Czarnej Okszy oraz kopalne doliny Gnaszyn–Biała i Konopka.

Dolina kopalna Warty, zbudowana z utworów piaszczysto-żwirowych i mułków, charakteryzuje się wydajnościami $50\text{--}70 \text{ m}^3/\text{h}$, współczynnik filtracji wynosi średnio $1\text{--}2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$, a miąższość utworów wodonośnych 20–30 m. Występuje tutaj jeden poziom wodonośny, którego zwierciadło swobodne stabilizuje się na głębokości 2–5 m. Wody ujmowane są wieloma studniami. Największe ujęcie znajduje się na terenie Huty Częstochowa, jego udokumentowane zasoby eksploatacyjne wynoszą $420 \text{ m}^3/\text{h}$. Ujęcie to pełni również rolę bariery odwodnieniowej dla Walcowni Blach Huty Częstochowa.

W dolinie kopalnej Gnaszyn–Biała, o rozciągłości S–N i miąższości piaszczystych utworów ok. 20 m, średni współczynnik filtracji wynosi $3 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$. Wody ujmowane są przez kilka studni; największą wydajność ($120 \text{ m}^3/\text{h}$) ma ujęcie wodociągów częstochowskich. Zwierciadło wody stabilizuje się na głębokości kilku metrów.

Kopalna dolina Konopki jest mniej zasobna w wodę. Średni współczynnik filtracji wynosi $3 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$, miąższość utworów wodonośnych maksymalnie do 20 m. Zwierciadło wód występuje płytko, 1–3 m, wody są bardzo zdegradowane, m.in. przez dawne Zakłady Górniczo-Hutnicze Sabinów.

Kredowe piętro wodonośne reprezentowane jest przez szczelinowo-porowy górnokredowy poziom wodonośny. Tworzą go spękane margle, opoki margliste i wapienie. Głębokość większości studzien wynosi 25–50 m. Ze względu na zróżnicowaną podatność skał na spękania przepuszczalność utworów górnokredowych zmienia się zarówno w pionie, jak i poziomie. Występujące w profilu przewarstwienia ilów i margli ilastych dzielą lokalnie poziom wo-

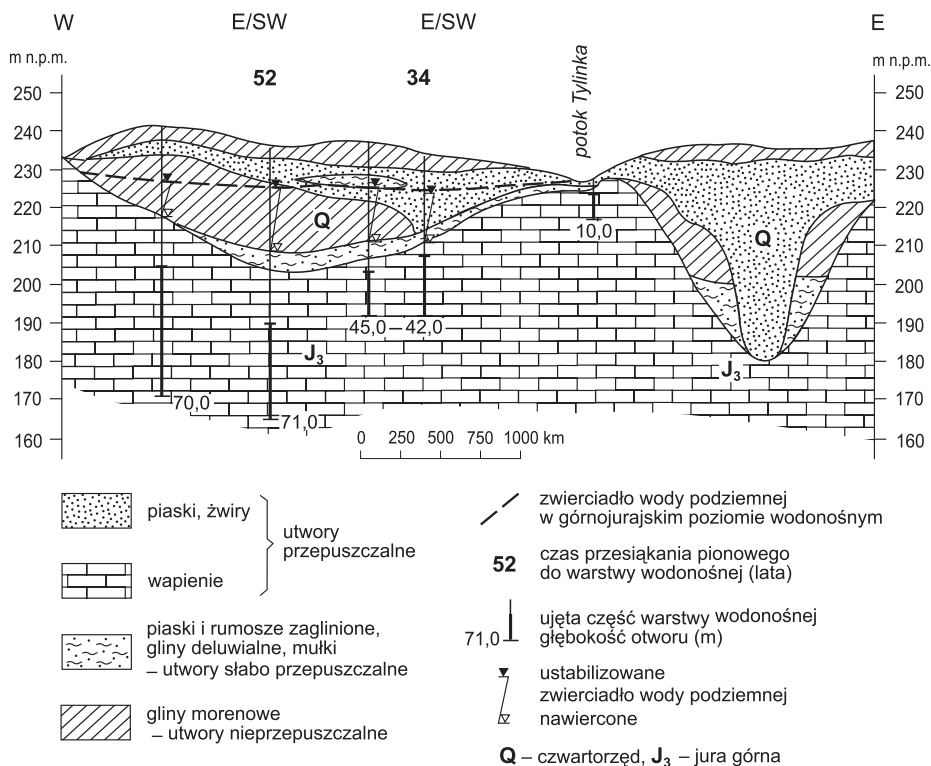


Fig. 8.28. Przekrój hydrogeologiczny przez ujęcie Wierchowisko w rejonie Częstochowy (GZWP nr 326)

donośny na warstwy, miejscami odizolowane od siebie. Wraz ze wzrostem głębokości szczelinowatość górotworu maleje. Głębokość strefy aktywnej wymiany przyjmowana jest różnie, przeważnie do 120 m. Wydajności potencjalne studzien są bardzo zmienne i wynoszą od kilku do ok. 100 m³/h, a współczynniki filtracji 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 uskokowych.

Kredowe piętro wodonośne zasilane jest przez infiltrację opadów atmosferycznych, drenowane przez współczesne i kopalne doliny rzeczne oraz studnie głębinowe i głęboką odkrywkę KWB Bełchatów. Podstawę regionalnego drenażu wód stanowią Pilica i Warta, zaś lokalnego Białka i Wiercica oraz mniejsze ciek i źródła.

Jurajskie piętro wodonośne tworzą trzy poziomy: dolny, środkowy i górny.

Poziom dolnojurajski tworzą żwiry i piaski warstw olewińskich (połomskich) oraz piaskowce warstw łysieckich.

Zwierciadło wody jest napięte. 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. W strefie wschodniej, gdzie jura dolna kontaktuje się z czwartorzędem, stanowi również źródło zaopatrzenia w wodę małych gospodarstw rolnych użytkujących studnie kopane.

Poziom środkowojurajski związany jest z warstwami kościeliskimi (aalen, bajos). Pozostaje on w łączności hydraulicznej z dolnojurajskimi piaskami górnego toarsu, czyli warstwami łysieckimi górnymi. Jest to poziom o charakterze porowo-szczelinowym, o zwierciadle napiętym. Poziom ten do początku lat osiemdziesiątych XX wieku był drenowany w wyniku odwadniania kopalń eksploatujących środkowojurajskie rudy żelaza, co spowodowało powstanie rozległego, regionalnego leja depresji o wymiarach: długość ok. 50 km, szerokość ok. 20 km i głębokość 100–130 m. Po zaprzestaniu eksploatacji i zatopieniu kopalń lej zaczął się wypełniać i obecnie wody tego

poziomu mają charakter artezyjski. Zwierciadło wód stabilizuje się ponad poziomem terenu. Obserwacje stanów wód w sieci Państwowego Instytutu Geologicznego potwierdzają, że zwierciadło nadal się podnosi, lecz prędkość wzniosu jest już mała i zróżnicowana w zależności od odległości punktu obserwacyjnego od zatopionych kopalń. Oznacza to, że warunki przepływu wód są jeszcze zaburzone odwodnieniami dawnych wyrobisk górniczych. W rejonie górnictwa rud żelaza poziom ten jest eksploatowany przez nieliczne studnie na terenie Częstochowy, Poraja i Konopisk. Poziom środkowojurajski pełni rolę głównego użytkowego poziomu wodonośnego w rejonach miejscowości: Boronów, Krzepice, Wieluń, Rudniki i Skomlin. Współczynnik filtracji wynosi średnio $6 \cdot 10^{-5}$ m/s, wydajności studzien 30–70 m³/h, a miąższość utworów wodonośnych od 12 do 60 m, przeciętnie 20–40 m. Zasilanie następuje na wychodniach oraz poprzez przepuszczalne utwory czwartorzędowe. Jest to, teoretycznie, główny poziom wodonośny w rejonie Częstochowy, lecz najważniejszym problemem jest zła jakość wód, z powodu której pozbawiono sporą część tego zbiornika walorów użytkowości (A. Pacholewski i in., 1995, 2003; L. Razowska, 2000).

Poziom górniojurajski, najbardziej zasobny i będący podstawą zaopatrzenia w wodę dawnego województwa częstochowskiego, obejmuje serię osadów węglanowych. Jest to poziom szczelinowo-krasowo-porowy o zwierciadle swobodnym, lokalnie tylko napiętym. Zasilanie zbiornika następuje na całym obszarze jego występowania, bezpośrednio lub pośrednio przez utwory czwartorzędowe. Szczelinowo-krasowy charakter wodonośca i występowanie przepuszczalnego nadkładu sprzyjają infiltracji wód z powierzchni oraz odnawialności zasobów. Układ pola hydrodynamicznego wskazuje na występowanie w poziomie trzech systemów przepływu: regionalnego, pośredniego i lokalnego. Dominują systemy pośrednie i lokalne, które zostały ukształtowane dzięki urozmaiconej rzeźbie terenu, a zwłaszcza głęboko wciętych dolinom rzek i potoków. Przepływ regionalny w poziomie górniojurajskim odbywa się w kierunku wschodnim, ku niecce miechowskiej. Miąższość poziomu rośnie od kuesty w kierunku północno-wschodnim, od kilku do 400 m, sporadycznie przekraczając 700 m. Zdolność do groma-

dzenia wód w osadach węglanowych jury górnej zależy od stopnia porowatości, spękania i krasowienia skał. Parametry te są bardzo zróżnicowane, co ma również odbicie we właściwościach hydrogeologicznych. Porowatość masywu skalnego waha się od kilku do kilkunastu procent; ma ona zasadnicze znaczenie dla retencji i zasobności wód podziemnych zbiornika, lecz odgrywa drugorzędną rolę w przewodności. Podstawową rolę w ruchu wód, a co za tym idzie migracji zanieczyszczeń, odgrywa porowatość krasowa i szczelinowa (kawernistość i szczelinowatość). Kanały krasowe i strefy spękań pełnią rolę kolektorów zbierających wodę z całego masywu skalnego. Problem ten został dobrze udokumentowany w zlewni Wiercicy (A. Pacholewski, 1982; E. Liszkowska, A. Pacholewski, 1989; J. Głazek i in., 1992). Przepuszczalność i wynikająca z niej wodonośność utworów górniojurajskich jest bardzo zróżnicowana. Współczynnik filtracji wynosi średnio $8,0 \cdot 10^{-5}$ – $1 \cdot 10^{-4}$ m/s, a wydajności studzien, w zależności od stopnia szczelinowatości i krasowienia wapieni, wynoszą od kilkunastu do 250 m³/h (średnio 70–100 m³/h). Poziom ten jest miejscami połączony z nadległym piaszczysto-żwirowym poziomem czwartorzędowym. Poziom wodonośny górnej jury tworzy GZWP nr 326 – Częstochowa E, rozciągający się od Krakowa po Wieluń.

Triasowe piętro wodonośne występuje w południowej i południowo-zachodniej części subregionu. Reprezentowane jest przez poziomy wodonośny wapienia muszlowego i retu (A. Rózkowski, Z. Wilk, red., 1980). Poziomy wodonośny triasu środkowego i dolnego tworzą jeden kompleks wodonośny określany jako kompleks wodonośny serii węglanowej triasu, zbudowany z wapieni i doloemitów. W kompleksie tym wyznaczono GZWP nr 327 – Lubliniec–Myszków. Jest to poziom szczelinowo-krasowy, o zwierciadle napiętym; występuje na zmiennej głębokości, od kilkudziesięciu do 300–400 m w rejonie Lublińca i na południe od Częstochowy. Jego miąższość wynosi od 50 do 225 m, średnio ok. 85 m. Zwierciadło wód stabilizuje się na głębokości kilku metrów, średnia wartość współczynnika filtracji wynosi $1,7 \cdot 10^{-5}$ m/s, a wydajność typowego otworu ok. 50 m³/h. Poziom jest eksploatowany przez liczne studnie. W rejonie miejscowości Żarki kompleks serii węglanowej triasu łączy się z wodo-

nośnymi węglanowymi utworami dewonu, tworząc wspólny kompleks wodonośny triasowo-dewoński.

Chemizm i jakość wód podziemnych

Warunki hydrogeologiczne, budowa geologiczna oraz procesy antropogeniczne są podstawowymi czynnikami kształtującymi chemizm i jakość wód zwykłych. Chemizm wód występujących w czwartorzędowych poziomach wodonośnych charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem. Jest to związane przede wszystkim z płytkim występowaniem wód i dużą ich podatnością na zanieczyszczenia. Wody należą do typów $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Często występującymi wskaźnikami obniżającymi jakość wody są związki azotu, żelaza, manganu oraz odczyn pH. Maksymalne stężenie azotanów (300 mg/dm^3) zanotowano w płytkich wodach podziemnych w zlewni górnej Liswarty (M. Guzik i in., 2002).

Wody piętra kredowego należą do typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, lokalnie $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$. Są to wody zwykłe o mineralizacji mieszczącej się w granicach $240\text{--}500 \text{ mg/dm}^3$.

W poziomie górnourajskim dominującym typem są wody $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ lub $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Inne wody wielojonowe noszą znamiona przeobrażeń antropogenicznych, np. $\text{HCO}_3\text{-NO}_3\text{-Ca}$ w rejonie Żarki-Zawada lub $\text{HCO}_3\text{-Cl-SO}_4\text{-Ca}$ w rejonie Kromołowa. Są to wody słodkie, o mineralizacji mieszczącej się przeważnie w zakresie od 200 do 500 mg/dm^3 . Podwyższone wartości mineralizacji, sięgające 953 mg/dm^3 , odnoszą się do próbek wód z płytkich studni ujmujących połączony poziom czwartorzędowy i górnourajski w obrębie dużych skupisk wiejskich.

Największe zmiany jakości wód podziemnych nastąpiły w poziomie środkowourajskim w otoczeniu zatopionych kopalń rud żelaza (A. Pacholewski i in., 1995, 2003; L. Razowska, 2000). W warunkach naturalnych wody tego poziomu były wodami słodkimi o mineralizacji wynoszącej średnio 200 mg/dm^3 i średnim pH 6,90 (6,00–7,50), wskazującym na ich odczyn od słabo kwaśnego do słabo zasadowego. Wody te były zaliczane do prostych wód wodorowęglanowo-wapniowo-magnezo-

wych lub wodorowęglanowo-wapniowych. Chemizm wód z warstw kościeliskich w trakcie eksploatacji rud żelaza (prowadzenia prac odwadniających) był zbliżony do wartości naturalnego tła. Likwidacja i związane z tym zatopienie, w latach 1970–1982, kopalń rud żelaza spowodowało długotrwałe zmiany chemizmu wód podziemnych. W obrębie zatopionych wyrobisk wytworzyła się strefa zanieczyszczonych wód kopalnianych. W rejonie kłobucko-częstochowskim mineralizacja ogólna wód mieści się w zakresie $500\text{--}1000 \text{ mg/dm}^3$, a nawet dochodzi do 2000 mg/dm^3 . Są to więc wartości wyraźnie podwyższone w stosunku do naturalnego tła hydrogeochemicznego. Na podstawie pomiarów odczynu pH wody te można określić jako słabo kwaśne – średnia wartość pH wynosi 6,62 (5,94–6,97). Po trzydziestu latach od zatopienia kopalń stężenia jonów w zanieczyszczonych wodach kopalnianych są o wiele wyższe niż w strefach występowania wód o naturalnym chemizmie. Siarczany, żelazo i mangan wielokrotnie przekraczają zakres naturalnego tła.

Chemizm wód w serii węglanowej triasu śląsko-kraakowskiego formuje się w środowisku skał węglanowych, w odkrytych i półzakrytych zbiornikach. Mineralizacja ogólna mieści się w przedziale $150\text{--}1800 \text{ mg/dm}^3$. Wody podziemne charakteryzują się w miarę jednorodnym i stałym składem chemicznym oraz zbliżonymi wartościami cech fizycznych. Dominują dwa typy hydrochemiczne wód: $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ i $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Chemizm wód w południowej części zbiornika Lubliniec-Myszków kształtowany jest przez czynniki antropogeniczne, zaś w skrajnej północnej i północno-zachodniej części przez czynniki geogeniczne.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

W subregionie wydzielono następujące główne zbiorniki wód podziemnych (A.S. Kleczkowski red., 1990; L. Skrzypczyk, 2001): środkowourajski GZWP nr 325 – Częstochowa W, górnourajski GZWP nr 326 – Częstochowa E, triasowy GZWP nr 327 – Lubliniec-Myszków oraz górnokredowy GZWP nr 408 – Niecka miechowska. W północno-zachodniej części subregionu występuje fragment czwartorzędowego GZWP nr 311 – Zbiornik rzeki Proсны.

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W obrębie subregionu Warty wyżynnej wydzielono trzy JCWPd o numerach: 94, 95 i 118 (tab.8.28, fig. 8.29). JCWPd nr 94 obejmuje swym zasięgiem poziomy wodonośne jury dolnej i środkowej oraz podrzędnie triasu, nr 95 – głównie poziomy wodonośne jury górnej i kredy, zaś nr 118 – poziomy wodonośne triasu i jury oraz podrzędnie dewonu.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Wody podziemne w subregionie Warty wyżynnym są eksploatowane przez liczne ujęcia studienne, a także są drenowane przez górnictwo odkrywkowe. Ujęcia są rozproszone i ujmują wody ze wszystkich opisywanych pięter wodonośnych. Największy wpływ na przekształcenia warunków hydrogeologicznym ma skoncentrowana eksploatacja wody przez duże ujęcia studienne oraz przez drenaż górniczy kopalń odkrywkowych wapieni: „Latośówka” w rejonie Częstochowy oraz „Warta” w Działoszynie. W północnej części subregionu zaznacza się również wpływ odwodnienia KWB Bełchatów.

Skoncentrowana eksploatacja wód podziemnych ma miejsce w rejonie: Częstochowy, Zawiercia, Myszkowa i Lublińca. Eksploatacja i system odwodnienia wyrobisk

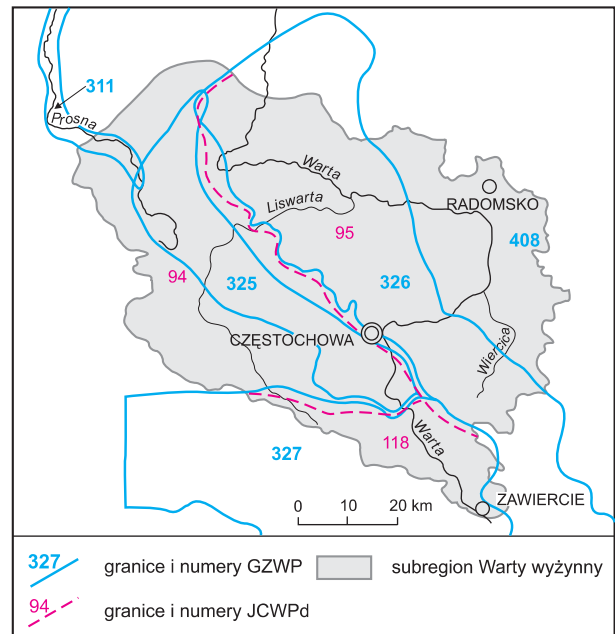


Fig. 8.29. Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) oraz jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wydzielone w subregionie Warty wyżynnym

górnicznych powodują obniżanie się naturalnej bazy drenażu i zwiększanie się strefy aktywnej wymiany wód. Manifestuje się to zmianami warunków zasilania i dróg

Tabela 8.28

Charakterystyka jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) wydzielonych w subregionie Warty wyżynnym

Nr JCWPd	Stratygrafia	Litologia	Miaższość [m]	Typ ośrodka wodonośnego	Wodoprzepuszczalność [m/s]	Powierzchnia [km ²]
94	J ₂	piaskowce	12–60	szczelinowo-porowy	3·10 ⁻⁵ –3·10 ⁻⁴	2078
	J ₁	piaski, żwiry, piaskowce	<10–20	porowy	1·10 ⁻⁶ –3·10 ⁻⁴	
95	J ₃	wapienie, margle	40–400	szczelinowo-krasowo-porowy	1·10 ⁻⁶ –1·10 ⁻³	2755
	K ₂	margle, wpienie margliste, opoki	40–120	szczelinowo-porowy	1·10 ⁻⁶ –1·10 ⁻⁴	
118	T _{1,2}	dolomity, wapienie, margle	60–160	szczelinowo-porowo-krasowy	1·10 ⁻⁶ –1·10 ⁻⁴	444
	J ₂	piaskowce	10–20	porowo-szczelinowy	1·10 ⁻⁵ –3·10 ⁻⁴	
	J ₁	piaski, żwiry	<10–20	porowy	3·10 ⁻⁵ –3·10 ⁻⁴	

krążenia wód głównie w poziomach wodonośnych górnourajskim i triasu środkowego. Wieloletnia eksploatacja wód podziemnych ujęć w rejonie Częstochowy Mirów–Srocko, Wierzchowska (fig. 8.28) i Łobodno spowodowała zmianę naturalnych baz drenażu. W warunkach naturalnych bazą drenażu były duże obszary źródłiskowe i doliny Warty, Okszy i potoku Tylinka (A. Pacholewski, L. Kruk, 2006). Obecnie podstawą drenażu są ujęcia wód podziemnych, a rzeki z drenujących stały się infiltrujące. Infiltracja wód powierzchniowych spowodowała

degradację wód podziemnych w poziomie górnourajskim w rejonie wymienionych ujęć.

Od lat 90. eksploatacja zwykłych wód podziemnych w subregionie uległa ograniczeniu. Odnosi się to do wszystkich użytkowych poziomów wodonośnych. Następuje więc odbudowa zasobów pod względem ilościowym, np. w poziomie środkowourajskim. Z odbudową zasobów i podnoszeniem się zwierciadła wód podziemnych mogą wiązać się niekorzystne procesy hydrogeochemiczne i pogorszenie się jakości wody.

Literatura

- DĄBROWSKI S. i in., 1994 – Bilans wodnogospodarczy zlewni górnej Warty po Liswarte – dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych. Arch. Hydroconsult Sp. z o.o. Poznań.
- GLĄZEK J., PACHOLEWSKI A., RÓŻKOWSKI A., 1992 – Karst-aquifer of the Cracow–Wieluń Upland, Poland. *W: Hydrogeology of selected karst region. IAH, vol. 13: 289–306.* Verlag Heise. Hannover.
- GUZIK M., LISZKA P., ZEMBAL T., PACHOLEWSKI A., 2002 – Nitrate and nitrite in shallow groundwater. *W: Nitrates in groundwater: 149–153.* A.A. Balkema Publishers. Leiden, London, New York.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, skala 1:500 000. AGH. Kraków.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- LISZKOWSKA E., PACHOLEWSKI A., 1989 – Ilościowa ocena struktury hydraulicznej masywu wapieni górnourajskich zlewni Wiercicy. *W: Wody szczelinowo-krasowe i problemy ich ochrony, z. 10: 23–32.* Wyd. SGGW-AR. Warszawa.
- LORENC H. (red.), 2005 – Atlas klimatu Polski. IMiGW. Warszawa.
- PACHOLEWSKI A., 1982 – Wody szczelinowo-krasowe jury górnej rejonu Częstochowy. *Przew. 55. Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 239–261.* Wyd. Geol. Warszawa.
- PACHOLEWSKI A., KRUK L., 2006 – Dokumentacja dla oddziaływania autostrady przebiegającego przez obszar GZWP w ośrodku szczelinowo-krasowym w rejonie ujęcia wody. *W: Zasady sporządzania dokumentacji określających warunki hydrogeologiczne w związku z projektowaniem dróg krajowych i autostrad. Poradnik metodyczny (red. A. Rodzich): 133–139.* Ministerstwo Środowiska. 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, t. 7, cz. 2: 143–149.* Wyd. Profil. Kraków.
- PACHOLEWSKI A., RAZOWSKA L., WILK Z., HERMAŃSKI S., 2003 – Hydrogeologia złóż i problemy wodne górnictwa rud żelaza. *W: Hydrogeologia polskich złóż kopalni i problemy wodne górnictwa: 419–478.* AGH. Kraków.
- POŻARYSKI W., 1974 – Main pre-Alpine tectonic elements of Poland. *Publ. Inst. Geol. PAN, 60.* Warszawa.
- RAZOWSKA L., 2000 – Zmiany hydrochemiczne w rejonie częstochowskim spowodowane zatopieniem kopalń rud żelaza. *Biul. Państw. Inst. Geol., 390: 35–96.*
- ROMER E., 1949 – Regiony klimatyczne Polski. *Pr. Wroc. Tow. Nauk., seria B, nr 16.* Wrocław.
- RÓŻKOWSKI A., WILK Z. (red.), 1980 – Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego. *Pr. Inst. Geol. (bez numeru).*
- SKRZYPCZYK L., 2001 – Mapa głównych zbiorników wód podziemnych w Polsce w skali 1:500 000 (wg stanu na dzień 30 września 2001 r. – na podstawie Mapy obszarów GZWP w Polsce wymagających szczególnej ochrony, pod red. A.S. Kleczkowskiego, 1990). *Państw. Inst. Geol. Warszawa.*
- WIŚNIEWSKI M., 1953 – Atlas opadów atmosferycznych w Polsce 1891–1930. Warszawa.

8.3.2. Subregion Warty nizinny

Informacje ogólne

Subregion Warty nizinny, o powierzchni 44 171 km², jest położony w Polsce północno-zachodniej i obejmuje trzy krainy: Pojezierze Południowopomorskie, Pojezierze Wielkopolskie i Nizinę Południowowielkopolską. Północną granicę subregionu wyznaczają moreny fazy pomorskiej zlodowacenia wisty, stanowiące wododział zlewni Warty i Noteci oraz rzek Przymorza, od wschodu – dział wodny dorzecza Odry i Wisły, a od południa i zachodu – wododział pomiędzy zlewniami środkowej Odry (zlewnia Baryczy) i Warty, połogo ukształtowany na Wysoczyźnie Kaliskiej i Wysoczyźnie Leszczyńskiej, bez wyraźnego związku z przebiegiem moren czołowych faz i zlodowaceń środkowopolskich i zlodowacenia północnopolskiego.

Według podziału fizycznogeograficznego Polski (J. Kondracki, 2002) zlewnia Warty w swojej części nizinnej, postępując z północy ku południowi, obejmuje następujące makroregiony (fig. 8.30): Pojezierze Południowopomorskie, Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka, Pojezierze Lubuskie, Pojezierze Wielkopolskie, Pradolina Warciańsko-Odrzańska, Pojezierze Leszczyńskie, Nizina Południowowielkopolska.

Pojezierze Południowopomorskie obejmuje tereny pomiędzy morenami fazy pomorskiej na północy i Pradolina Toruńsko-Eberswaldzką na południu. Cechuje się rozległymi piaszczystymi równinami sandrowymi w dorzeczu Noteci, głównie Drawy i Gwdy, pomiędzy którymi występują równiny i wzgórza morenowe z licznymi jeziorami wytopiskowymi z okresu recesji lądolodu fazy poznańskiej.

Pojezierze Wielkopolskie zostało ukształtowane w fazach poznańskiej i leszczyńskiej zlodowacenia wisty. Wysoczyzny morenowe z licznymi rynnymi jeziornymi rozcięte są równoleżnikową Pradolina Warciańsko-Odrzańską (Warszawsko-Berlińską) oraz południkowymi, przełomowymi odcinkami Noteci, Warty, Obry i Odry.

Nizina Południowowielkopolska obejmuje tereny równin i wysoczyzn morenowych w zasięgu zlodowacenia

warty, ukształtowane w klimacie peryglacjalnym ostatniego zlodowacenia.

Administracyjnie obszar subregionu należy głównie do województwa wielkopolskiego, a jedynie na krańcach do województw: dolnośląskiego, kujawsko-pomorskiego oraz lubuskiego. Duże miasta, powyżej 100 tys. mieszkańców, to: Poznań, Kalisz i Gorzów Wlkp., a średnie – Ostrów Wlkp., Konin, Piła i Gniezno. Obszarami zwią-



Fig. 8.30. Położenie subregionu Warty nizinnego na tle jednostek fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002)

szanego zagęszczenia ludności są okolice miast oraz rejon w czworokącie Poznań – Konin – Leszno – Kalisz.

Obszary wysoczyzn południowej i środkowej Wielkopolski wyróżniają się wysoko rozwiniętym rolnictwem.

Warunki klimatyczne i hydrologiczne

O bilansie wodnym w sensie meteorologicznym decydują przede wszystkim temperatura powietrza, opady atmosferyczne i pokrywa śnieżna oraz parowanie terenowe. Jak podaje A. Woś (1994), średnia roczna temperatura powietrza na obszarze szeroko pojętej Niziny Wielkopolskiej wynosi od ok. 7,5°C (Bydgoszcz) do ok. 8,4°C (Słubice).

Opady atmosferyczne w zlewni Warty, warunkujące zasilanie systemu wodnego, są zróżnicowane przestrzennie i cyklicznie w wieloletiu. Przeciętny opad w dorzeczu Warty z lat 1951–1980 wyniósł 561,4 mm (tab. 8.29),

w roku suchym 358,5 mm i mokrym 719,5 mm, przy czym największe opady cechują dorzecze górnej Warty (opad przeciętny 607,1–660,7 mm) oraz dorzecze Gwdy i Drawy na północy zlewni (opad przeciętny 601,3–618,0 mm). Opad w środkowej części dorzecza i dolnej części Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej jest stosunkowo wyrównany i wynosi 530–560 mm. Straty – równoważne parowaniu terenowemu – wynoszą od 425 do 475 mm. Rzeczywiste parowanie, mierzone w stacji IMGW w Sławie, wynosi 351 mm, zaś potencjalne, obliczone metodą Konstatinowa, od 500 do 520 mm.

Średni współczynnik odpływu dla Warty wynosi 0,228 (128,2 mm); najniższy (0,16–0,20) – Wielkopolska środkowa, najwyższy (0,30) – górna część dorzecza Warty i na Pojezierzu Południowopomorskim. Warunki klimatyczne i hydrologiczne mają wpływ na jakość wód podziemnych czerpanych z infiltracyjnych ujęć w dolinach rzecznych (J. Górski, J. Przybyłek, 1997, 1998).

Tabela 8.29

Bilans wodny dorzecza Warty [w mm] z lat 1951–1980
(Z. Paślowski, J. Koczorowska, 1974; Z. Paślowski, 1992)

Obszar	Rok przeciętny				Półroczne letnie			
	Opad P	Odpływ H	Straty $S = P - H$	Współczynnik odpływu $C = H/P$	Opad P	Odpływ H	Straty $S = P - H$	Współczynnik odpływu $C = H/P$
Dorzecze Warty – całość	561,4	128,2	433,2	0,228	348,1	51,5	296,6	0,148
Dorzecze Prosnny	565,3	121,0	444,3	0,214	353,2	39,5	313,7	0,112
Dorzecze Lutyni	576,2	101,0	475,2	0,175	356,9	28,0	328,9	0,078
Zlewnia Kanału Mosińskiego	533,0	100,5	432,5	0,188	326,4	28,5	297,9	0,087
Dorzecze Mogilnicy	533,0	77,6	455,4	0,146	326,4	18,5	307,9	0,057
Dorzecze Wełny	529,0	104,2	424,8	0,197	329,2	32,3	296,9	0,098
Dorzecze Obry	549,6	95,3	454,3	0,173	335,4	33,1	302,3	0,099
Dorzecze Noteci	574,5	145,7	428,8	0,254	352,5	61,5	291,0	0,174
Zlewnia Noteci po Pakość	530,2	86,5	443,7	0,163	340,3	37,3	303,0	0,110
Dorzecze Łobżonki	556,5	121,7	434,8	0,219	346,8	40,5	306,3	0,116
Dorzecze Gwdy	601,3	174,6	426,7	0,290	367,6	79,5	288,1	0,216
Dorzecze Drawy	618,0	187,2	430,8	0,303	361,0	78,3	282,7	0,217

Geologiczne uwarunkowania sieci hydrograficznej

Na przebieg doliny Warty i jej głównych dopływów, jak i kształt zlewni, a także na wielkość średniego współczynnika odpływu C , wyraźny wpływ ma rzeźba terenu oraz pojemność retencyjna osadów przepuszczalnych uwarunkowana budową geologiczną podłoża mezozoicznego i kenozoiku, a zwłaszcza wpływem zlodowaceń plejstocenijskich (B. Krygowski, 1952, 1954, 1961; T. Bartkowski, 1957, 1960; A. Czekalska, 1961; T. Błaszczak, 1968; S. Dąbrowski, 1985, 1991).

W środkowej części zlewni, do pradoliny warszawsko-berlińskiej, gdzie podłoże mezozoiku zagłębia się pod coraz grubszy nakład utworów kenozoicznych, główne doliny Warty i Prosnę cechuje przebieg prawie południkowy, z nieznacznymi odchyleniami ku zachodowi. Po osiągnięciu

nięciu pradoliny warszawsko-berlińskiej Warta płynie w szerokim równoleżnikowym obniżeniu od rejonu Koła do Śremu i dalej do Mosiny, przyjmując od północy i południa kilka dopływów, w tym Prosnę. Pradolina na zachód od Mosiny jest wykorzystywana przez Kanał Mosiński i skanalizowany odcinek środkowej Obry. Stworzony tu sztuczny rozdział wód kieruje część wód Obry – Kanału Kościańskiego do Kanału Mosińskiego, a wraz z nim do Warty, a część do Obrzycy poprzez Kanał Południowy Obry i dalej do Odry. Przez obszar pojezierzy Wielkopolskiego i Lubuskiego, ukształtowanych w okresie ostatniego zlodowacenia, Warta i jej główne dopływy przepływają południkowymi przełomami do Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, wykorzystując rynny lodowcowe lub plejstocenijskie doliny rzeczne z recesji lądolodu fazy poznańskiej.

Tabela 8.30

Charakterystyczne przepływy i odpływy rzek w dorzeczu Warty (wg danych IMGW)

Rzeka	Wodowskaz	Powierzchnia [km ²]	Okres obserwacji	SQ [m ³ /s]	Sq [dm ³ /s·km ²]	SNQ [m ³ /s]	SNq [dm ³ /s·km ²]
Warta	Konin	13351,1	1951–1980	56,10	4,20	24,90	1,87
Warta	Poznań	25125,6	1951–1990	102,00	3,94	37,00	1,43
Warta	Skwierzyna	31268,4	1951–1970	113,00	3,61	41,50	1,33
Warta	Gorzów Wlkp.	52185,8	1951–1990	216,00	4,12	103,00	1,97
Proсна	Bogusław	4303,5	1951–1990	16,40	3,81	4,05	0,94
Lutynia	Raszewy	533,6	1951–1970	1,59	2,98	0,21	0,39
Kanał Kościański	Kościan	854,2	1956–1970	3,80	4,45	0,53	0,62
Kanał Mosiński	Mosina	1706,5	1956–1970	5,28	3,09	1,06	0,62
Węlna	Kowanówko	2597,1	1961–1970	10,10	3,89	2,31	0,89
Obra	Zbąszyń	1857,5	1951–1980	2,20	1,18	0,69	0,37
Obra	Bledzew	3303,2	1951–1980	3,81	1,15	0,72	0,22
Noteć	Pakość	2356,2	1951–1990	6,30	2,67	2,00	0,85
Noteć	Ujście II	11288,2	1961–1970	46,00	4,08	20,90	1,85
Noteć	Nowe Drezenko	15970,1	1951–1990	76,00	4,76	40,70	2,55
Gwda	Piła	4704,3	1951–1990	27,2	5,78	14,00	2,98
Drawa	Drawiny	3287,0	1956–1970	20,20	6,15	12,40	3,77

SQ, Sq – średni przepływ i średni jednostkowy odpływ roczny, SNQ, SNq – średni niski przepływ i średni niski odpływ roczny utożsamiany z przepływem podziemnym i odpływem podziemnym z danej zlewni

Hydrografia dolnej części zlewni Warty uwarunkowana jest recesją lądolodu wisły fazy poznańskiej i jego postępu w fazie pomorskiej. Warta od Obornik do ujścia w Kostrzynie oraz Noteć, jej główny dopływ, wykorzystują równoleżnikową pradolinę toruńsko-eberswaldzką. Do obniżenia tego od linii moren czołowych fazy pomorskiej na północy poprzez obszar Pojezierza Zachodniopomorskiego kierują się południkowo główne dopływy Noteci: Gwda, Drawa i Łobżonka oraz liczne mniejsze. Rzeki te wykorzystują zwykle stare, plejstoceńskie drogi odpływu wód lodowcowych z postępu lądolodu fazy pomorskiej. Ich dopływy z południa są zwykle drobnymi, krótkimi ciekami.

Różnicowanie odpływów rzek, wynikające z uwarunkowań klimatyczno-geologicznych, przedstawiono w tabeli 8.30.

Najniższe odpływy podziemne notowane są w pasie środkowym subregionu (Obra, Lutynia, Kanał Mosiński, Kanał Kościański), najwyższe na rzekach odwadniających Pojezierze Południowopomorskie (Drawa i Gwda).

Budowa geologiczna

Budowę geologiczną subregionu przedstawiono w odniesieniu do utworów kenozoicznych i stropowych partii mezozoiku, gdzie występują wody zwykle (fig. 8.31, 8.32). Na przekroju A–A', poprowadzonym równoleżnikowo od Słubic na zachodzie regionu do jeziora Gopło na wschodzie, oprócz całego kenozoiku uwypuklono basenowy charakter podłoża mezozoicznego. Z kolei przekrój B–B' poprowadzono południkowo przez region środkowej Odry i region Warty od Wału Trzebnickiego aż po moreny fazy pomorskiej w rejonie Szczecinka. W podłożu kenozoiku przedstawiono jednostki tektoniczne mezozoiku (monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-mogileńskie, antyklinorium pomorskie).

Powierzchnia utworów mezozoicznych poza rowami tektonicznymi (depresje) i wysadami solnymi (wyniesienia) jest spenplenizowana i pochyłona ogólnie ku zachodowi: od rzędnej –5 m n.p.m. na wschodzie do –250 m n.p.m. na zachodzie. W podłożu występują osady od triasu górnego po kredę górną (S. Marek, M. Pajchłowa, 1997).

Trias reprezentują ility, iłowce i łupki piaszczyste czerwone lub brązowe retyku oraz kajpru, występujące w południowo-zachodniej części subregionu.

Jura dolna to piaskowce różnoziarniste, mułowce i mułki, piaskowce i piaski drobnoziarniste, średnioziarniste oraz iłowce. Miąższość tych utworów jest zmienna i waha się od 20 do 380 m. Jura środkowa to osady bajosu, batonu i keloweju o miąższości ok. 65 m. Są to piaski i piaskowce, iłowce i mułowce. Jura górna to mułowce margliste, margle oraz wapienie margliste i oolitowe oksfordu, o miąższości ok. 120 m, a także wapienie, margle i łupki ilaste kimerydu o miąższości ok. 500 m.

Na osadach jury górnej leżą niezgodnie utwory kredy dolnej o miąższości najczęściej 20–25 m, lokalnie do 100 m. Są to słabo związane piaskowce drobnoziarniste, piaski średnio- i drobnoziarniste z glaukonitem oraz margle piaszczyste. Wyżej, w ciągłości sedimentacyjnej, spoczywają osady kredy górnej. Ich miąższość jest zmienna i wynosi od kilku do 500 m. Jest to dość monotonna seria margli, wapieni i wapieni marglistych przeławiconych opokami. Miejscami są to skały silnie spękane.

Paleogen i neogen reprezentowany jest przez osady oligocenu i miocenu (B. Sacha, 1961; E. Ciuk, 1978; Z. Walkiewicz, 1984; M. Piwocki, 1991; W. Stankowski, 1996). Utwory te mają zmienną miąższość, od kilkunastu metrów w partiach brzeżnych zbiornika paleogeńsko-neogeńskiego do 180–200 m w jego partii centralnej i 200–300 m w rejonie rowu tektonicznego Szamotuły–Poznań–Gostyń.

Oligocen stanowią w spągu zielone piaski z glaukonitem oraz mułki ilaste i piaszczyste z węglem brunatnym, w stropie – zielone piaski glaukonitowe z iłami, mułkami lub węglem brunatnym. Miąższość tych utworów wzrasta od ok. 10–20 m w części wschodniej i południowej regionu do 20–40 m na pozostałym obszarze, a nawet do 100 m w rejonach rowów tektonicznych.

Miocen reprezentują utwory piaszczyste i brunatnowęglowe, przechodzące ku górze w utwory mułowcowo-ilaste i ilaste. W ich obrębie można wyróżnić pięć serii sedimentacyjnych: serię dolnych piasków, dolną serię węglową z mułkami, serię piasków i mułków górnych, górną serię węglowo-ilastą oraz serię iłów poznańskich. Serię piasków dolnych stanowią piaski drobne i pylaste, lokalnie średnio- i gruboziarniste z warstwami mułków i iłów.

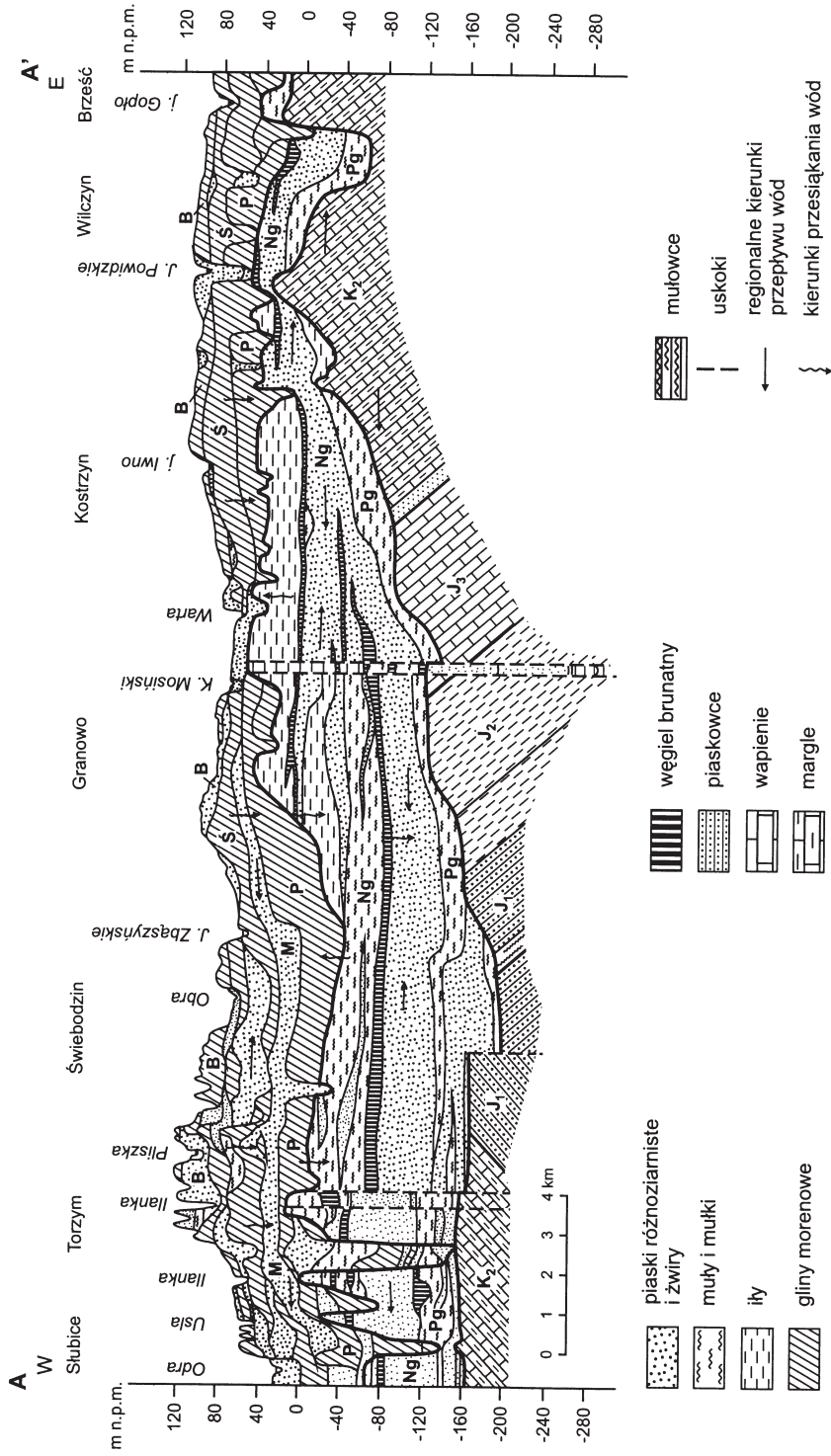


Fig. 8.31. Przekrój hydrogeologiczny A-A' od Odry w Słubicach do jeziora Gopło; lokalizacja na fig. 8.30

Q – czwartorzęd; B, Ś, P – odpowiednio zlodowacenia: wisły, środkowopolskie, południowopolskie, M – interglacjaty mazowieckiej, Ng – neogen, Pg – paleogen, K₂ – kreda górna, J₂ – jura górna, J₃ – jura środkowa, J₁ – jura dolna

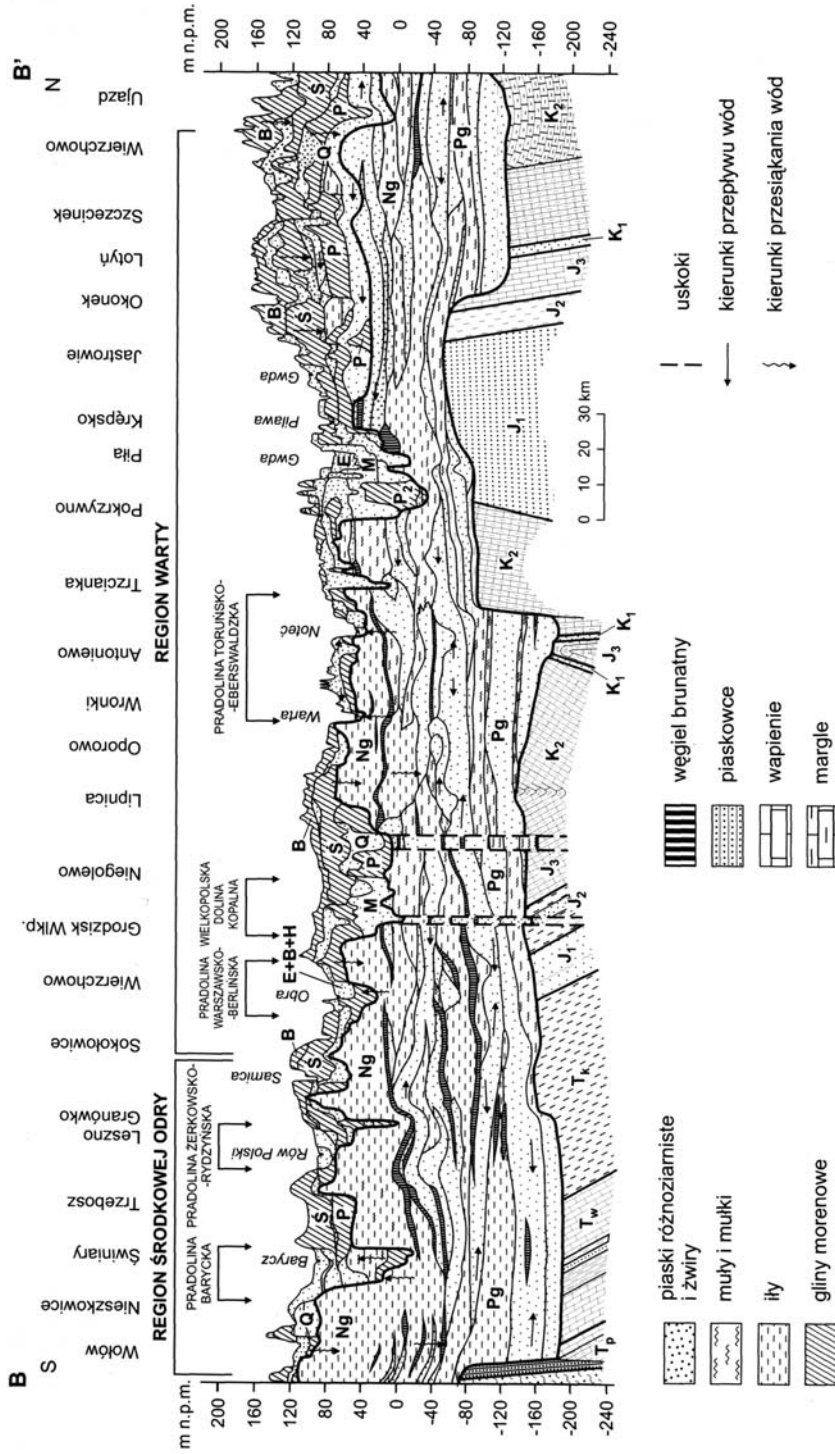


Fig. 8.32. Przekrój geologiczny B-B' od Wólki (Wzgórze Trzebnickie) do Ujazdu (Pojezierze Pomorskie); lokalizacja na fig. 8.30

Q – czwartorzęd: H – holocen, B, Ś, P – odpowiednio zlodowacenia: wisty, środkowopolskie, południowopolskie, E, M – odpowiednio interglacjaty: eemski, mazowiecki, Ng – neogen, Pg – paleogen (oligocen), K₂ – kreda dolna, J₃ – jura górna, J₂ – jura środkowa, J₁ – jura dolna, T – trias: T_p – pstry piaskowiec, T_w – wa-
pień muszlowy, T_k – kajper

Są to piaski kwarcowe, podrzędnie zawierające szczątki węgliste, łuszczyki i piryt. Miąższość tych utworów wynosi średnio 40 m i są one zaliczane do miocenu dolnego. Dwie wyższe serie sedymentacyjne reprezentują już miocen środkowy. Bezpośrednio nad piaskami miocenu dolnego występuje od 1 do 10 pokładów węgla brunatnego o miąższości do 8 m, przewarstwionych piaskami, mułowcami i iłami o zmiennej miąższości od 5 do 90 m (w rowach tektonicznych). Serię piasków i mułków górnych stanowią piaski drobnoziarniste i pylaste, mułki piaszczyste i ilaste z drobnymi warstwami węgla brunatnego. Górną serię węglowo-ilastą miocenu górnego tworzą ropy i szare mułki oraz 1 lub 2 pokłady węgla brunatnego miąższości 2–3 m, przewarstwione iłami. Średnia miąższość całej serii wynosi ok. 11 m. Seria łów poznańskich, o zmiennej miąższości dochodzącej do 90 m, dzieli się na dwie części. Część dolna to ropy oliwkowe i zielone tłuste lub pylasto-piaszczyste z przerostami piasków i mułków, a górna to ropy pstry z przerostami piasków pylastych i drobnoziarnistych. Według A. Kunkel (1975) dolna część serii ilastej to w 75% piaski mułkowate i drobne z konkrekcjami, a część górna to w 93% ropy, w ok. 3,5% mułki i 3,5% piaski. Lokalnie, w strefach erozji najstarszych dolin kopalnych ropy te zostały usunięte.

Występowanie i litologia utworów czwartorzędowych związane są z działalnością akumulacyjną i erozyjną łądodów oraz akumulacyjną wód lodowcowych i rzecznych w okresach interglacjalnych, interstadialnych i lodowcowych. Na omawianym obszarze czwartorzęd reprezentują osady wszystkich zlodowaceń. Miąższość i rozprzestrzenienie tych utworów są bardzo zmienne i zależne od morfologii podłoża czwartorzędowego i współczesnej powierzchni terenu; od kilku metrów w rejonie wyniesień podłoża neogenu i obniżień współczesnych dolin rzecznych do ok. 110–150 m w rejonach głębokiej erozji plejstoceńskiej pod morenami czołowymi. Stosunkowo wyrównana pokrywa osadów czwartorzędowych (40–90 m) występuje na obszarze środkowej Wielkopolski i Pomorza Zachodniego.

Najstarsze są gliny morenowe występujące w głębokich obniżeniach podłoża czwartorzędowego. Gliny te reprezentują dwa zlodowacenia południowopolskie, rozdzielone serią piasków i mułków rzecznych interglacjalną

lub fluwioglacjalną. Miąższość glin morenowych może lokalnie dochodzić do 50–60 m.

Doliny kopalne z okresu najstarszego interglacjalną mają kierunki SSW–NNE, są wąskie (do 0,5 km), ale głęboko, do ponad 50 m, wcięte w osady neogenu. Udokumentowane ich fragmenty wypełniają najczęściej piaski różnoziarniste z przewagą średnioziarnistych oraz mułki i ropy zastoiskowe o miąższości 20–40 m.

Z okresu interglacjalną wielkiego pochodzi wielkopolska dolina kopalna (S. Dąbrowski, 1985) i szereg dochodzących do niej drobnych dolin kopalnych, m.in. dolina kopalna Samy. Wielkopolska dolina kopalna występuje w części środkowej regionu i ma szerokość od 4–6 do 10–12 km. Spąg generacji tych dolin znajduje się na rzędnej od –40–0 do 10–20 m n.p.m. Wielkopolską doliną kopalną i doliny dopływowe wypełniają piaski, od grubo- do drobnoziarniste i pylaste, oraz mułki i ropy zastoiskowe, tworząc dwa cykle sedymentacyjne. Miąższość osadów dolin kopalnych dochodzi do 50 m.

Zlodowacenia środkowopolskie reprezentują w obrębie dolin kopalnych i obniżień podłoża czwartorzędowego osady wodnolodowcowe i gliny morenowe o miąższości 30–65 m, poza nimi – lokalnie cienkie osady fluwioglacjalne i gliny morenowe o miąższości do 30 m, najczęściej ok. 20 m.

W okresie interglacjalną eemskiego nastąpiła erozja osadów morenowych zlodowaceń środkowopolskich. Sieć rzeczna była prawdopodobnie zbliżona do obecnej, za wyjątkiem przełomowego odcinka Warty w Poznaniu. Rzeki główne obszaru znajdowały się w pasie występowania obecnych pradolin i dolin, przykładowo Prozny (S. Dąbrowski, 1991). W dolinach tych powstały osady piaszczysto-żwirowe i mułki o miąższości do 15–20 m, zaś w jeziorach – mady, gytie i torfy leżące na piaskach i piaskach ze żwirem z okresu regresji łądolodu warty.

Większa część regionu pokryta jest osadami zlodowacenia wisły. Są to lokalnie transgresyjne osady fluwioglacjalne piasków i żwirów o miąższości do 5 m, poziom glin morenowych o miąższości 5–15 m, lokalnie do 30 m, oraz osady rynien lodowcowych wykształcone w postaci piasków, mułków i glin o miąższości 30–50 m. W fazie leszczyńskiej na południowym przedpołu łądolodu ufor-

mowała się pradolina żerkowsko-rydzyńska (B. Krygowski, 1961). Z okresu recesji lądolodu pochodzą główne struktury fluwioglacjalne sandrów Wielkopolski i Pomorza, a także pradoliny warszawsko-berlińska i toruńsko-eberswaldzka oraz inne doliny plejstoceńskie. Złożone w pradolinach osady piaszczysto-żwirowe z mułkami mają miąższość do 35 m, średnio 5–10 m.

Średnia miąższość osadów morenowych, sandrowych i rzecznych zlodowacenia wisły wynosi 5–15 m, a tylko w obrębie rynien glacialnych i wzgórz morenowych może osiągnąć 40–50 m.

W holocenie powstały osady rzeczne tarasów zalewowych, jeziorne oraz deluwialne. Osady rzeczne to piaski i mady o maksymalnej miąższości 12 m w dolinie Warty i odpowiednio mniejsze w drobnych ciekach. Torfy, gytie i muły w obniżeniach jeziornych osiągają do 10 m miąższości.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Subregion Warty nizinny, zgodnie z podziałem przyjętym w niniejszej monografii (rozdz. 3, 4), należy do następujących jednostek hydrogeologicznych:

- północnej i północno-wschodniej części neogeńsko-paleogeńskiego basenu wielkopolskiego (IV), nadbudowanego czwartorzędowymi strukturami wodonośnymi pradolin i dolin kopalnych, z dominacją równoleżnikowego ich przebiegu;
- południowo-wschodniego fragmentu regionu pomorskiego (III) w zasięgu dorzeczy Drawy i Gwdy, z piętrami wodonośnymi kenozoiku oraz poziomów jurajskich;
- północnego (kaliskiego) odcinka regionu jury krawskowo-częstochowskiej (XI), z dominacją wód piętra jurajskiego i udziałem poziomów kenozoiku (środkowy, południkowy przebieg doliny Warty);
- północnego (mogileńskiego) odcinka basenu mogileńsko-lódzko-nidziańskiego (X), z równoważnym udziałem pięter wodonośnych kenozoiku i kredy.

Wody podziemne zwykłe, o mineralizacji do 1 g/dm³, występują w regionie maksymalnie do głębokości ok. 800 m, najczęściej jednak do 200–300 m, tworząc wielopoziomowe zbiorniki w utworach czwartorzędowych, neogeńsko-paleogeńskich, kredowych, jurajskich i triasowych.

Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje na całym obszarze regionu, z tym że lokalnie brak poziomów wodonośnych tego piętra w środkowej i południowej jego części (fig. 8.33). Wodonośne są piaski różnoziarniste i żwiry z różnowiekowych struktur dolin rzecznych, dolin kopalnych, poziomów fluwioglacjalnych powierzchniowych i kopalnych (poziomy międzyglinowe), rynien lodowcowych i innych drobnych form lodowcowych. Liczba i miąższość poziomów wodonośnych oraz ich zasięg przestrzenny związane są z zasięgiem kolejnych zlodowaceń. Główne czwartorzędowe poziomy wodonośne w dorzeczu Warty, które decydują o zasilaniu podziemnym rzek, przedstawiono na figurach 8.31 i 8.32. Wielkość zasilania wód podziemnych zależy od wielkości opadów atmosferycznych, stopnia izolacji od powierzchni, głębokości występowania warstw oraz układów krążenia wód; waha się od 2 do 18 m³/h·km² (M. Żurawski, 1966; S. Dąbrowski, 1990, 1995b; S. Dąbrowski i in., 1994, 1999a, b, 2002, 2003, 2004b).

Poziom wód gruntowych w sandrach jest genetycznie związany z recesją i postojem lądolodu zlodowacenia wisły faz poznańsko-leszczyńskiej i pomorskiej.

Sandry fazy poznańsko-leszczyńskiej rozwinięte są dość powszechnie na pojezierzach Wielkopolskim i Lubuskim. Na Pojezierzu Lubuskim występują głównie w rejonie Sulęcina i Międzyrzecza. Są to struktury niewielkie, najczęściej do 50 km², ukierunkowane południkowo i przechodzące w doliny plejstoceńskie, zwłaszcza w zlewni Obrzycy.

Na Pojezierzu Wielkopolskim są to:

- sandr nowotomyski, rozwinięty w południowej części zlewni dolnej Obry, od linii postoju lądolodu w rejonie Międzyrzecz–Lwówek, lokalnie aż po pradolinę Warta–Odra na południu;
- sandry rejonu Poznań–Gniezno, z których największą powierzchnię, ok. 120 km², zajmuje sandr Główny i Cybiny, rozwinięty w środkowych i dolnych odcinkach tych rzek od linii postoju lądolodu fazy poznańskiej na linii Poznań–Pobiedziska–Gniezno. W kierunku wschodnim przechodzi w sandr rejonu Wierzyce–Czerniejewo (zlewnia Wrześnicy);
- sandry z fazy recesji lądolodu poznańskiego, zwykle poniżej 100 km², występują na przedpolach moren

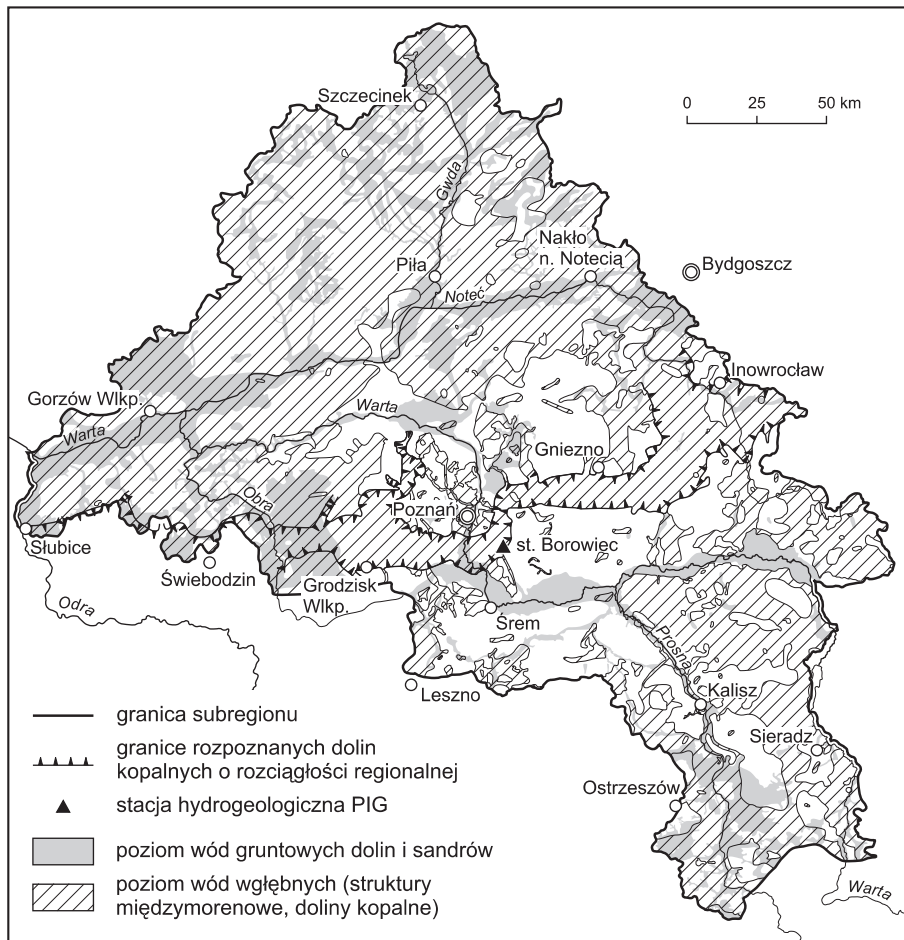


Fig. 8.33. Struktury hydrogeologiczne piętra czwartorzędowego w subregionie Warty nizinnym

czołowych lobów lodowcowych; większe struktury stanowią: sandr Jeziora Lusowskiego, sandry rzek Flinty i Gąsawki.

Sandry z fazy pomorskiej obejmują liczne pola o różnej wielkości usypane na przedpołu moren czołowych. Ku południowi przechodzą w szerokie plejstocenyjskie rzeki skierowane ku pradolinie toruńsko-eberswaldzkiej, uformowanej w tym okresie. Idąc od zachodu są to: sandr rejonu Barlinek–Strzelce Krajeńskie (GZWP nr 135), położony w zlewni Noteci i Warty dolnej, sandry środkowej i dolnej Drawy, sandry Piławy i Gwdy oraz sandry rejonu Złotowa.

Generalnie sandry mają zmienną konfigurację przestrzenną oraz zróżnicowaną miąższość i granulację osadów.

W strefach korzeniowych ich miąższość przekracza 10 m, rzadko 15 m, zaś osadami są zwykle piaski ze żwirami i żwirami, rzadziej piaski drobne, średnie i pylaste, dominujące w środkowych i dolnych partiach sandrów (tab. 8.31). Struktury te, położone w strefach wododziałowych, akumulują część opadów, stanowią bazę dla zachowania przepływu w ciekach w okresach bezopadowych i gwarantują ich stałość w pozostałych okresach.

Sandry są tylko sporadycznie wykorzystywane do budowy dużych ujęć, z uwagi na znaczną zmienność miąższości warstw i granulacji osadów oraz zasilanie. Ujmowane są wyższe strefy sandrów, cechujące się większą miąższością oraz grubszą granulacją osadów.

**Charakterystyka hydrogeologiczna sandrów występujących w subregionie Warty nizinnym
(S. Dąbrowski, E. Zboralska, 1984; S. Dąbrowski, 1990, 1995b; S. Dąbrowski i in., 1998, 1999b)**

Nazwa struktury	Powierzchnia [km ²]	Utwory wodonośne	Miąższość utworów [m]	Przewodność [m ² /h]	Moduł odnawialności zasobów [m ³ /h·km ²]
Sandr Głównej i Cybiny	120	piaski z przewagą średnio- i drobnoziarnistych	do 15, średnio 5–7	do 20, średnio 7–10	5,4–12,6
Sandr nowotomyski	1300	piaski drobno- i średnioziarniste, lokalnie ze żwirem i piaski pylaste	do 30, średnio 8–13	5–10	4,2–12,8
Sandr sieroślowski (Jez. Lusowskie)	59	piaski średnio- i drobnoziarniste, piaski ze żwirem i żwiry w partii spągowej i korzeniowej sandru	do 15, średnio 5–8	do 30, najczęściej 5–12	8,7
Sandr rejonu Barlinka (GZWP nr 135)	170	piaski ze żwirem, żwiry	do 20 średnio 8–15	10–60	12,6
Sandry i poziom międzyglinowy górny zlewni Gwdy	2842	piaski różnoziarniste i żwiry	do 40, średnio 5–20	0,4–50,4	11,3

Poziom wód gruntowych w pradolinach i dolinach rzecznych. Z wyjątkiem południowo-wschodniej części regionu Warty nie objętej ostatnim zlodowaceniem, większość sieci dolin rzecznych i pradolin wiąże się z zasięgiem i recesją łądolodu wisły.

Z uwagi na zasięg przestrzenny oraz miąższość osadów (15–20 m) podstawowymi strukturami hydrogeologicznymi są pradoliny (fig. 8.33): toruńsko-eberswaldzka, wykorzystywana przez Noteć (fig. 8.34) i odcinek dolnej Warty, warszawsko-berlińska (fig. 8.35), wykorzystywana odcinkami przez Ner, Wartę, Kanał Mosiński, Obrę i Odrę, żerkowsko-rdzyńska, wykorzystywana przez Lutynię, Obrę z dopływem Lubieszki i Rów Polski, znacząca południowy zasięg ostatniego zlodowacenia. Struktury dopływowych dolin rzecznych, z reguły o miąższości osadów 3–5 m, z wyjątkiem dolin Warty i Prozny o miąższości osadów 5–15 m, nie stanowią w większości wodonośnych struktur użytkowych. Ich rola rośnie w przypadku nałożenia się ich osadów na starsze osady fluwioglacjalne lub rzeczne, gdyż wówczas lokalnie wzrasta miąższość utworów wodonośnych.

W wymienionych pradolinach, a także w dolinach Prozny (fig. 8.36), Wełny i Obry mamy do czynienia z cyk-

licznością akumulacji osadów klastycznych: na tarasach niskich – cykl górny osadów holocenów w postaci piasków średnioziarnistych, drobnych i pylastych z rozproszoną materią organiczną, leżących na piaskach różnoziarnistych ze żwirem z cyklu doliny (pradoliny) plejstoceńskiej, a te z kolei lokalnie na osadach z cyklu dolin eemskich lub fluwioglacjalnych. W tabeli 8.32 podano podstawowe parametry hydrogeologiczne pradolin i doliny Prozny.

Odnawialność zasobów wód podziemnych w dolinach i pradolinach jest zróżnicowana w zależności od typów tarasów i związków z sąsiednimi wysoczyznami, a także użytkowania gospodarczego. Na tarasach niskich łąkowych zależy głównie od wód powierzchniowych, zaś na tarasach wysokich – od infiltracji opadów, drenażu i spływu z przyległych wysoczyzn. Wyraża się to zróżnicowaniem modułów odnawialności (z infiltracji opadów): od znikomej do poniżej 4 m³/h·km² na tarasach niskich oraz od 8 do 16 m³/h·km² na tarasach wysokich. W obrębie tych struktur zachodzi drenaż wód podziemnych poziomów wgłębnych piętra czwartorzędowego.

Poziomy wód wgłębnych w utworach międzymorenowych występują w piaszczysto-żwirowych osadach flu-

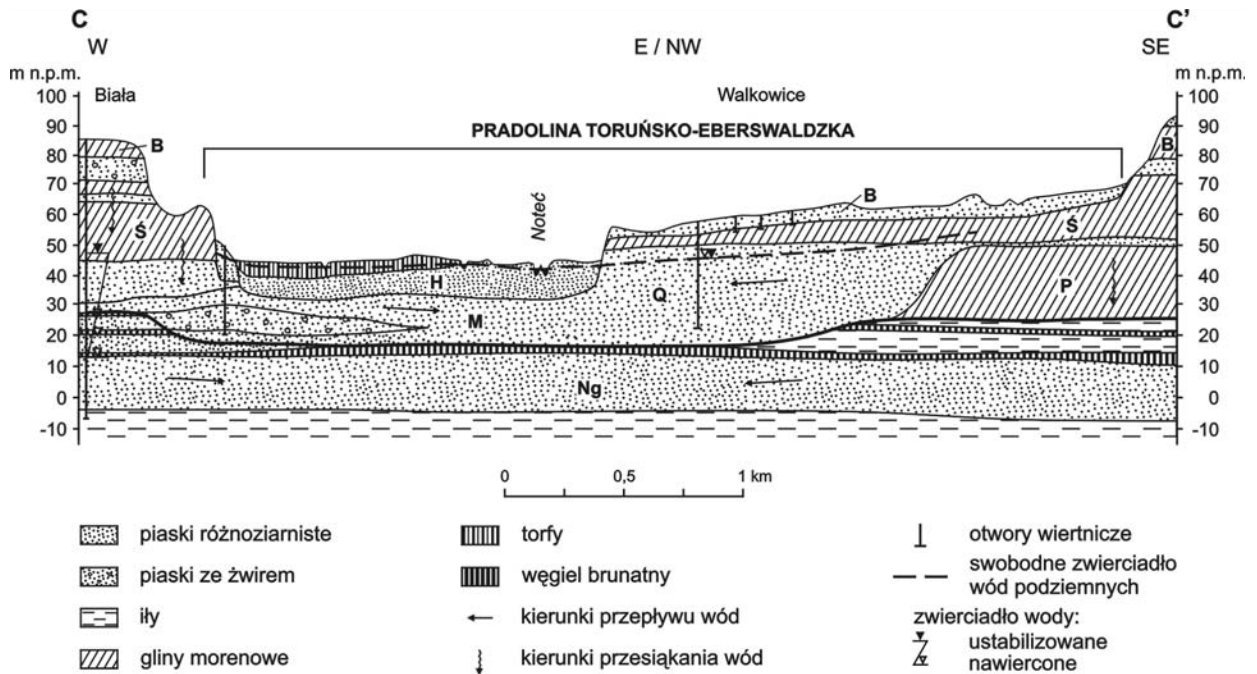


Fig. 8.34. Przekrój hydrogeologiczny C–C' przez Pradolinę Toruńsko-Eberswaldzką w okolicach Czarnkowa; lokalizacja na fig. 8.30

Q – czwartorzęd; H – holocen, B, Ś, P – odpowiednio zlodowacenia: wistły, środkowopolskie, południowopolskie, M – interglacjal mazowiecki, Ng – neogen

Tabela 8.32

Charakterystyka hydrogeologiczna głównych pradolin i doliny Prosnys, subregion Warty nizinny
(A.S. Kleczkowski red., 1990; S. Dąbrowski i in., 1994, 2003; A. Rodzoch, K. Muter, 2004)

Nazwa struktury	Utwory wodonośne	Mięższość utworów [m]	Przewodność [m^2/h]	Moduł odnawialności zasobów [$\text{m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$]
Pradolina toruńsko-eberswaldzka (GZWP nr 138)	piaski różnoziarniste z przewagą średnio- i drobnoziarnistych, w spągowych partiach pospółki i żwiru	10–15, lokalnie do 60	7–15, lokalnie do 60	3,0–12,5
Pradolina warszawsko-berlińska (GZWP nr 150)		10–15, lokalnie do 30	10–20, lokalnie do 90	4,3–6,2
Dolina Prosnys poligenetyczna (GZWP nr 311)	piaski różnoziarniste w spągu ze żwirem, lokalnie żwiru; trzy fazy erozji i sedymentacji	20–65	zmienna, nawet do 100	4,5–6,0

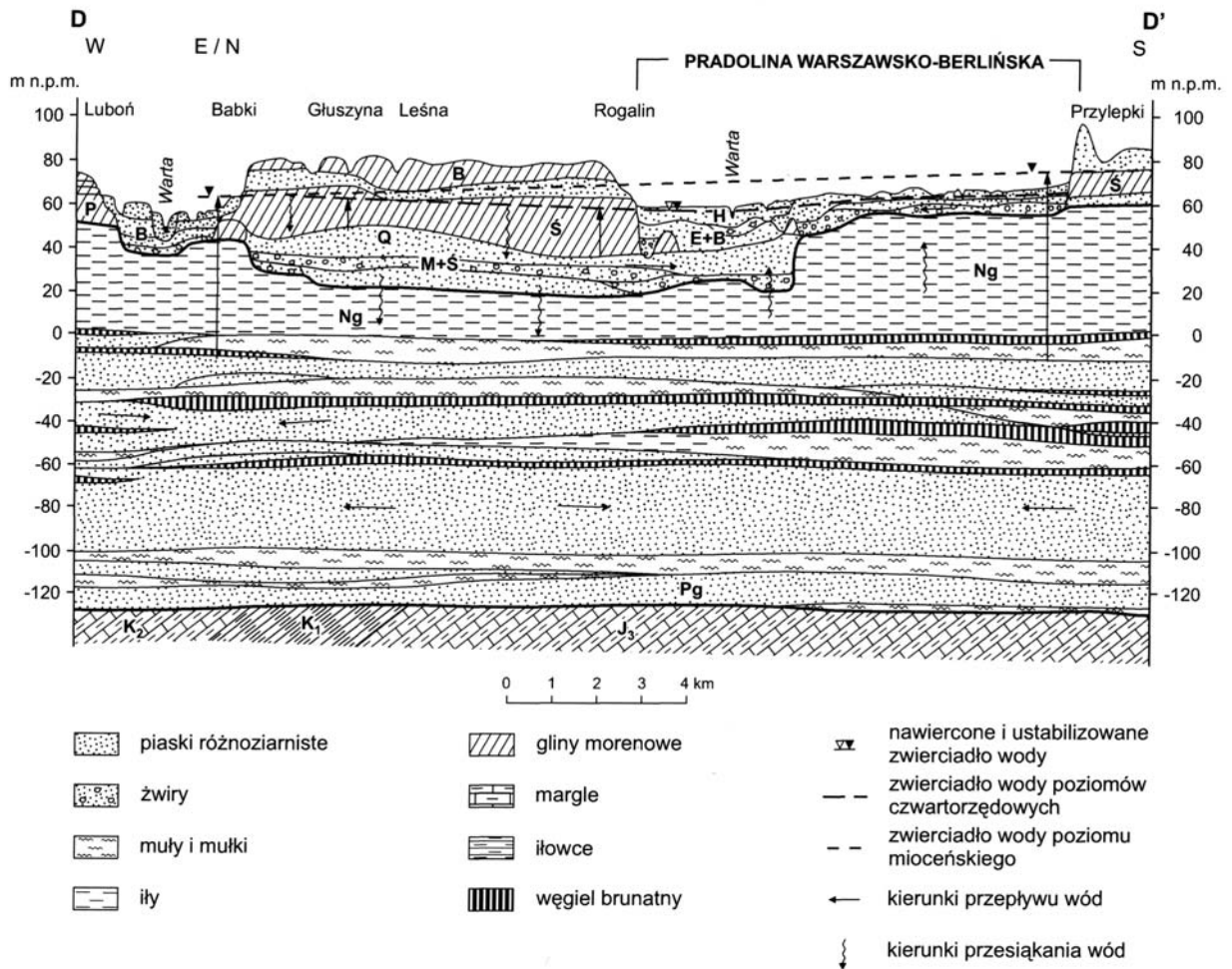


Fig. 8.35. Przekrój hydrogeologiczny D–D' przez dolinę Warty i Pradolinę Warszawsko-Berlińską na południe od Poznania; lokalizacja na fig. 8.30

Q – czwartorzęd: H – holocen, B, Ś, P – odpowiednio zlodowacenia: wistły, środkowopolskie, południowopolskie, E, M – odpowiednio interglacjacje: eemski, mazowiecki, Ng – neogen, Pg – paleogen (oligocen), K₂ – kreda górna, K₁ – kreda dolna, J₃ – jura górna

wioglacialnych i dolin kopalnych, rozdzielających gliny morenowe poszczególnych zlodowaceń. Z uwagi na powyższe oraz głębokość występowania dzieli się je na struktury (poziomy) międzymorenowe górne, występujące do głębokości 30–40 m pod glinami zlodowacenia wistły, poziomy międzymorenowe dolne, występujące na głębokości 50–90 m między glinami środkowopolskimi i południowopolskimi, oraz poziomy podglinowe – lokalnie pod glinami południowopolskimi. W południowo-

-wschodniej części regionu, nie objętej ostatnim zlodowaceniem, występuje zwykle jeden poziom między glinami środkowopolskimi i południowopolskimi. Poziomy te mają zróżnicowany, często ograniczony zasięg w Wielkopolsce (fig. 8.32–8.35), a znacznie większy na Ziemi Lubuskiej (fig. 8.31) i Pomorzu, gdzie stanowią poziomy użytkowe i decydują o zasileniu podziemnym rzek.

Poziom międzymorenowy górny występuje w piaskach różnoziarnistych i żwirach fluwioglacialnych i rzecz-

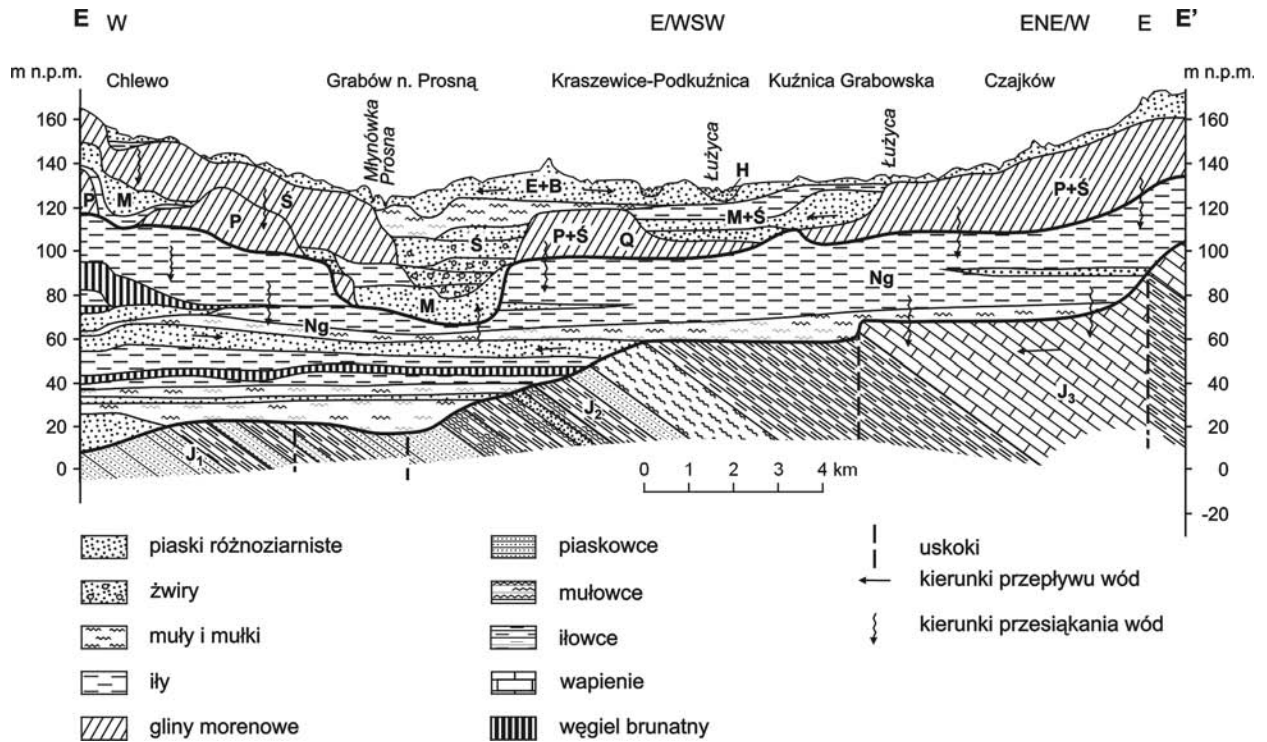


Fig. 8.36. Przekrój hydrogeologiczny E-E' przez dolinę Prosnia i Łużyca na południe od Kalisza; lokalizacja na fig. 8.30

Q – czwartorzęd: H – holocen, B, Ś, P – odpowiednio zlodowacenia: wistły, środkowopolskie, południowopolskie, E, M – odpowiednio interglacjały: eemski, mazowiecki, Ng – neogen, J₃ – jura górna, J₂ – jura środkowa, J₁ – jura dolna

nych, lokalnie lodowcowych, rozdzielających gliny zlodowacenia wistły od glin zlodowaceń starszych. W tabeli 8.33 podano charakterystykę hydrogeologiczną większych badanych struktur tego poziomu.

Poziom międzymorowy dolny związany jest z osadami rzecznyymi interglacjału mazowieckiego i fluwioglacjalnymi, rozdzielającymi gliny morenowe zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskich. Jest to główny użytkowy poziom wodonośny na całym obszarze, z wyjątkiem północno-wschodniej części Wysoczyzny Kaliskiej (fig. 8.33). Główną strukturę hydrogeologiczną tego poziomu stanowi wielkopolska dolina kopalna (GZWP nr 144) o szerokości od 3,5 do 20 km, biegnąca równoleżnikowo przez środkową Wielkopolskę od rejonu na południe od Inowrocławia, przez Witkowo, Czarniejewo, Swarzędz, rejon Mosiny, Opalenicę, Nowy Tomyśl, między Zbąszczyńiem i Trzcielą, przez Świebodzin, na południe

od Sulęcina i Słubicy do granicy państwa (S. Dąbrowski, 1978a, 1985, 1990; L. Lindner i in., 1982). Towarzyszy jej zarówno od północy (większy), jak i od południa (mniejszy) system dolin dopływowych. Ilustracje do porównania wielkopolskiej doliny kopalnej z interglacjału mazowieckiego z innymi strukturami hydrogeologicznymi w jej nadkładzie i podłożu (piętro neogeńskie) przedstawiono na przekrojach: rejon Rogalina i Mosiny na południe od Poznania (fig. 8.35) oraz rejon Witkowa na wschód od Gniezna i Wrześni (fig. 8.37). Opisywany system dolinny jest trudny do wydzielenia w innych rejonach z uwagi na rozprzestrzenienie wielu kopalnych sieci fluwioglacjalnych. W części południowo-wschodniej subregionu, w rejonie współczesnej doliny Prosnia i na zachód od niej, istnieje system dolin kopalnych skierowanych ku pradolinie Baryczy (S. Dąbrowski, 1991). Dość ciągła pokrywa utworów fluwioglacjalnych omawianego pozio-

Charakterystyka hydrogeologiczna poziomu międzymorenowego górnego, subregion Warty nizinny
(S. Dąbrowski, E. Zboralska, 1984; S. Dąbrowski, M. Trzeciakowska, 1993; S. Dąbrowski i in., 1999b)

Obszar	Powierzchnia [km ²]	Utwory wodonośne	Miaższość utworów [m]	Przewodność [m ² /h]	Moduł odnawialności zasobów [m ³ /h·km ²]
Poznańskie dorzecze Warty	530	piaski różnoziarniste i żwiry	1–35 (2–7)	0,5–50 (1–7)	3,2–14,1
Zlewnia Małej Wełny	250	piaski średnio- i drobnoziarniste, piaski ze żwirem	do 40 (5–20)	3–35	13,0
Rejon Sieniawy (obszar zaburzeń glacictektonicznych)	590	piaski różnoziarniste i piaski ze żwirem	do 50 (20–30)	do 70 (20–40)	11,9
Rejon Grodziska Wlkp.	200	piaski różnoziarniste i żwiry	2–30	0,5–34 (1–5)	6,2–11,6

W nawiasach podano wartości najczęściej występujące

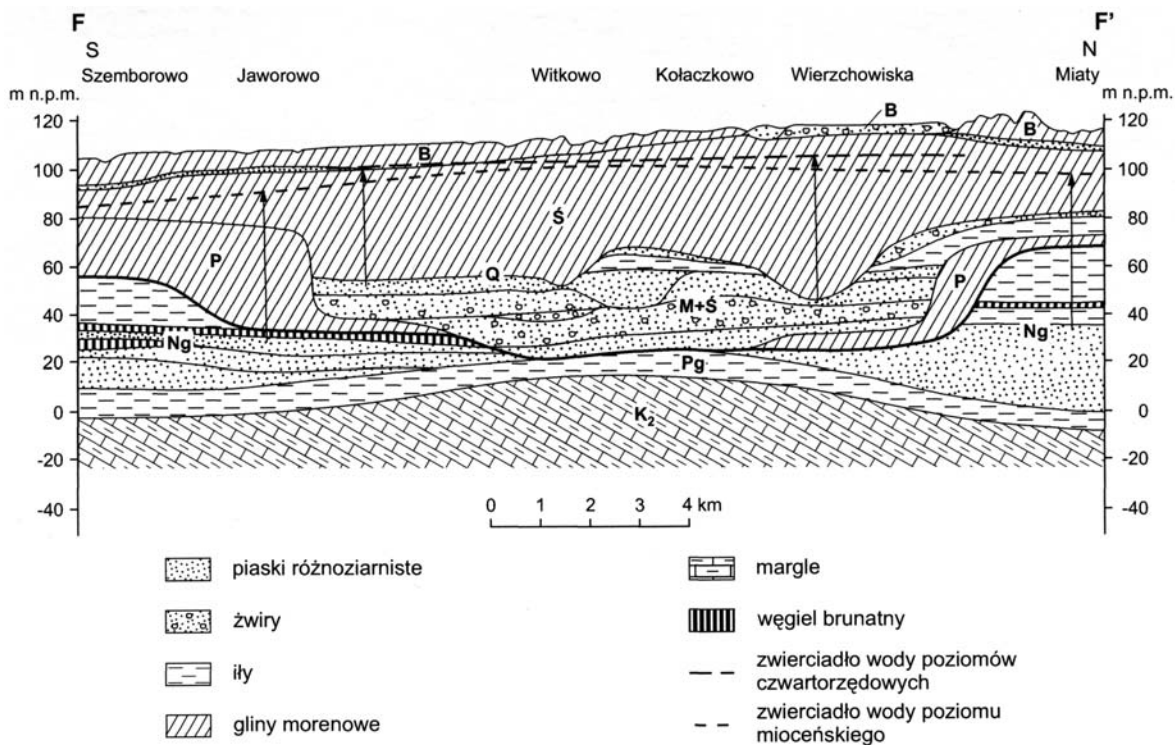


Fig. 8.37. Przekrój hydrogeologiczny F–F' przez wielkopolską dolinę kopalną w rejonie Witkowa; lokalizacja na fig. 8.30

Q – czwartorzęd; B, Ś, P – odpowiednio zlodowacenia: wiśły, środkowopolskie, południowopolskie, M – interglacja mazowiecka, Ng – neogen, Pg – paleogen (oligocen), K₂ – kreda górna

mu kontynuuje się na północ od Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej, od rejonu Konina na wschód.

Poziom ten cechuje się dużą zmiennością miąższości utworów wodonośnych; w obrębie dolin kopalnych osiąga najczęściej 15–40 m, lokalnie do 65 m, zaś poza nimi od kilku do 30 m. Współczynnik filtracji waha się od 0,3 m/h (7,2 m/d) w piaskach drobnoziarnistych do 2,6 m/h (62,4 m/d) w piaskach gruboziarnistych ze żwirem. Zasilanie poziomu odbywa się głównie na drodze przesączania się wód poprzez gliny morenowe z nadległych poziomów wodonośnych, bezpośrednią infiltrację opadów przez nadkład glin lub przez okna hydrogeologiczne. Według badań modelowych zasilanie to wynosi od 4,3 do 9,2 m³/h·km². Poziom ten z kolei zasila poprzez prze-

sączanie niżej leżące poziomy wodonośne, przeważnie neogenu. Jego drenaż zachodzi w obszarach głównych dolin rzecznych, tj. Warty, Prosny i Obry oraz mniejszych ich dopływów.

Podstawowe parametry hydrogeologiczne badanych struktur poziomu międzymorenowego dolnego podano w tabeli 8.34.

Neogeńsko-paleogeńskie piętro wodonośne jest związane z seriami piasków, przeważnie drobnoziarnistych, miocenu i oligocenu, porozdzielanych warstwami mułkowo-ilastymi i węglowymi. Tworzą one makrostrukturę basenu wód subartezyjskich, wśród których wyróżnia się dwa poziomy wodonośne: mioceniński i oligoceński (fig. 8.31, 8.32). Podstawowe znaczenie w regionie ma

Tabela 8.34

Charakterystyka hydrogeologiczna poziomu międzymorenowego dolnego, subregion Warty nizinny
(S. Dąbrowski, E. Zboralska, 1984; S. Dąbrowski, 1990; I. Nowak i in., 1996; S. Dąbrowski i in., 1999b, 2002, 2004b)

Nazwa struktury		Powierzchnia [km ²]	Utwory wodonośne	Miąższość utworów [m]	Przewodność [m ² /h]	Moduł odnawialności zasobów [m ³ /h·km ²]
Wielkopolska dolina kopalna (GZWP nr 144)	całość	3580	piaski średnioziarniste i piaski ze żwirem, piaski średnio- i drobnoziarniste, podrzędnie żwiry i piaski gruboziarniste oraz pylaste	4–65 (10–25)	5–70	4,3–9,2
	odcinki: Odra–Obra	1660		10–45 (15–30)	7–70	4,0
	Obra–Warta	1045		4–60 (20–40)	6–67	4,4
	Warta prawobrzeżna	188		5–40 (10–25)	5–60	6,7
	Noteć górna	687		5–60 (15–30)	5–70	5,5
Dolina kopalna Samy (GZWP nr 145)		113		10–70 (20–50)	6–100 (30–60)	8,3
Międzyrzecze Noteci i Wełny (poziom międzymorenowy)		1817	piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste oraz żwiry	5–60 (10–20)	1–50	3,9–6,5
Międzyrzecze Powy, Teleszyny i Warty (poziomy międzymorenowe i gruntowy)		1275	piaski różnoziarniste i piaski ze żwirem	3–45 (10–25)	0,5–50 (10–30)	7,7–8,7
Zlewnia Kani (poziom międzymorenowy)		201	piaski różnoziarniste, piaski ze żwirem i żwiry	5–30 (10–20)	0,6–98 (8–30)	4,7

W nawiasach podano wartości najczęściej występujące

poziom mioceński (S. Dąbrowski, 1986, 1990; J. Przybyłek, 1986a; T. Błaszyk i in., 1992). Formację pokrywającą basenu stanowi zespół osadów ilastych i ilasto-mułkowych warstw poznańskich górnego miocenu i pliocenu, w których lokalnie występują piaszczyste soczewy wodonośne. Miąższość warstw poznańskich jest bardzo zróżnicowana i wynosi średnio 20–60 m, lokalnie 80–120 m, przy ich braku lub niewielkiej miąższości w strefie brzeżnej basenu (fig. 8.31) i w obrębie najstarszych dolin kopalnych plejstocenu. Zasięgi występowania

użytkowych poziomów wodonośnych w piętrze neogeńsko-paleogeńskim przedstawiono na figurze 8.38.

Intensywność odnawialności wód zbiornika neogeńsko-paleogeńskiego zależy od stopnia jego izolacji utworami słabo przepuszczalnymi (iły poznańskie i gliny morenowe) oraz od głębokości występowania poziomów wodonośnych (S. Dąbrowski, 1997). Badania regionalne wykazały, że w południowej części zbiornika ma miejsce wyraźny spadek modułu odnawialności w stosunku do części północno-wschodniej; od ponad $3 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$ na

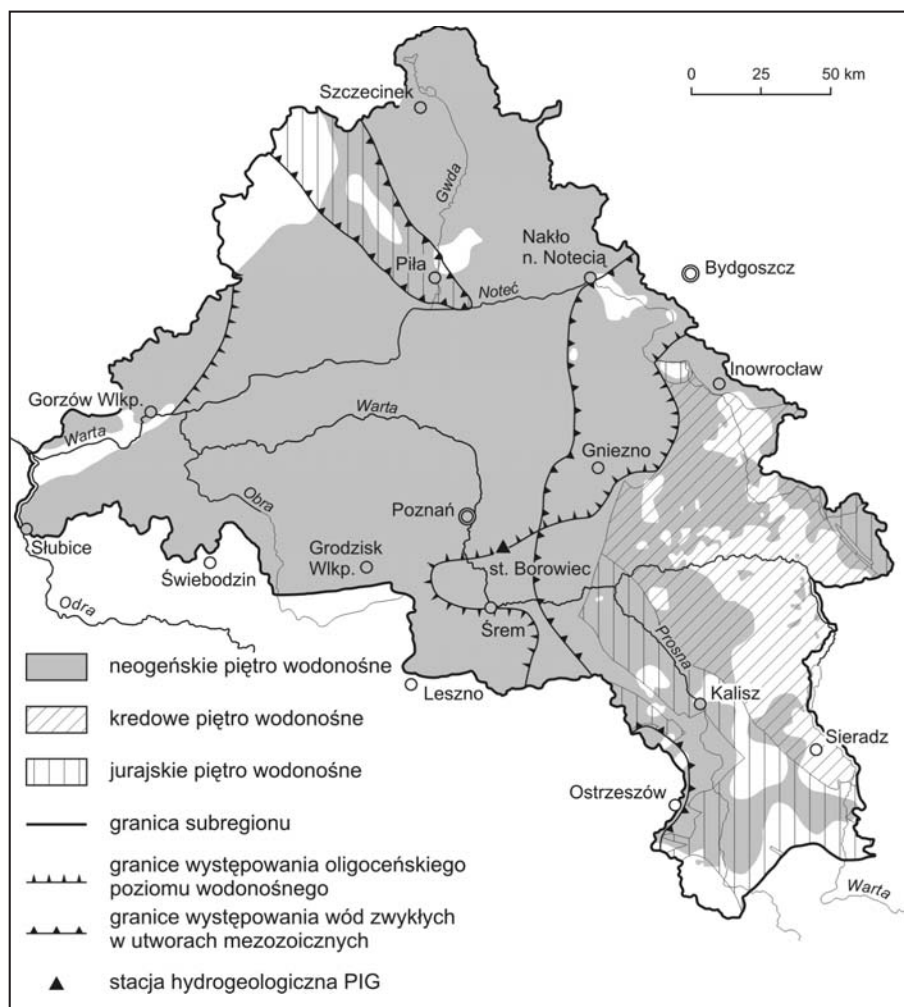


Fig. 8.38. Zasięg występowania użytkowych poziomów wodonośnych w piętrach neogeńsko-paleogeńskim i mezozoicznych w subregionie Warty nizinnym

NW od rejonu Gniezno–Konin do poniżej $0,1 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$ na NW od Leszna, co wiąże się wyraźnie z głębokością występowania warstw wodonośnych – zbiornik zagłębia się w kierunku zachodnim.

Mioceński poziom wodonośny występuje w obrębie piasków kompleksu utworów brunatnowęglowych. Wy różnić można trzy warstwy wodonośne: dolną, górną oraz lokalnie środkową. Trójdzielność jest wyraźna w centralnej partii zbiornika, w międzyrzeczu Obry i Warty (fig. 8.32). Natomiast na wschód od Poznania i w zlewni Prosnny wspomniane warstwy łączą się, tworząc jeden poziom wodonośny. Warstwę dolną budują piaski drobne i pylaste ze znacznym udziałem piasków średnio- i gruboziarnistych oraz piasków ze żwirem o miąższości do 50 m, średnio 30–40 m. Warstwa ta występuje w całym zbiorniku, przy czym najmniejsza miąższość utworów wodonośnych jest w obszarach wyniesień podłoża mezozoicznego. Górną warstwę wodonośną tworzą piaski drobne i pylaste o miąższości do 60 m; najczęściej 10–30 m. Współczynnik filtracji piasków drobnych i pylastych wynosi średnio $0,23 \text{ m/h}$ ($5,52 \text{ m/d}$), zaś piasków średnio- i gruboziarnistych $1,1 \text{ m/h}$ ($26,4 \text{ m/d}$). Obie warstwy rozdziela seria węglowa z mułkami, wśród której w centralnej partii basenu występuje środkowa warstwa wodonośna. Przewodność całego poziomu jest zmienna, od $3,2$ do $36,0 \text{ m}^2/\text{h}$, przy czym przewodność najlepiej rozpoznanej warstwy górnej jest rzędu $2,0$ – $4,5 \text{ m}^2/\text{h}$, a zasobność sprężysta wynosi $0,0001$ – $0,00026$.

Jest to poziom o ciśnieniu subartezyjskim, lokalnie artezyjskim w dolinach większych rzek, występujący na zróżnicowanej głębokości pod nadkładem kompleksu ilów poznańskich górnego miocenu i pliocenu oraz utworów gliniastych i piaszczysto-żwirowych czwartorzędu.

Oligoceński poziom wodonośny tworzą jedna lub dwie warstwy piasków drobnoziarnistych, lokalnie średnio- i gruboziarnistych, o zmiennej miąższości, najczęściej do 20 m, największej w obniżeniach podłoża mezozoicznego i rowach tektonicznych, gdzie osiąga lokalnie 80 m. Poziom ten regionalnie pozostaje w łączności hydraulicznej z poziomem mioceńskim. Wartości współczynnika filtracji, jak i zasobności sprężystej są zbliżone do wielkości podanych dla poziomu mioceńskiego (S. Dąbrowski, 1985; T. Błaszcyk i in., 1992).

Ze strukturami zbiornika neogeńskiego, we wschodniej i południowo-wschodniej jego części, powiązane są struktury wodonośne porowo-szczelinowe w obrębie utworów jury górnej i kredy. Występują one na zbliżonej głębokości co struktury neogeńsko-paleogeńskie: są silnie powiązane w układach krążenia wód podziemnych, a także hydrostrukturalnych, tworząc z nimi wspólny regionalny układ krążenia wód. W zachodniej części zbiornika neogeńskiego podobną rolę spełnia poziom wód słodkich i słabo zmineralizowanych, występujący w obrębie piasków i piaskowców jury dolnej i środkowej (J. Przybyłek, 1986a). Ten poziom w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Kaliskiej wywiera znaczny wpływ na krążenie wód w piętrze neogeńsko-paleogeńskim.

Podstawowe parametry hydrogeologiczne omawianych poziomów wodonośnych przedstawiono w tabeli 8.35.

Zasilanie zbiornika zachodzi na drodze przesiąkania wód z nadległych poziomów czwartorzędowych, lokalnie również przepływu w oknach hydrogeologicznych oraz drogą bezpośredniej infiltracji opadów przez słabo i bardzo słabo przepuszczalny nadkład gliniasto-ilasty. Jego wielkość jest zmienna i waha się od ok. $0,1$ do $4,37 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$, najczęściej $<1,0 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$. Obszarami zasilania są wysoczyzny morenowe, a strefami wododziałowymi są ich kulminacje, gdzie znajdują się również regionalne działy wód powierzchniowych. Dla neogeńsko-paleogeńskiego zbiornika wielkopolsko-lubuskiego taka regionalna strefa wododziałowa położona jest pomiędzy Pradolina Warszawsko-Berlińską a Pradolina Toruńsko-Eberswaldzką w pasie moren czołowych fazy poznańskiej zlodowacenia wisły. Regionalna strefa wododziałowa zbiornika znajduje się w pasie wyniesień moren fazy pomorskiej na Pomorzu Zachodnim (fig. 8.32). Lokalnie, w strefach podłoża zbudowanego z utworów wodonośnych jury dolnej lub poprzez uskoki tektoniczne następuje ascenzyjne zasilanie zbiornika z wód piętra mezozoicznego.

Regionalne strefy drenażu znajdują się w obniżeniach pradolin i głównych dolin rzecznych regionu. Poziom mioceński jest tu również silnie drenowany wskutek eksploatacji ujęć i odwodnień kopalnianych niecki mogileńskie. W wyniku intensywnej eksploatacji wód, lokalnie

Charakterystyka hydrogeologiczna neogeńsko-paleogeńskiego piętra wodonośnego, subregion Warty nizinny
(S. Dąbrowski i in., 1983, 1987, 1989, 1994, 1999b; S. Dąbrowski, E. Zboralska, 1984; J. Przybyłek 1986a;
S. Dąbrowski, 1997)

Poziom wodonośny		Utwory wodonośne	Miąższość utworów [m]	Głębokość występowania [m]	Moduł odnawialności zasobów [m ³ /h·km ²]
Mioceniński	warstwa górna	piaski drobne i pylaste	do 80, najczęściej 20–40	40–100 część wschodnia	0,1–4,4 0,3–1,1
	warstwa środkowa	piaski drobne, pylaste, lokalnie średnio- i gruboziarniste	1–50	100–140	jw.
	warstwa dolna	piaski drobne, pylaste, lokalnie średnio- i gruboziarniste	do 100, najczęściej 30–40	od 140 w części wschodniej do 220 w części zachodniej	0,03–0,21 0,07
Oligoceniński		piaski drobne, pylaste, lokalnie średnie	do 80, najczęściej 5–15	160–270	0,03–0,10 0,04

przekraczającej odnawialność zbiornika, nastąpiło wielokoprzestrzenne regionalne obniżenie się zwierciadła wody. Systematyczne obniżanie się zwierciadła wody do lat 90. w rejonie Wysoczyzny Średzkiej na SE od Poznania (stacja PIG Borowiec k. Kórnik) ilustruje figura 8.39. Mimo przyrostów ciśnień w półroczach zimowych i latach mokrych zwierciadło wody obniżało się o 0,17 m/rok w latach 1975–1982, i o 0,47 m/rok w latach 1983–1993. Na wykresie uwidacznia się głęboka susza hydrogeologiczna lat 1989–2003 w piętrze czwartorzędowym oraz wpływ nadmiernej eksploatacji poziomu mioceńskiego w latach 80. (opadanie do 1995 r.). Zaobserwowaną od 1994 r. tendencję zatrzymania spadku zwierciadła wody należy wiązać z obniżeniem poboru wód z tego poziomu w rejonie Wysoczyzny Średzko-Wrzesińskiej.

Mezozoiczne piętra wodonośne kredy i jury występują do głębokości 120–300 m, tylko lokalnie w rejonie Kalisza do 600 m. Poziomy użytkowe obu pięter występują we wschodniej części regionu na wschód od linii Jarocin–Września–Gniezno–Żnin (fig. 8.31), a piętra jurajskiego – w zlewni Gwdy na północy (rejon Piły) w obrębie antyklinorium pomorskiego (fig. 8.32). W tabeli 8.36 przedstawiono charakterystykę hydrogeologiczną pięter

wodonośnych w utworach mezozoicznych, a na figurze 8.38 – zasięgi ich występowania.

Kredowe piętro wodonośne stanowią spękane margle, wapienie, opoki, gezy i piaskowce, lokalnie również piaski. Skały te występują we wschodniej części regionu w obrębie synklinorium mogileńsko-łódzkiego. Wody w tych utworach tworzą jeden poziom wodonośny. Wodonośność utworów zależy przede wszystkim od głębokości występowania, stopnia spękania skał, kontaktów z nadległymi poziomami wodonośnymi, które są obszaro bardzo zmienne. Parametry hydrogeologiczne piętra kredowego są następujące:

- współczynnik filtracji 0,2–2,1 m/h (4,8–50,4 m/d),
- przewodność 0,2–18,0 m²/h, najczęściej 1–10 m²/h,
- zasobność sprężysta 0,00008–0,0002,
- wydajność jednostkowa studni od 0,1 do ponad 15,0 m³/h·m.

Dominują wody o ciśnieniu subartezyjskim, lokalnie w dolinach artezyjskim, a także swobodnym. Zasilanie odbywa się z reguły poprzez przesączanie się z utworów kenozoicznych lub przepływu w obrębie okien hydrogeologicznych na obszarach wysoczyznowych. Strefami drenażu są doliny Noteci, częściowo Warty i Prosnys. Poziom

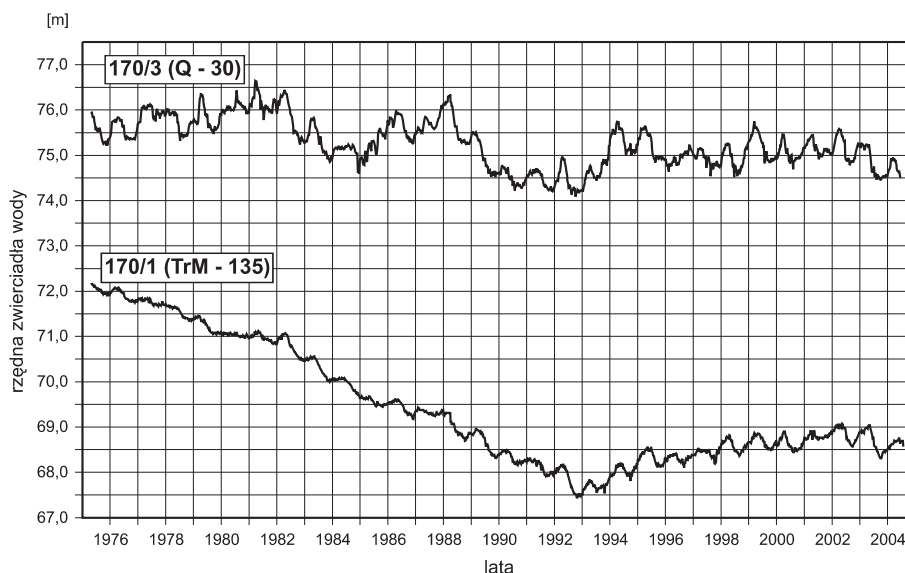


Fig. 8.39. Stany zwierciadła wód podziemnych obserwowane w latach 1975–2005 w stacji PIG Borowiec k. Kórnik

170/3(Q-30) – studnia badawczo-obszaryjna ujmująca piętro czwartorzędowe (poziom wielkopolskiej doliny kopalnej – GZWP nr 146) na głębokości 30 m; **170/1(TrM-135)** – studnia badawczo-obszaryjna ujmująca piętro paleogeńsko-neogeńskie (poziom mioceński) na głębokości 135 m

Tabela 8.36

Charakterystyka hydrogeologiczna mezozoicznego piętra wodonośnego, subregion Warty nizinny
(S. Dąbrowski i in., 1987, 1989, 1994, 1998; S. Dąbrowski, E. Zboralska, 1992; I. Nowak i in., 1996)

Piętro/ poziom wodonośny	Utwory wodonośne	Głębokość występowania [m]	Przewodność [m ² /h]	Moduł odnawialności zasobów [m ³ /h·km ²]
Kredowe	margle, opoki, gezy i piaskowce	20–300	0,2–18 (1–10)	0,01–8,0
Górnojurajski	wapienie i margle	80–300	0,1–150,0 (2–15)	0,3–10,0
Środkowojurajski	piaskowce i piaski różnoziarniste	od kilku do 300	4–40 (2–15)	0,3–0,7
Dolnojurajski	piaskowce, piaski, żwiry i zlepieńce	20–600	0,5–12,0	0,2–8,0

W nawiasach podano wartości najczęściej występujące

piezometryczny wód kredowych został lokalnie zmieniony w wyniku eksploatacji wód w rejonie kopalń węgla brunatnego i dużych ujęć wód podziemnych Konina, Koła i Turku. Moduł zasilania poziomu na podstawie wyników badań modelowych wynosi od 0,01 do 8,0 m³/h·km².

Jurajskie piętro wodonośne. Wody występują w piaskowcach i piaskach jury dolnej i środkowej oraz wapieniach, marglach, wapieniach piaszczystych malmu Jury Krakowsko-Częstochowskiej i antyklinorium środkowopolskiego. Piętro jurajskie dominuje w południowej i środkowej części zlewni Proсны, gdzie jest intensywnie eksploatowane, oraz w rejonie Piły. W obrębie tego piętra wyróżnia się trzy poziomy wodonośne: górno-, środkowo- i dolnojurajski.

Poziom górnójurajski tworzą spękane wapienie i margle oksfordu i kimerydu oraz wapienie piaszczyste i piaskowce keloweju. Utwory te występują zwykle na głębokości 30–150 m pod nakładem utworów neogenu i czwartorzędu; prowadzą wody o ciśnieniu subartezyjskim i artezyjskim. Parametry hydrogeologiczne tych utworów zależą wyraźnie od głębokości i gęstości spękań. Zwykle większe wydatki studzien uzyskuje się w rejonach dolin kopalnych oraz kontaktów poziomu z utworami wodonośnymi kenozoiku, natomiast mniejsze w obszarach wysoczyzn i tam, gdzie od powierzchni występuje ilasto-gliniasta warstwa izolacyjna. Parametry hydrogeologiczne poziomu według próbnych pompowań są następujące:

- współczynnik filtracji 0,2–0,9 m/h (4,8–21,6 m/d),
- przewodność 0,1–150,0 m²/h, najczęściej 2–15 m²/h,
- wydajność jednostkowa studni 0,2–105 m³/h·m.

Poziom ten jest zasilany w obrębie wysoczyzn poprzez przesączanie i przepływy w oknach hydrogeologicznych z nadległych poziomów w osadach kenozoicznych, a drenowany w dolinie Proсны i Warty. Moduł zasilania poziomu jest zróżnicowany i wynosi według badań modelowych od 0,3 m³/h·km² w rejonie Jarocin–Pleszew do 4–10 m³/h·km² w rejonie Kalisza i w strefach wododziałowych; średnio wynosi 1,44 m³/h·km². Poziom jest intensywnie eksploatowany w Kaliszu, co spowodowało powstanie eliptycznego rozległego leja depresyjnego o średnicach ok. 16 i 33 km oraz głębokości do 50 m w centrum.

Poziom środkowójurajski tworzą serie piaskowców i piasków aalenu i bajosu, tzw. piaskowce kościeliskie, oraz warstwy piasków i piaskowców wyższego batonu. Piaskowce kościeliskie stanowią kompleks o miąższości 20–40 m, średnio 30 m. Z uwagi na monoklinalne nachylenie ku NE utwory wodonośne występują na różnej głębokości: od wychodni w dolinie Proсны do 240 m na zachód od Kalisza. Poziom ma charakter subartezyjski. Parametry filtracyjne warstwy piaskowców kościeliskich są następujące:

- współczynnik filtracji 0,1–1,1 m/h (2,4–26,4 m/d),
- przewodność 4–40 m²/h, najczęściej 2–15 m²/h,
- zasobność sprężysta 0,0001,
- wydajność jednostkowa studni 0,5–13,0 m³/h·m.

Wody w piaskowcach kościeliskich są zasilane na drodze infiltracji w obszarach wychodni. Drenaż poziomu zachodzi w dolinie Proсны i Warty. Moduł zasilania poziomu szacuje się na ok. 0,3–0,7 m³/h·km².

Poziom dolnojurajski jest związany z występowaniem piaskowców (lokalnie piasków), żwirów i zlepieńców. Poziom ten występuje pasem od południowej części zlewni Proсны i na północ od Ostrowa Wlkp. aż po Czempień oraz w zlewni Gwdy od rejonu Piły w kierunku północno-zachodnim. Poziom tworzą piaskowce różnoziarniste o miąższości ponad 15 m. Według próbnych pompowań współczynnik filtracji wynosi od 0,002 do 1,0 m/h (0,048–24,0 m/d), przewodność 0,5–12 m²/h, a wydatek jednostkowy 0,1–8,0 m³/h·m. Prowadzi on wody pod ciśnieniem subartezyjskim. Moduł zasilania poziomu, z uwagi na głębokość jego występowania, jest bardzo zmienny i może wynosić od ok. 0,2 do ok. 8,0 m³/h·km². Drenaż zachodzi w obrębie doliny Proсны, Pradoliny Warciańsko-Odrzańskiej oraz doliny Gwdy i Noteci.

Chemizm i jakość wód podziemnych

Chemizm wód podziemnych w subregionie Warty nizinny kształtowany jest w wyniku naturalnych i wzbudzonych antropogenicznie czynników i procesów hydrogeochemicznych (T. Błaszyk, 1966; B. Paczyński, J. Pałys, 1970; A. Macioszczyk i in., 1972; A. Macioszczyk, 1973; S. Łaszcz-Fiłakowa, 1978; J. Górski, 1981, 1989, 1995, 1996, 1998; J. Przybyłek, 1988; S. Dąbrowski i in., 2005).

Wpływ antropopresji zaznacza się głównie w obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego, a także pięter kredowego i jurajskiego, tam gdzie są one słabo izolowane młodszymi utworami. Procesy przemian hydrogeochemicznych stwierdzone są głównie w ujęciach w dolinach rzek i pradolinach (np. ujęcie Mosina–Krajkowo dla Poznania, ujęcie we Wroniawach dla Wolsztyna). Wpływ zmian hydrodynamicznych zaznacza się zwłaszcza w obrębie piętra neogeńsko-paleogeńskiego i polega na pojawianiu się wysokiej barwy i/lub zasolenia podczas eksploatacji niektórych ujęć.

Najmniej korzystną jakością charakteryzują się wody **piętra czwartorzędowego**. Wykazują one bowiem najwyższe w stosunku do pozostałych pięter stężenia manganu i żelaza oraz wysoką twardość (tab. 8.37).

W warunkach naturalnych najlepszą jakością cechują się wody płytkich zbiorników zbudowanych z utworów fluwioglacjalnych, a więc sandrów na powierzchni terenu oraz płytkich sandrów kopalnych (tab. 8.38). W wodach tych zbiorników stwierdzono najniższe stężenia żelaza i azotu amonowego oraz niską barwę.

Wody zbiorników dolinnych charakteryzują się natomiast bardzo dużą zmiennością chemizmu (J. Górski, 1981; J. Przybyłek i in., 1990). W dolinach występują bo-

wiem zarówno bardzo korzystne warunki hydrogeochemiczne (strefy krawędziowe oraz wyższe tarasy dolin), zbliżone do zbiorników sandrowych, jak i bardzo niekorzystne (wysokie stężenia żelaza, manganu i azotu amonowego) w centralnych partiach dolin w zasięgu tarasów zalewowych, gdzie występują utwory holoceniowe często z dużą zawartością rozproszonej, młodej, a przez to reaktywnej, materii organicznej (J. Górski, J. Przybyłek, 1994, 1995; J. Górski, 1999; J. Górski i in., 1999). Szczególnie niekorzystną jakością cechują się te odcinki dolin, gdzie występują warunki do stagnacji wód, np. taras zalewowy doliny Warty w rejonie Śremu czy pradolina warszawsko-berlińska w rejonie Wroniaw koło Wolsztyna.

Wody dolin kopalnych oraz głębszych sandrów kopalnych odznaczają się na ogół korzystną jakością. Lokalnie, w związku z występowaniem utworów fluwialnych z rozproszoną materią organiczną, zawierają jednak wysokie stężenia azotu amonowego i żelaza.

Chemizm wód **piętra neogeńsko-paleogeńskiego** jest bardzo zróżnicowany, na co wpływ mają głównie takie czynniki, jak:

- różna zawartość rozproszonej materii organicznej w osadach, wynikająca głównie z paleohydrogeologicznych warunków krążenia wód,

Tabela 8.37

Chemizm wód różnych pięter wodonośnych na podstawie danych z próbnych pompowań studni w środkowej Wielkopolsce, subregion Warty nizinny (J. Górski, 1989)

Parametr	Piętro wodonośne					
	czwartorzędowe n = 750		neogeńsko-paleogeńskie n = 645		kredowe i jurajskie n = 10	
	mediana	tło	mediana	tło	mediana	tło
Barwa [mg Pt/dm ³]	16	5–45	22	10–150	16	6–50
Żelazo ogólne [mg/dm ³]	1,4	0,55–3,0	1,6	0,2–2,4	0,45	0,1–0,8
Mangan [mg/dm ³]	0,11	0,035–0,43	0,045	0,01–0,12	0,03	0,01–0,18
Twardość [mval/dm ³]	6,0	4–9	5,0	<2–7	2,5	<2–4

n – liczba analiz (studni); tło hydrogeochemiczne 10–90% z krzywej kumulacyjnej

Chemizm wód piętra czwartorzędowego na podstawie danych z próbnych pompowań studni w środkowej Wielkopolsce, subregion Warty nizinny (J. Górski, 1989)

Parametr	Sandry powierzchniowe n = 29		Płytkie sandry kopalne n = 134		Głębsze sandry kopalne n = 53		Doliny kopalne n = 174		Pradoliny n = 70	
	mediana	tło	mediana	tło	mediana	tło	mediana	tło	mediana	tło
Barwa [mg Pt/dm ³]	5,5	2–40	8,5	<2–30	22	7–60	20	4–60	22	2–70
Żelazo ogólne [mg/dm ³]	0,4	0,0–7,6	0,6	0,0–2,3	1,7	0,6–3,7	2,2	0,9–4,0	1,5	0,0–9,0
Mangan [mg/dm ³]	0,1	0,0–0,4	0,095	0,0–0,35	0,11	0,03–0,4	0,085	0,03–0,2	0,2	0,04–1,4
Azot amonowy [mg/dm ³]	<0,1	0,0–0,3	<0,1	0,0–0,34	0,11	0,0–0,6	0,22	0,0–0,8	0,2	0,0–0,7

n – liczba analiz (studni); tło hydrogeochemiczne 10–90% z krzywej kumulacyjnej

- dopływ wód zasolonych z podłoża mezozoicznego,
- dopływ wód przesączających się z piętra czwartorzędowego w strefach zasilania,
- występowanie kopalnych stref aeracji oraz stref o skrajnie redukcyjnych warunkach.

Nakładanie się wpływu tych czynników powoduje, że występują tu zarówno wody bardzo dobrej jakości (żelazo <1 mg/l oraz brak lub śladowa zawartość manganu), jak i wody praktycznie nieprzydatne do wykorzystania ze względu na wysoką barwę (>80 mg Pt/dm³) i/lub zasolenie (>20 mg Cl/dm³, lokalnie >250 mg Cl/dm³). Wody o wysokiej barwie i podwyższonym zasoleniu występują strefowo, a ich geneza związana jest z dopływem wód głębokiego krążenia z podłoża mezozoicznego poprzez uskoki tektoniczne i/lub utwory w podłożu o zwiększonej przepuszczalności (piaskowce jury dolnej) (fig. 8.40). Podwyższone zasolenie zaznacza się w strefach dopływu wód z podłoża. Wysoka barwa występuje natomiast w tych partiach stref drenażu, gdzie wody dopływające z podłoża mezozoicznego miały utrudniony odpływ do stref drenażu powierzchniowego (rzeki, jeziora) i tym samym były ekranowane hydraulicznie przez określone partie utworów nieprzepuszczalnych zbiornika neogeńsko-paleogeńskiego. W związku z tym strefy te są silnie wzbogacone w substancje humusowe barwiące wodę w przeci-

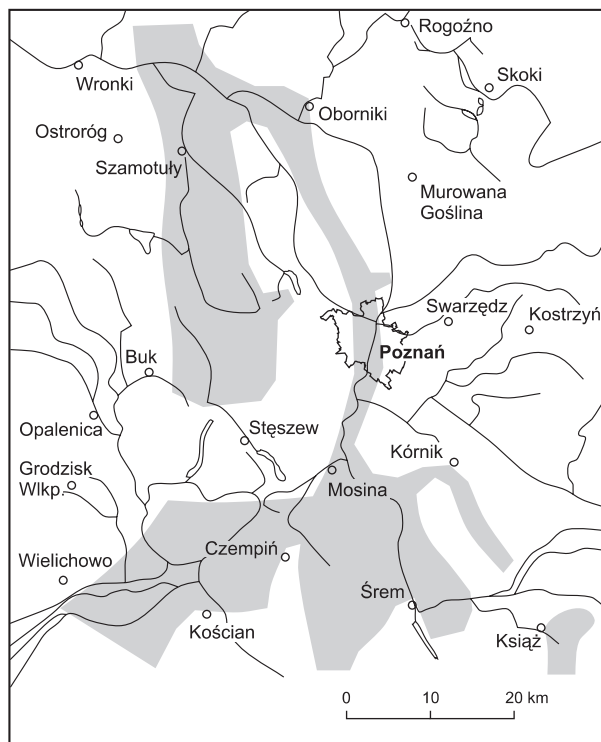


Fig. 8.40. Występowanie stref anomального zabarwienia wód podziemnych piętra neogeńsko-paleogeńskiego (>80 mg Pt/dm³) w rejonie środkowej Wielkopolski

wieństwie do tych stref, gdzie korzystne warunki przepływu wód podziemnych powodowały stopniowe oczyszczanie środowiska warstwy wodonośnej z substancji humusowych (J. Górski, 1989). Należy dodać, że konsekwencją opisaną genezy wysokiego zabarwienia jest fakt, że występuje ono często tylko w dolnych lub górnych partiach poziomu wodonośnego. W rejonie Piły podwyższone zabarwienie wód w poziomie oligoceńskim ma miejsce przy ascenzji słonych wód z podłoża (S. Dąbrowski, 2000).

Wody **piętra kredowego** w warunkach naturalnych cechują się korzystną jakością wynikającą z faktu, że węglanowe środowisko występowania tych wód tworzy warunki do niskich stężeń żelaza i manganu. Wyniki badań z lat 2001 i 2002 (monitoring państwowy i regionalny) wskazują, że średnie stężenie żelaza wynosi $0,78 \text{ mg/dm}^3$, manganu $0,05\text{--}0,09 \text{ mg/dm}^3$, siarczanów $17\text{--}22 \text{ mg/dm}^3$, a utlenialność $3,1\text{--}3,2 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$.

Wody **piętra jurajskiego** ujmowane są głównie z poziomu górnourajskiego. Jakość tych wód jest jednak nieco gorsza w stosunku do wód piętra kredowego. Związane jest to głównie z tym, że twory te przykryte są osadami czwartorzędu oraz neogenu i paleogenu. Średnie stężenie żelaza wynosi $0,94\text{--}1,47 \text{ mg/dm}^3$, manganu $0,24\text{--}0,29 \text{ mg/dm}^3$, wyższa jest również utlenialność $4,1\text{--}4,4 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$.

* * *

Wody podziemne płytkich, odkrytych i słabo izolowanych poziomów wodonośnych wykazują często wpływ zanieczyszczeń pochodzenia antropogenicznego. Dotyczy to głównie wód czwartorzędowych i kredowych. Z badań J. Górskiego (1989) wykonanych dla środkowej Wielkopolski wynika, że prawie połowa wszystkich studni wierconych ujmujących wody piętra czwartorzędowego wykazuje wpływ zanieczyszczeń pochodzenia antropogenicznego. W przypadku 10% studni poziom zanieczyszczenia przekraczał obowiązujące przepisy dla wód do picia, najczęściej ze względu na podwyższone stężenia azotanów, rzadziej siarczanów i sporadycznie chlorków.

Zanieczyszczenia o zasięgu obszarowym zaznaczają się w rejonach osadnictwa oraz rolniczych. W rejonach osadnictwa, gdzie od lat następuje kumulowanie się róż-

nych oddziaływań, płytkie wody podziemne do głębokości 20–30 m są wyraźnie zanieczyszczone i w dużym stopniu nieprzydatne do zaopatrzenia w wodę, najczęściej ze względu na zawartość azotanów (J. Górski, 1996). Na obszarach upraw rolnych zasięg zanieczyszczenia jest na ogół mniejszy, co wynika z faktu, że nawozy mineralne zaczęto stosować na szeroką skalę dopiero od połowy lat 60. ubiegłego wieku.

W obrębie porowych zbiorników piętra czwartorzędowego na terenie środkowej Wielkopolski intensywne zanieczyszczenie azotanami, chlorkami i siarczanami jest widoczne w odkrytych i słabo izolowanych zbiornikach o miąższości utworów izolujących (gliny zwałowe) poniżej 20 m. Zanik wpływu zanieczyszczenia azotanami jest zaś widoczny przy miąższości glin izolujących powyżej 50 m, a chlorkami i siarczanami powyżej 60 m (fig. 8.41).

W przypadku odkrytych lub słabo izolowanych zbiorników piętra kredowego obserwuje się oddziaływanie zanieczyszczeń na większej głębokości i oprócz chlorków, siarczanów i azotanów może występować zanieczyszczenie azotem amonowym, a także bakteriami chorobotwórczymi. Zanieczyszczenia tego typu notuje się niekiedy również nawet w głębokich studniach ujmujących wody piętra czwartorzędowego i neogeńsko-paleogeńskiego.

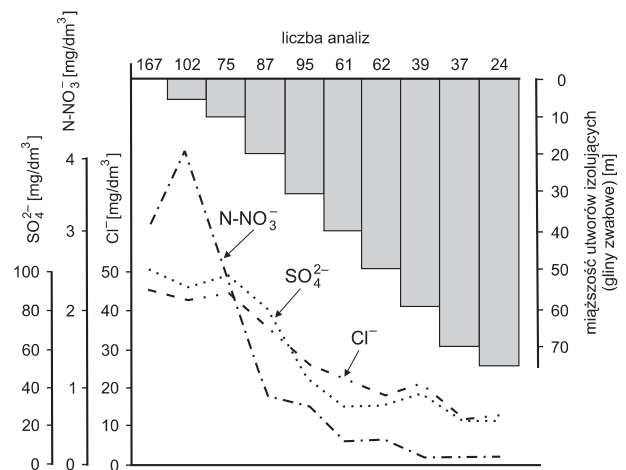


Fig. 8.41. Zmienność głównych wskaźników zanieczyszczenia antropogenicznego wód podziemnych w środkowej Wielkopolsce w zależności od warunków izolacji poziomu wodonośnego

Jest to jednak efekt wad konstrukcyjnych studni, tj. przenikania zanieczyszczeń strefą na zewnątrz orurowania studni z powierzchni lub z płytkich, zanieczyszczonych poziomów wodonośnych.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

Na obszarze subregionu Warty nizinnej zostało wydzielonych 19 głównych zbiorników wód podziemnych (tab. 8.39, fig. 8.42).

Tabela 8.39

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) wydzielone w subregionie Warty nizinnej (wg A.S. Kleczkowskiego red., 1990)

Numer i nazwa zbiornika	Powierzchnia zbiornika [km ²]	Typ zbiornika	Moduł zasobów dyspozycyjnych [dm ³ /s·km ²]	Średnia głębokość ujęć [m]	Klasa jakości wód
120 – Bobolice	309	Q _M	4,25	40	Ic, Ib
125 – Wałcz–Piła	1712	Q _M	1,14	65	Ib, Ic
126 – Szczecinek	1753	Q _M , Pg–Ng	0,65	90	Ib, Ic
127 – Subzbiornik Złotów–Piła–Strzelce Krajeńskie	3876	Pg–Ng	0,56	100	Ib, Ic
135 – Barlinek	170	Q _{SM}	3,51	50	Ic, Ib
136 – Dobiegniew	180	Q _M , Pg–Ng	3,33	50	Ic
138 – Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka (Noteć)*	986	Q _P , Q _K , Q _M	2,26	20–60	Ic, Ib
139 – Dolina kopalna Smogulec–Margonin	250	Q _K	1,39	50	Ic
142 – Inowrocław–Dąbrowa*	252	Q _M	1,20	35	Ic, Id
143 – Subzbiornik Inowrocław–Gniezno	2000	Pg–Ng	0,56	120	Ib, Ic, Id
144 – Wielkopolska Dolina Kopalna**	4000	Q _K	1,37	60	Ib, Ic, Id
145 – Dolina kopalna Szamotuły–Duszniki	200	Q _K	2,08	40	Ic
146 – Subzbiornik Jez. Bytyńskie–Wronki–Trzciel	750	Pg–Ng	0,31	130	Ib, Ic
147 – Dolina rzeki Warty (Sieraków–Międzyzichód)	50	Q _{DK}	2,31	40	Ic
150 – Pradolina Warszawsko-Berlińska (Koło–Odra)	1904	Q _P	2,77	25–35	Ib, Ic, Id
151 – Zbiornik Turek–Konin–Koło	1760	K ₂	1,58	90	Ib, Ic, Id
308 – Zbiornik międzymorenowy rzeki Kania	140	Q _{MK}	1,16	35	Ic
310 – Dolina kopalna rzeki Ołobok	50	Q _K	4,86	60	Ic
311 – Zbiornik rzeki Prosna	535	Q _{DK}	2,66	30	Ic

* zbiornik udokumentowany

** część wschodnia zbiornika należy do regionu środkowej Wisły, część zachodnia do regionu środkowej Odry

Typ zbiornika: Q_M – międzymorenowy, Q_P – pradolinny, Q_{DK} – doliny współczesnej i kopalnej, Q_K – doliny kopalnej, Q_{SM} – sandrowy i międzymorenowy, Pg–Ng – paleogeńsko-neogeński, K₂ – górnokredowy

Klasy jakości wód: Ib – wody o dobrej jakości nie wymagające prostego uzdatniania; Ic – wody o dobrej jakości wymagające prostego uzdatniania ze względu na zawartość Fe, Mn; Id – wody znacznie odbiegające od normy, wymagające specjalnego uzdatniania

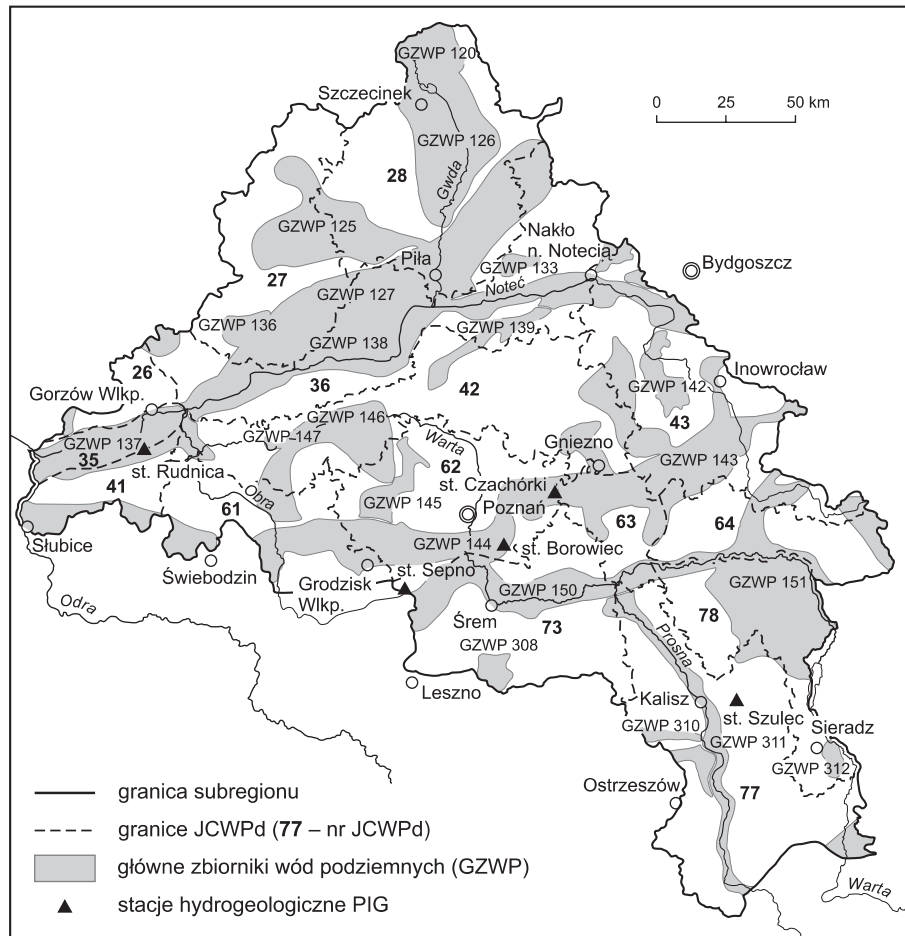


Fig. 8.42. Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) oraz jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wydzielone w subregionie Warty nizinny

Dokumentację hydrogeologiczną sporządzono dla zbiorników: GZWP nr 142 Inowrocław–Dąbrowa, aktualizując jego granice i zasoby wód podziemnych, oraz dla GZWP nr 137 Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka (Warta), w wyniku której ze względu na jakość wód podziemnych i ich niedostępność wykreślono go z rejestru zbiorników. Dokumentowanie GZWP nr 138 Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka (Noteć) wykazało, że z uwagi na jakość wód i tereny Natura 2000 powierzchnię zbiornika należało zmniejszyć do 986 km². Pozostałe GZWP nie są dokumentowane.

Pod względem administracyjnym tylko cztery zbiorniki znajdują się w granicach jednego województwa, a mianowicie GZWP nr 145, 308 i 311 w obrębie województwa wielkopolskiego, a GZWP nr 142 w województwie kujawsko-pomorskim. Osem zbiorników jest rozmieszczonych w dwóch województwach, a sześć przekracza granicę trzech województw (GZWP nr 126, 127, 138, 144, 150, 151). Stosując kryteria podziału ze względu na wiek i genezę utworów wodonośnych, w obrębie subregionu jest jeden zbiornik górnokredowy (GZWP nr 151), trzy zbiorniki neogeńsko-paleogeńskie (GZWP nr 127,

143, 146), dwa czwartorzędowo-neogeńskie (GZWP nr 126 i 136) oraz trzynaście zbiorników wyłącznie czwartorzędowych, ale o różnej genezie: dwa pradolinne, pięć dolin kopalnych, pozostałe to zbiorniki międzymorenowe lub współczesnych dolin.

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W obrębie subregionu Warty nizinnego wydzielono 15 jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) (fig. 8.42). Ponieważ podstawą wydzielenia JCWPd jest ich przydatność do prowadzenia analizy presji antropogenicznych i opracowywania programów wodno-środowiskowych, to ich powierzchnia nie powinna przekraczać kilku tysięcy kilometrów kwadratowych. W subregionie są to jednostki o powierzchni od 515 km² (JCWPd nr 126 – zlewnia Kłodawki i Witnicy na N od Gorzowa Wlkp.) do 5082 km² (JCWPd nr 77 – zlewnia Proсны).

Szczególne zagrożenia są związane z deficytem zasobów w JCWPd nr 62 – poznańskie dorzecze Warty z racji powtarzalnych susz hydrologicznych oraz wodochłonności aglomeracji poznańskiej i wysokotowarowego rolnictwa. Również JCWPd nr 63 i 73 to obszary deficytów wodnych związanych z niską odnawialnością wód podziemnych. Rejon konińsko-kłodawski (JCWPd nr 64) oraz zlewnia górnej Noteci to obszary presji antropogenicznej związanej z kopalnictwem węgla brunatnego oraz solnego, a także energetyką ciepłą, przy anomalnie niskich parametrach odnawialności wód podziemnych i powierzchniowych.

Dużo korzystniejsze warunki gospodarowania wodami podziemnymi cechują północną część subregionu: JCWPd nr 26 – zlewnia Drawy, nr 27 – zlewnia Gwdy, nr 36 – zlewnia środkowej Noteci.

Charakterystykę hydrogeologiczną poszczególnych JCWPd przedstawiono w tabeli 8.40.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Zasoby odnawialne wód podziemnych subregionu, wg ustaleń w obszarach działalności RZGW (P. Herbich i in., 2003), wynoszą łącznie 354 133 m³/h (8 499 192 m³/d), tj. 98,37 m³/s. W ok. 90% dotyczą one wód piętra czwar-

torzędowego, ok. 7% piętra neogeńskiego i około 3% poziomów kredy i jury. Zasoby perspektywiczne i dyspozycyjne do wykorzystania gospodarczego stanowią ok. 63,1% zasobów odnawialnych, tj. 5 361 408 m³/d (62,05 m³/s). Wykorzystanie zasobów wód podziemnych na obszarze subregionu jest bardzo zróżnicowane, zależy od zasiedlenia, zurbanizowania i uprzemysłowienia. Największe pobory wód związane są z aglomeracją Poznania (S. Dąbrowski i in., 1991a, b; J. Przybyłek, 1995; J. Przybyłek i in., 2000) oraz rejonami większych miast: Kalisza, Konina, Gorzowa Wlkp. i Piły. Wykorzystanie wód sięga w tych rejonach od 15 do 45% zasobów dyspozycyjnych, zaś na pozostałych obszarach najczęściej 5–15%, największe, 30–95%, w środkowej Wielkopolsce (zbiornik wód miocেনskich).

W zlewni poznańskiego dorzecza Warty (aglomeracja poznańska) wykorzystanie zasobów odnawialnych wynosi 43,3% z utworów czwartorzędowych i 85% z utworów neogenu (S. Dąbrowski i in., 2004b). Dla pozostałych zlewni regionu wykorzystanie zasobów jest mniejsze – od 3 do 25%. Dla zlewni Proсны wykorzystanie zasobów dyspozycyjnych wynosi 22%, a dla międzyczecza Proсны i Warty 21%. W pradolinie warszawsko-berlińskiej (w części zlewni Obry), w rejonie występowania kanałów Obry środkowej, wykorzystanie zasobów dyspozycyjnych wynosi 16%. W obszarach słabo uprzemysłowionych i mało zurbanizowanych (głównie północno-zachodnia i północna część regionu – zlewnie dolnej Warty, Gwdy i Drawy) wykorzystanie zasobów wód podziemnych jest rzędu 3–10%, np. w części zlewni dolnej Warty – GZWP nr 137 Pradolina Noteć–Warta – zaledwie 3,3%.

Z powyższych danych wynika, że w zlewniach subregionu nadal istnieją duże rezerwy zasobowe, ale występują także deficyty rezerw w piętrze neogeńskim – przede wszystkim rejon poznańskiego dorzecza Warty (Poznań i okolice), ale również w znacznej części Wielkopolski środkowej i południowej. W tabeli 8.41 zestawiono duże ujęcia wód podziemnych o zasobach eksploatacyjnych powyżej 400 m³/h.

Istotny, zmienny czasowo i obszarowo, jest również pobór wód podziemnych przez systemy odwodnieniowe odkrywek węgla brunatnego rejonu Konin–Turek. Według danych J. Sawickiego (2000) dopływ wód podziem-

Tabela 8.40

Charakterystyka hydrogeologiczna JCWPd wydzielonych w subregionie Warty nizinnym

Nr i położenie JCWPd	Powierzchnia JCWPd [km ²]	Wiek utworów	Rodzaj ośrodka skalnego	Miąższość [m]	Współczynnik filtracji [m/d]	Izolacja
26 – zlewnia Kłodawki i Witnicy	515	Q	porowy	5–30	4–120	a, b
		Ng	porowy	15–20	3–8	c
27 – zlewnia Drawy	3288	Q	porowy	10–50	5–140	a, b
		Ng	porowy	5–30	3–8	b, c
28 – zlewnia Gwdy	4944	Q	porowy	5–50	5–140	a, b
		Ng, Pg	porowy	5–30	3–16	c, b
35 – Kotlina Gorzowska, Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka	664	Q	porowy	10–40	6–150	a
		Ng	porowy	5–20	3–9	c
36 – zlewnia środkowej Noteci	5033	Q	porowy	15–80	8–120	a, b
		Ng	porowy	20–30	4–16	b, c
41 – Pojezierze Lubuskie	1031	Q	porowy	10–50	6–140	a, b
		Ng	porowy	2–25	4–16	b, c
42 – zlewnia dolnej Warty i Welny	4711	Q	porowy	5–30	6–72	a, b
		Ng	porowy	10–30	6–18	c
		K	szczelinowy	<30	2–8	c
43 – zlewnia górnej Noteci	4023	Q	porowy	10–30	3–96	a, b
		Ng	porowy	5–30	3–9	a, b
		K i J	szczelinowy	<40	2–8	b, c
61 – zlewnia dolnej Obry	2183	Q	porowy	5–50	6–140	a, b
		Ng	porowy	10–25	4–9	c
62 – poznańskie dorzecze Warty	3219	Q	porowy	5–60	4–120	a, b
		Ng	porowy	10–35	4–30	c
63 – zlewnia Wrześnicy	1042	Q	porowy	5–20	5–76	a, b
		Ng	porowy	10–25	4–18	c
		K	szczelinowy	>50	2–16	c
64 – obszar konińsko-kłodawski	1850	Q	porowy	5–40	6–96	a, b
		Ng	porowy	5–25	4–18	a, b, c
		K	szczelinowy	>30	4–36	a, b, c
		J	szczelinowy	>30	4–48	b, c
73 – zlewnia górnej Obry i środkowej Warty	3580	Q	porowy	5–30	4–72	a, b
		Ng	porowy	10–25	3–16	c
77 – zlewnia Proсны	5082	Q	porowy	5–60	4–96	a, b
		Ng	porowy	5–15	4–16	b, c
		K, J	szczelinowy	>30	1–18	b, c
78 – lewobrzeżna zlewnia Warty od ujścia Widawki do ujścia Meszny	2431	Q	porowy	5–45	6–96	a, b
		Ng	porowy	5–20	4–16	b, c
		K	szczelinowy	>30	3–36	b, c

Wiek utworów: Q – czwartorzęd, Ng – neogen, Pg – paleogen, K – kreda, J – jura

Izolacja: a – brak, b – słaba, c – dobra (wg Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000)

Duże ujęcia wód podziemnych o zasobach eksploatacyjnych powyżej 400 m³/h w subregionie Warty nizinnym

Lokalizacja ujęcia	Użytkownik	Zasoby [m ³ /h]	Depresja [m]	Wiek utworów	Głębokość studni [m]
Zacharzyn	Chodzież	560	9,2–12,3	Q	33–57
Opalenica	Cukrownia	465	5,5–7,5	Q	90
Gniezno–Żydowo	Gniezno	423	27,0	Q	90
Trzaski	Inowrocław	600	14,0	Q	25–40
Kalisz	Kalisz	718	5–60	J ₃	120–350
Kalisz Lis	Kalisz	1770*	1,7–3,5	Q	20–31
Kępno (rejon)	Kępno	500	3,7–11,5	Q	30–45
Koło	Koło	1100	2,2–3,7	K ₂	42–80
Konin	Konin	2880	21,0–35,0	K ₂	100–130
Kościan	Kościan	630*	9,0	Q	18–27
Święciechowa	Leszno	414	6,9–9,4	Q	68–69
Międzyrzecz	Międzyrzecz	652	1,6–15,4	Q	50–90
Nakło	Nakło n/Notecią	500	5,9–7,5	Q	65–80
Nowy Tomyśl	Nowy Tomyśl	500	12,4	Q	78
Kowanówko	Oborniki	1245	1,0–5,0	Q	15–30
Dobrzyca	Piła	1260	1,8–5,5	Q	27–75
Piła**	Piła	580	8,8–12,9	Pg	142–170
Tursko	Pleszew	510	7,6–8,7	Q	36–66
Gruszczyn	Poznań	500	10,8	Q	65–80
Mosina Krajkowo	Poznań	7417*	2,0–9,0	Q	30–65
Promienko	Poznań	540	10,0–18,0	Q	65–80
Słupca	Słupca	400	7,5–10,0	Q, Ng, K	39–95
Szamocin	Szamocin	597	4,7–10,7	Q	30–60
Szczecinek	Szczecinek	1100	15–23	Q, Ng	70–95
Śrem	Śrem	577	3,7	Q	20–30
Środa	Środa	530	25–30	Ng	120–130
Trzcianka	Trzcianka	700	15,2–22,7	Ng	92–103
Turek–Czarny Las	Turek	580	8–11	K ₂	100
Turek–Muchlin	Turek	400	23,0	K ₂	70
Wałcz (rejon)	Wałcz	730	9,8	Q	50–100
Wągrowiec	Wągrowiec	648	2,6–9,6	Ng	118–124
Kalisz	Wistul	550	6,0	Q	57–63
Witkowo	Witkowo	530	10,2–13,8	Q	82–93
Wroniawy	Wolsztyn	300	6,6	Q	23–30
Września	Września	430	25,0–29,0	Ng	120–130
Wyrzysk	Wyrzysk	400	1,5–6,5	Q	70–75
Przyłęki	Zakłady Mięsne	600	3,5–6,0	Q	40–60
Koło	Zakłady Mięsne	450	2,0	K ₂	50–72
Złocieniec	Złocieniec	342	14,0	Q	–
Złotów	Złotów	400	13,0	Ng	139–142

* zasoby łącznie z infiltracją wód powierzchniowych

** ujęcie wyłączone z eksploatacji w maju 2005 r.

Wiek utworów: Q – czwartorzęd, Ng – neogen, Pg – paleogen, K₂ – kreda górna, J₃ – jura górna

nych do odkrywek KWB Konin (Pątnów, Józwin, Kazimierz Północ i Południe, Lubstów) w latach 1991–1996 wynosił średnio 2,79 m³/s, a do odkrywek KWB Adamów (Adamów, Koźmin i Władysławów) – średnio 2,51 m³/s. Stanowi to ok. 50% eksploatacji wód przez ujęcia w całym subregionie.

Obniżenia zwierciadła wód w zbiornikach **poziomu gruntowego** są związane z eksploatacją ujęć w tym poziomie, z wpływem eksploatacji niżej leżących poziomów mezozoicznych oraz odwodnień kopalnianych. Generalnie mają one charakter rozproszony i dotyczą zwykle fragmentów zbiorników w obrębie dolin rzecznych i pradolin w rejonach dużych ujęć wód podziemnych. Bardziej rozległe są wpływy odwodnień górniczych i eksploatacji ujęć z poziomów mezozoicznych. Największe obszary obniżeń zwierciadła wód podziemnych tego poziomu odnotowuje się w zbiornikach mezozoicznych w środkowej części zlewni Warty, gdzie również zlokalizowane są odwodnienia odkrywek kopalnianych. W poziomie gruntowym największe obniżenia występują w zlewniach cząstkowych poznańskiego dorzecza Warty (JCWPd nr 62) oraz Warty od ujścia Neru do ujścia Prozny (JCWPd nr 64). Leje depresyjne w tym poziomie są wyraźnie zaznaczone w rejonie eksploatacji ujęć dla Poznania (J. Przybyłek, 1989), Kalisza, Śremu, Koła oraz Gorzowa Wlkp. (S. Dąbrowski i in., 2004b).

Powierzchnie obniżeń zwierciadła wód zbiorników w poziomie gruntowym przekraczających 1 m zajmują ok. 4,5% powierzchni subregionu, w tym powyżej 5 m – ok. 0,3%. Największe obszary występowania poziomów o niezauważalnych zmianach zwierciadła wód pod względem ich gospodarczego wykorzystania stanowią zbiorniki zlewni dolnej Warty. Podniesienie zwierciadła wód poziomu gruntowego ma miejsce w otoczeniu zbiorników retencyjnych na rzekach; największy – zbiornik Jeziorsko na Warcie poniżej Sieradza (J. Przybyłek, 1996, 1999).

Obszary antropogenicznych zmian **poziomów wód wgłębnych** czwartorzędu związane są głównie z eksploatacją ujęć w środkowej i dolnej części zlewni Warty, gdzie zbiorniki wód tych poziomów wchodzi w skład głównego użytkowego piętra wodonośnego. Największe obszarowo obniżenia zwierciadła wód dotyczą zbiornika wielkopolskiej doliny kopalnej (GZWP nr 144) i doliny

kopalnej Samy (GZWP nr 145), zaś na pozostałych obszarach – rejonów eksploatacji dużych ujęć powyżej 50 m³/h. Wyraźne leje depresyjne występują w rejonach ujęć: Mogilna, Gniezna, Poznania, Ostrowa Wlkp., Grodziska Wlkp., Nowego Tomyśla oraz Gorzowa Wlkp., Piły, Chodzieży, Inowrocławia (J. Przybyłek, 1986b, 1988, 1989; S. Dąbrowski, 1990, 1995a; S. Dąbrowski i in., 2004a). Obniżenia zwierciadła wód tych poziomów powyżej 1 m zajmują ok. 10% powierzchni ich występowania, w tym powyżej 5 m – ok. 1%, zaś brak lub niezauważalne zmiany – ok. 86%. Podniesienia się zwierciadła wód występują tylko w pobliżu zbiorników retencyjnych. Największe zmiany systemów krążenia wód występują w zbiornikach wielkopolskiej doliny kopalnej, w rejonie Piły i Kalisza oraz w rejonie odwodnień KBW Turek.

Obniżenia zwierciadła wód **piętra neogeńsko-paleogeńskiego** dotyczą obszaru na północ od Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, w rejonie Piły i Złotowa w zlewni Gwdy, oraz doliny Obry na zachodzie subregionu. Wielkoobszarowe zmiany poziomów wód zostały wywołane intensywną eksploatacją ujęć oraz odwodnieniami kopalń w rejonie turecko-konińskim, jak i niską odnawialnością zbiornika, a także współdziałaniem ujęć z poziomami mezozoicznymi (rejon Kalisza). Leje depresyjne mają tu od lat znaczny zasięg i są wyraźne w rejonach eksploatacji dużych ujęć dla Piły, Złotowa, Międzyrzecza, Wągrowca, Środy Wlkp., Wrześni, Jarocina oraz rejonu odwodnień odkrywkowych KWB Konin i na północ od rejonu Konin–Koło (T. Błaszyk i in., 1992). Obszary obniżeń zwierciadła wód zbiornika neogeńsko-paleogeńskiego powyżej 1 m zajmują ok. 43% jego powierzchni, w tym powyżej 5 m – ok. 15%. Obszary o niezauważalnych zmianach zwierciadła wody zajmują ok. 19% powierzchni zbiornika i występują głównie w zlewni dolnej Warty, jej dopływów z Pomorza Zachodniego i ze zlewni rzek Ziemi Lubuskiej (JCWPd nr 26, 27, 35 i 41). Największe zmiany systemu krążenia wód wystąpiły w zbiorniku neogeńsko-paleogeńskim Wielkopolski środkowej i południowej oraz w rejonie Konin–Turek (S. Dąbrowski, 1978b, 1995a; S. Dąbrowski i in., 2004a).

Zmiany zwierciadła wód podziemnych w poziomach **piętra mezozoicznego** są skutkiem eksploatacji ujęć wód podziemnych tego piętra i oddziaływania eksploatacji

w nadległym piętrze neogeńsko-paleogeńskim, a także odwodnień kopalnianych. Obniżenia zwierciadła wody podziemnej zaznaczają się na całym obszarze występowania poziomów użytkowych mezozoiku, w części wschodniej zlewni środkowej Warty i lokalnie w rejonie Piły. Obszary obniżeń zwierciadła wód powyżej 1 m obejmują ok. 42% powierzchni, w tym powyżej 5 m – ok. 17%. Leże depresyjne zarysowane są wyraźnie w rejonach eksploatacji dużych ujęć dla Piły, Konina, Koła, Turka i Kalisza oraz odkrywek kopalnianych rejonu Konina i Turka. W rejonach tych obserwuje się największe zmiany układów krążenia wód w poziomach górnej kredy i górnej jury.

* * *

Od połowy lat 90. XX w. prawie we wszystkich zbiornikach użytkowych wód podziemnych obserwuje się zatrzymanie tendencji obniżania zwierciadła wody, co jest związane ze zmniejszeniem poboru wód przez ujęcia komunalne i przemysłowe nawet o 30–50%.

W trakcie eksploatacji ujęć obserwuje się często pogorszenie jakości ujmowanych wód z powodu zmiany naturalnego systemu krążenia i/lub uruchomienia przemian hydrogeochemicznych związanych z obniżeniem się zwierciadła wody. Zmiany wynikające z naruszenia naturalnych systemów krążenia wód zaznaczają się szczególnie w ujęciach pobierających wody z odkrytych struktur porowych i szczelinowych. Są one najczęściej efektem dopływu do zafiltrowanych głębszych partii struktur wodonośnych bardziej agresywnych wód z partii płytszych i przejawiają się podwyższeniem stężeń żelaza i manganu. Jest to powszechnie obserwowane w ujęciach zlokalizowanych w dolinach rzecznych (J. Przybyłek, 1988).

Kolejną przyczyną pogorszenia się jakości wód może być uruchomienie w trakcie eksploatacji dopływu zanieczyszczonych wód powierzchniowych i/lub ze stref oddziaływania ognisk zanieczyszczeń. Przy ujmowaniu wód z utworów szczelinowych kredy mogą w takich przypadkach pojawiać się również zanieczyszczenia bakteriologiczne, co zaobserwowano np. w ujęciach dla Konina oraz dla mleczarni w Turku.

W poziomach wód wgłębnych zmiany chemizmu wód podczas eksploatacji ujęcia występują głównie w przypadku dużego zróżnicowania warunków hydrogeoche-

micznych. Zjawisko to stwierdzono w piętrze neogeńsko-paleogeńskim, gdzie w trakcie eksploatacji niektórych ujęć zaobserwowano wzrost zabarwienia i/lub zasolenia wód, m.in. w Baranowie i Kiekrzu koło Poznania, w Poznaniu (Naramowice) oraz w Wieleniu.

W ujęciach w dolinach rzecznych i pradolinach często przyczyną pogorszenia się jakości wody jest utlenianie się siarczków i substancji organicznych występujących w młodych utworach aluwialnych (E. Kubisz, W. Ratajczak, 1972; T. Błaszcyk, J. Górski, 1979; J. Górski, 1981). W wyniku tego procesu następuje duży wzrost stężeń żelaza, manganu i siarczanów. Zjawisko to zaobserwowano w Pradolinie Warciańsko-Odrzańskiej – ujęcie Mosina–Krajkowo, ujęcia dla Śremu oraz ujęcie Wroniawy dla Wolsztyna. Zmiany jakości wód mają charakter przejściowy i stopniowo zanikają po wyczerpaniu się substancji ulegających utlenieniu, jednak utrzymują się przez kilkanaście lat.

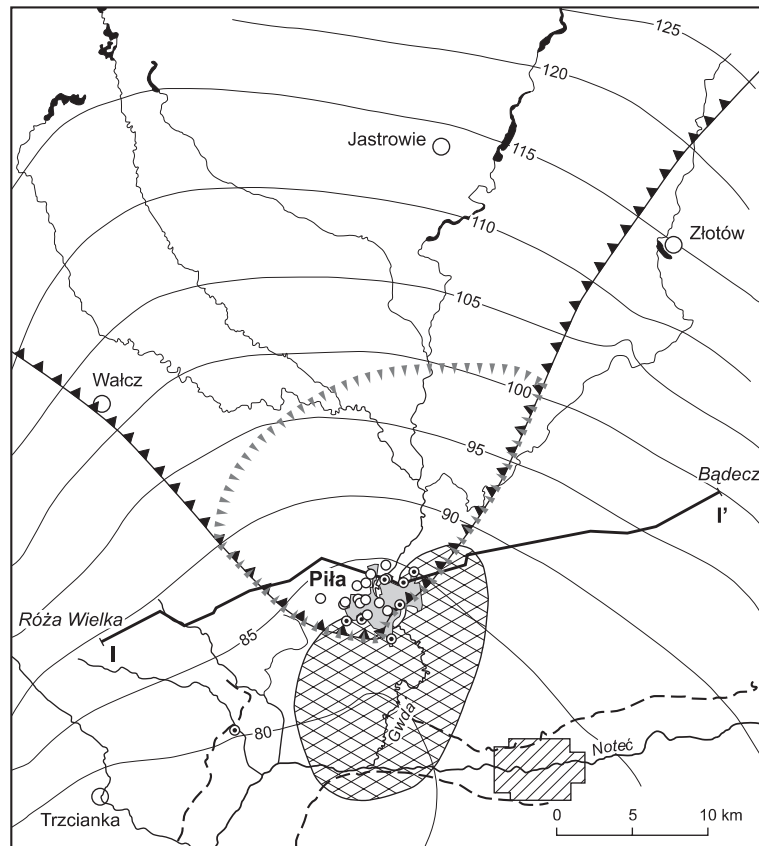
Przykłady dużych ujęć wód podziemnych

Ujęcie komunalne w Pile

Jest to duże ujęcie założone w zbiorniku porowo-szczelinowym poziomu oligoceńsko-dolnojurajskiego. Znajduje się w dolinie Gwdy, w jej dolnym odcinku bezpośrednio przyległym do Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (fig. 8.43). Gwda jest głęboko wcięta w podłoże (w centrum miasta do rzędnej 56,8 m n.p.m.), różnica wysokości dna doliny w stosunku do przyległej równiny sandrowej wynosi 43 m, a do wysoczyzny morenowej 77 m. Studnie ujęcia, rozrzucone w obrębie całego miasta, znajdują się na tarasie niskim, średnim i wysokim rzeki (rzędna od 58,6 do ponad 81 m n.p.m.).

Ujęcie w Pile należy do najstarszych ujęć wód podziemnych w Polsce (eksploatacja od końca XIX w.). Nie zachowały się szczegółowe dane o eksploatacji wód sprzed i bezpośrednio po 1945 r. Eksploatację ujęcia na większą skalę wznowiono w 1957 r., wykonując dwie nowe studnie. Od 1969 r. eksploatację ujęcia objęto nadzorem hydrogeologicznym.

Wydajność ujęcia w latach 1969–1989 systematycznie wzrastała, od 175 do 556,5 m³/h. Po 1989 r. wydatek ten malał i w 1997 r. wynosił średnio 413,2 m³/h.





-  obszar pozbawiony warstwy wodonośnej w poziomie oligoceńskim
-  obszar występowania wód (o niekorzystnej jakości barwy i chlorków) w poziomie oligoceńskim i dolnojurajskim
- 80— hydroizohipsy poziomu oligoceńskiego dla stanu z października 1997 r.
- - - - granica pradoliny Noteci
- ▲▲▲▲ granica obszaru zasilenia ujęcia przy $Q = 650 \text{ m}^3/\text{h}$
- ▲▲▲▲ granica obszaru zasobowego ujęcia przy $Q = 650 \text{ m}^3/\text{h}$
- I—I' linia przekroju hydrogeologicznego
- studnie ujęcia komunalnego w Pile
- ⊙ inne studnie eksploatujące poziom oligoceński i dolnojurajski

Fig. 8.43. Mapa rejonu ujęć wody dla Piły (S. Dąbrowski i in., 1998)

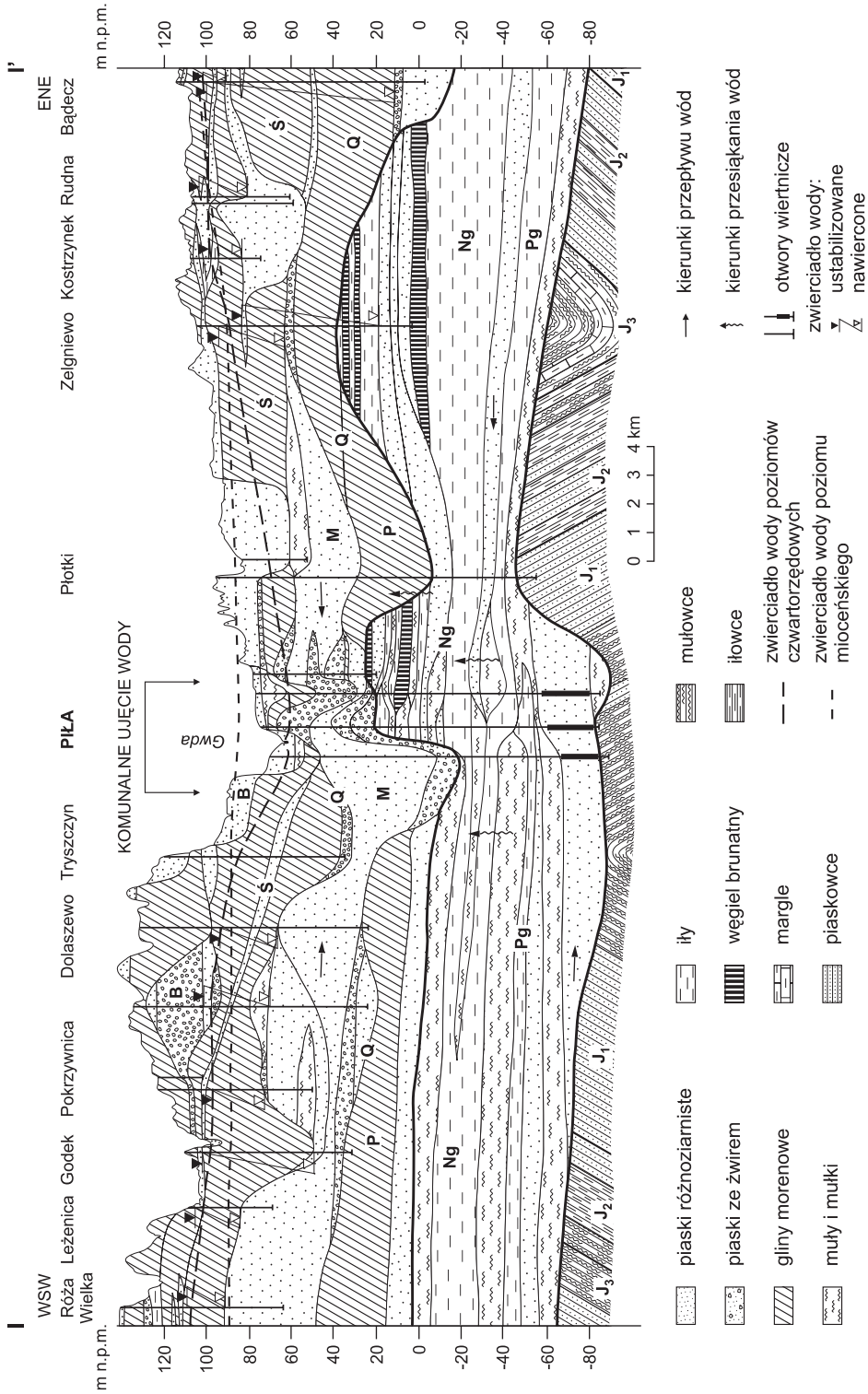


Fig. 8.44. Przekrój hydrogeologiczny I-I' przez ujęcie dla Piły (S. Dąbrowski, 2000)

Q – czwartorzęd; B, Ś, P – odpowiednio zlodowacenia: wisły, środkowopolskie, południowopolskie, M – interglacjat mazowiecki, Ng – neogen, Pg – paleogen, J₃ – jura górna, J₂ – jura środkowa, J₁ – jura dolna

Monitorowany przebieg eksploatacji ujęcia pozwolił w 1998 r. ustalić jego zasoby eksploatacyjne w wysokości 650 m³/h, przy depresji 8,8–12,9 m dla 12 studzien z poziomu oligoceńskiego i jednej z poziomu dolnojurajskiego (S. Dąbrowski i in., 1998).

Wody zwykle występują w rejonie Piły do głębokości ponad 350 m w utworach czwartorzędu, neogenu, paleogenu i mezozoiku, w obrębie części antyklinorium pomorskiego i niecki szczecińskiej. W piętrze czwartorzędowym wyróżnia się tu 4 poziomy wodonośne: gruntowy i trzy poziomy międzyglinowe, o zróżnicowanym rozprzestrzenieniu i miąższości (fig. 8.44). Według badań modelowych zasilenie piętra czwartorzędowego wynosi średnio 11,3 m³/h·km².

Występowanie wód w utworach neogenu i paleogenu związane jest z warstwami piaszczystymi miocenu i oligocenu, tworzącymi dwa poziomy wodonośne.

Mioceniński poziom wodonośny o charakterze naporowym budują piaski różnoziarniste, niekiedy ze żwirem, występujące w przedziale głębokości 35–40 m w obrębie dolin i 100–140 m w obrębie wysoczyzn. Warstwy cechuje znaczne rozprzestrzenienie i ciągłość występowania. Zasilanie poziomu zachodzi na drodze przesiąkania wód z nadległych poziomów czwartorzędowych i wynosi średnio 0,49 m³/h·km².

Oligoceński poziom wodonośny tworzą piaski drobno- i średnioziarniste o średniej miąższości 26 m, występujące pod warstwami iłów i mułków. Pod utworami wodonośnymi występuje nieciągła warstwa iłu o miąższości do 3 m, oddzielająca je od wodonośnych piaskowców jury dolnej. Poziom charakteryzują następujące parametry hydrogeologiczne:

- współczynnik filtracji 0,06–0,98 m/h (1,44–23,52 m/d),
- przewodność 1,0–20,2 m²/h (w rejonie Piły 14,0–20,2 m²/h),
- współczynnik zasobności sprężystej 0,0001–0,0006,
- wydajność jednostkowa studni 2,4–12,8 m³/h·m.

Poziom oligoceński jest poziomem naporowym o ciśnieniu artezyjskim na rozległym obszarze doliny Gwdy i Noteci. Główne obszary zasilania poziomu położone są na północy w zlewni górnej Gwdy, w strefie pomorskich wyniesień morenowych. Natomiast w rejonie Piły zasila-

ny jest on przez przesiąkanie z poziomu dolnojurajskiego i lokalnie miocenińskiego.

Dolnojurajski poziom wodonośny tworzą piaski i piaskowce drobno- i średnioziarniste. Jest to poziom o ciśnieniu artezyjskim, o wartościach zbliżonych do poziomu oligoceńskiego. Parametry hydrogeologiczne poziomu są następujące:

- współczynnik filtracji 0,0017–0,97 m/h (0,04–23,28 m/d),
- przewodność 1,0–22,2 m²/h,
- wydajność jednostkowa studni 1,32–11,7 m³/h·m.

Poziom jest zasilany przez przesiąkanie z nadległych poziomów neogenu i paleogenu w zlewni górnej Brdy, a drenowany przez ujęcia wody w Pile oraz w dolinie dolnej Gwdy i Noteci, analogicznie jak poziom oligoceński, stąd wynikają ich współkształtne powierzchnie piezometryczne. W Pile ujmuje go do eksploatacji jedna studnia ujęcia komunalnego oraz jedna ujęcia przemysłowego.

W północnej części Piły wody poziomu oligoceńskiego i dolnojurajskiego charakteryzują się bardzo dobrą jakością i nie wymagają uzdatniania. Są to wody o niskiej mineralizacji (0,16–0,25 g/dm³), miękkie (1,0–3,0 mval/dm³), o małej zawartości związków żelaza (0,05–0,5 mg/dm³) i manganu (do 0,08 mg/dm³) oraz chlorków (3–32 mg/dm³).

Natomiast w południowej części miasta i na południe od Piły wody tych poziomów są słabej jakości, przejawiającej się przede wszystkim wysoką barwą (do 210 mg Pt/dm³) i dużą zawartością chlorków (do 315 mg/dm³). Wyniki obserwacji jakości wód prowadzone w latach 1980–1998 przez MWiK Sp. z o.o. w Pile wskazują, że zmiany stężenia chlorków i barwy korelują się ze zmianami wydajności ujęcia. Zwiększenie wydajności powoduje wzrost zawartości chlorków i zwiększenie barwy, spadek wydatku skutkuje zaś zmniejszeniem się wartości tych parametrów. Uznano, że proces ten związany jest ze zmianami natężenia dopływu wód z poziomu dolnojurajskiego. W maju 2005 r. ujęcie wyłączono z eksploatacji z przyczyn technicznych.

Ujęcie komunalne Żydowo dla Gniezna

Ujęcie zlokalizowane jest na południe od Gniezna, wzdłuż szosy do Wrześni, od wsi Żydowo do Czeluścina (fig. 8.45). Składa się z 10 studni o głębokości 75–89 m,

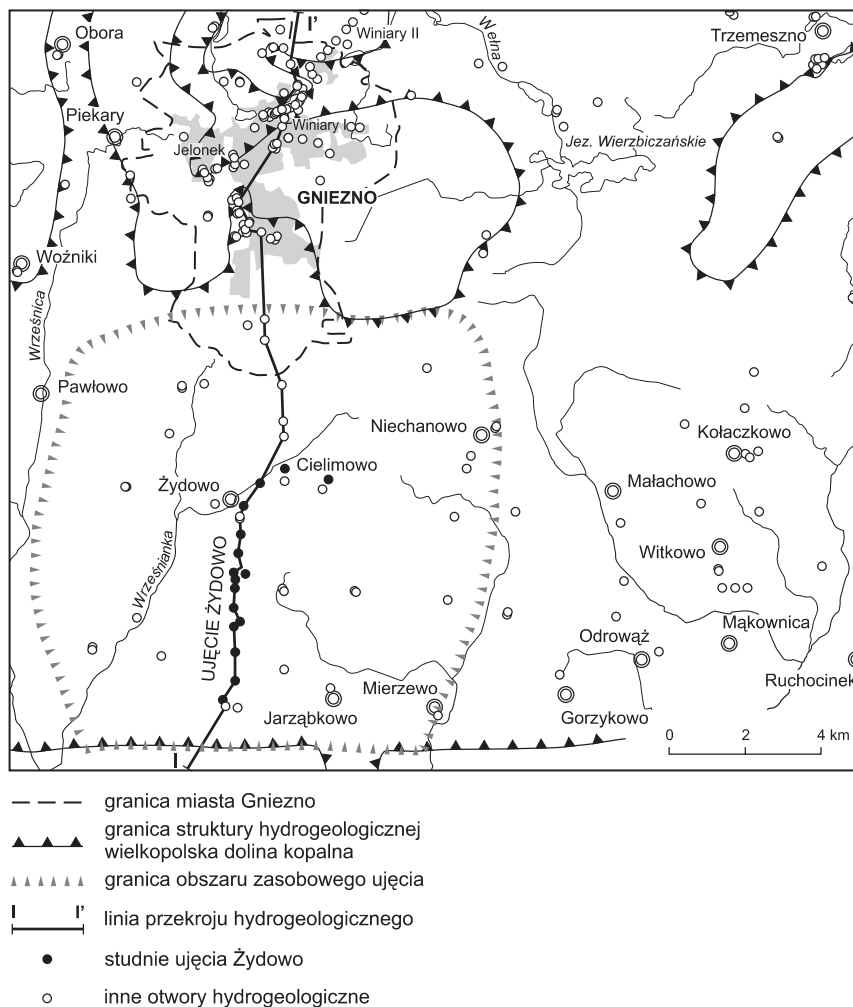


Fig. 8.45. Mapa rejonu ujęcia wody Żydowo dla Gniezna (S. Dąbrowski i in., 2002b)

rozwinętych w formie liniowej bariery na długości ok. 10 km (S. Dąbrowski i in., 2002b). Do eksploatacji ujęto regionalny, czwartorzędowy zbiornik wód podziemnych wielkopolskiej doliny kopalnej, stanowiący GZWP nr 144 Dolina kopalna Wielkopolska (S. Dąbrowski, 1990).

Prace dokumentacyjne prowadzono latach 1970–1972. Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne w kat. B wynosiły 1000 m³/h, przy depresji 34 m (J. Pleczyński, M. Zalewska, 1972). W 1977 r. odwiercono barierę 12 studni, wykonano badania modelowe dla wycinka doliny kopalnej, ustalając obszar zasilania i obszar zasobowy ujęcia przy eksploatacji z wydatkiem 1000 m³/h. W związku z tym,

że w obszarze zasobowym znalazły się inne ujęcia wiejskie o zasobach 568 m³/h, dla ujęcia dla Gniezna ustalono w 1978 r. zasoby eksploatacyjne w ilości 432 m³/h, przy depresji rzeczywistej 24 m i depresji w studniach 34 m. Pobór wód z ujęcia w 2006 r. wynosił ok. 270 m³/h.

Struktura hydrogeologiczna doliny kopalnej o przebiegu równoleżnikowym ma w tym rejonie szerokość 10–13 km, miąższość utworów wodonośnych wynosi 11–40 m, średnio 20–25 m, a nadkład glin morenowych 50–65 m. Warstwę wodonośną stanowią w części spągowej piaski ze żwirem i żwirami, wyżej piaski średnio- i drobnoziarniste, tworzące cykl sedymentacyjny (fig. 8.46).

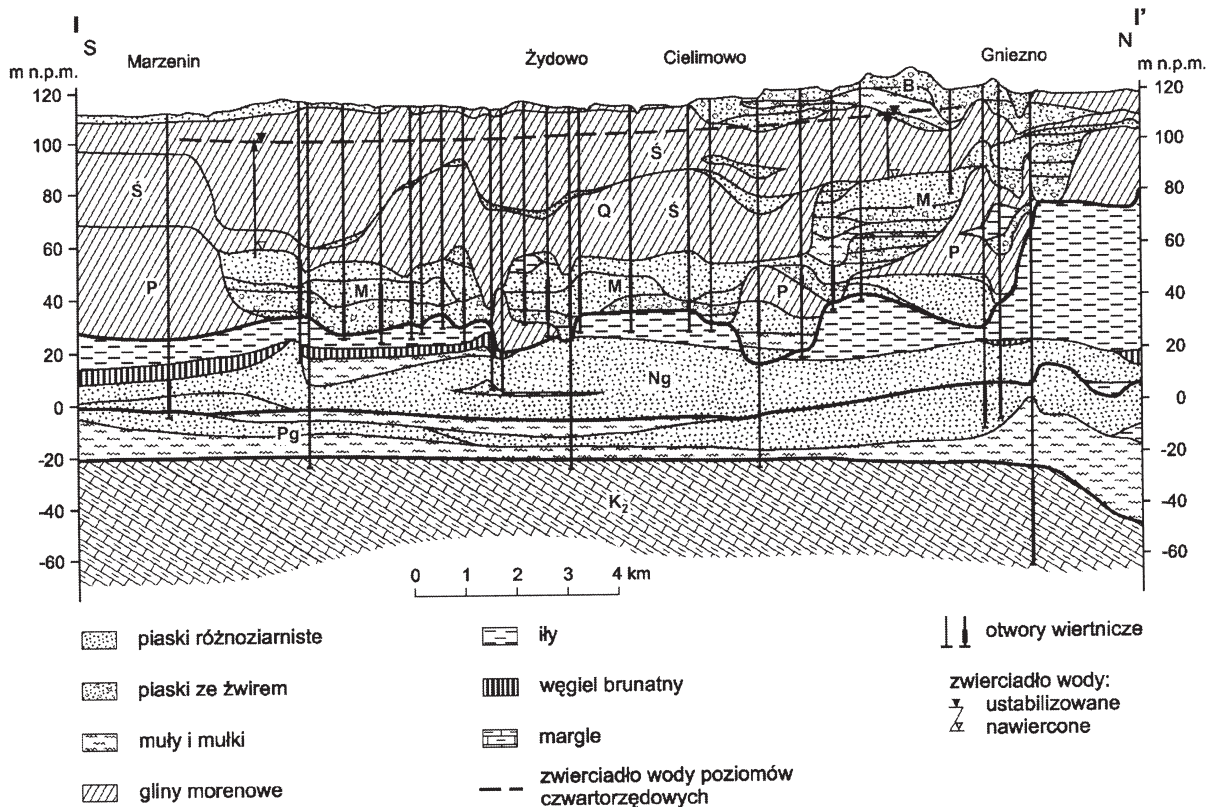


Fig. 8.46. Przekrój hydrogeologiczny przez ujęcie Żydowo (S. Dąbrowski, 1990)

Q – czwartorzęd: B, Ś, P – odpowiednio zlodowacenia: wisły, środkowopolskie, południowopolskie, M – interglacjał mazowiecki, Ng – neogen, Pg – paleogen, K₂ – kreda górna

Poziom wielkopolskiej doliny kopalnej jest poziomem subarteryjским. Naturalne zwierciadło wody stabilizowało się na głębokości 11–16 m poniżej terenu. W 2001 r. przy pracującym ujęciu zwierciadło wody występowało na głębokości 13,8–18,4 m (98,7–100,3 m n.p.m.). Parametry hydrogeologiczne warstwy wodonośnej są następujące:

- współczynnik filtracji 0,58–4,67 m/h (13,92–112,08 m/d),
- przewodność 4–55 m²/h,
- zasobność sprężysta 0,012–0,015,
- wydajność jednostkowa 8,26–19,5 m³/h·m.

W warunkach naturalnych zasilanie poziomu następuje na drodze infiltracji opadów poprzez nadkład słabo

przepuszczalnych glin zwałowych i przesączanie się wód z niedużych przewarstwień w obrębie glin. W warunkach eksploatacji ujęcia poziom zasilany jest również z przesączania się wód z poziomu mioceńskiego.

Jakość wód podziemnych odpowiada wymogom dla wód do picia, z wyjątkiem stężeń żelaza (do 6,0 mg/dm³, przy średniej 1,5–2,5 mg/dm³) i manganu (do 0,2 mg/dm³). Są to wody typu Ca–Mg–HCO₃, o mineralizacji 0,5–0,7 g/dm³. Zawartość azotu amonowego najczęściej wynosi 0,5–0,8 mg/dm³. Pochodzenie amoniaku należy wiązać z procesami zachodzącymi w warstwie wodonośnej i skałach nadległych zawierających materię organiczną.

Literatura

- BARTKOWSKI T., 1957 – Rozwój polodowcowej sieci hydrograficznej w Wielkopolsce środkowej. *Zesz. Nauk. Univ. A. Mickiewicza w Poznaniu*, **8**, *Geografia*, 1: 3–79.
- BARTKOWSKI T., 1960 – Z problematyki tzw. poziomów wysoczyznowych w Wielkopolsce środkowej. *Zesz. Nauk. Univ. A. Mickiewicza w Poznaniu*, **27**, *Geografia*, 3: 75–103.
- BŁASZYK T., 1966 – Mineralizacja wód mioceńskich w rejonie Poznania. Inst. Gosp. Kom., *Studia i Materiały*, 4. Warszawa.
- BŁASZYK T., 1968 – Wody podziemne czwartorzędu a rzeźba powierzchni dzisiejszej na Nizinie Wielkopolskiej. *Zesz. Nauk. Inst. Gosp. Kom.*, **25**.
- BŁASZYK T., DĄBROWSKI S., GÓRSKI J., PRZYBYŁEK J., 1991 – Główne zbiorniki wód podziemnych Wielkopolski i problemy ich ochrony. *Przew. 62. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 32–42. Wyd. UAM. Poznań.
- BŁASZYK T., DĄBROWSKI S., GÓRSKI J., PRZYBYŁEK J., 1992 – Stan rozpoznania i wykorzystania wód niecki trzeciorzędowej w Wielkopolsce. *Mat. Sesji Nauk. poświęconej jubileuszom prof. A.S. Kleczkowskiego – 70-lecia urodzin i 45-lecia pracy dla polskiej geologii*: 71–94. AGH. Kraków.
- BŁASZYK T., GÓRSKI J., 1979 – Dokumentowanie i prognozowanie zmian jakości wody na ujęciach zagrożonych przeobrażeniami środowisk hydrogeochemicznych. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- CIUK E., 1978 – Geologiczne podstawy dla nowego zagłębienia węglą brunatnego w strefie rowu tektonicznego Poznań–Czepiń–Gostyń. *Prz. Geol.*, **26**, 10: 588–594.
- CZEKAŁSKA A., 1961 – Budowa geologiczna Niziny Wielkopolskiej. Formacje przedtrzeciorzędowe. *Pr. Wýdz. Biol. i Nauk o Ziemi, Ser. Geologia*, **1**. Wyd. Nauk. UAM. Poznań.
- DĄBROWSKI S., 1978a – System regionalnego krążenia wód podziemnych w kopalnej dolinie na obszarze środkowej Wielkopolski. *Arch. Wyd. Geol. UW. Warszawa*.
- DĄBROWSKI S., 1978b – Zmiany powierzchni piezometrycznej poziomu mioceńskiego Wielkopolski. *W: Wykorzystanie i ochrona zasobów wodnych na przykładzie Wielkopolski* (red. B. Sacha, M. Żurawski): 40–49. PTPNoZ, Oddz. Wielkopolski. Poznań.
- DĄBROWSKI S., 1985 – Dolina kopalna z interglacjału mazowieckiego w Wielkopolsce środkowej. *Biul. Inst. Geol.*, **348**: 5–44.
- DĄBROWSKI S., 1986 – Basen wód trzeciorzędowych w Wielkopolsce. *W: Rozwój regionalnych badań hydrogeologicznych w Polsce. Mat. Sesji Nauk. poświęconej Prof. Z. Pazdro*: 103–113. Wyd. AGH. Kraków.
- DĄBROWSKI S., 1990 – Hydrogeologia i warunki ochrony wód podziemnych Wielkopolskiej Doliny Kopalnej. *Wyd. SGGW-AR. Warszawa*.
- DĄBROWSKI S., 1991 – Rozwój doliny Prosnicy w plejstocenie. *UAM, Ser. Geogr.*, **50**: 35–46.
- DĄBROWSKI S., 1995a – Wielkoobszarowe obniżenia powierzchni piezometrycznych wód podziemnych w regionie wielkopolskim. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 7, cz. 1: 101–108. Wyd. Profil. Kraków.
- DĄBROWSKI S., 1995b – Odnawialność zbiorników wód podziemnych w rejonie Poznania. *W: Wody powierzchniowe miasta Poznania*: 139–152. Wyd. Sorus. Poznań.
- DĄBROWSKI S., 1997 – Odnawialność trzeciorzędowego zbiornika wód podziemnych Wielkopolski. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 8: 33–39. Wyd. WIND. Wrocław.
- DĄBROWSKI S., 2000 – Zmiany jakości wody ujęcia komunalnego miasta Piły z utworów oligoceńsko-liasowych w trakcie jego eksploatacji i ich przyczyna. *W: Problemy eksploatacji ujęć wód podziemnych*: 51–59. PZITS Częstochowa.
- DĄBROWSKI S., GÓRSKI J., PRZYBYŁEK J., 1991a – Eksploatacja i ochrona wód podziemnych w rejonie Poznania. *Przew. 62. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 32–42. Wyd. UAM. Poznań.
- DĄBROWSKI S., GÓRSKI J., PRZYBYŁEK J., 1991b – Wody podziemne rejonu Poznania. *Problematyka ich eksploatacji i ochrony. Ibidem*: 78–89.
- DĄBROWSKI S. i in., 1994 – Bilans wodnogospodarczy zlewni Prosnicy, cz. II. Zasoby wód podziemnych i ich wykorzystanie. *Arch. Hydroconsult Sp. z o.o., Oddz. w Poznaniu*.
- Dąbrowski S. i in., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych z utworów oligoceńskich i liasowych ujęcia komunalnego m. Piły wraz z projektem ustalenia jego stref ochronnych. *Arch. Hydroconsult Sp. z o.o., Oddz. w Poznaniu*.
- DĄBROWSKI S. i in., 1999a – Bilans zasobów wód podziemnych określający ich aktualny stan rozpoznania, udokumentowania i rozdysponowania na terenie woj. wielkopolskiego, w odniesieniu do poboru wody przez ośrodki miejskie. *Arch. Hydroconsult Sp. z o.o., Oddz. w Poznaniu*.
- DĄBROWSKI S. i in., 1999b – Dokumentacja hydrogeologiczna regionu poznańskiego dorzecza Warty. *Arch. Hydroconsult Sp. z o.o., Oddz. w Poznaniu*.
- DĄBROWSKI S. i in., 2002a – Bilans wód podziemnych na terenie powiatów: kaliskiego, ostrowskiego, leszczyńskiego, obornickiego, wągrowieckiego, chodzieskiego, grodzkiego, nowotomyskiego i konińskiego – woj. wielkopolskie. *Arch. Hydroconsult Sp. z o.o., Oddz. w Poznaniu*.
- DĄBROWSKI S. i in., 2003 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych użytkowych poziomów wodonośnych piętra czwartorzędowego Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej obszaru od Wolsztyna do Kościana, woj. wielkopolskie i lubuskie. *Arch. Hydroconsult Sp. z o.o., Oddz. w Poznaniu*.

- DĄBROWSKI S. i in., 2004a – Określenie potrzeb ochrony zbiorników wód podziemnych w regionie wodnym Warty. Arch. Hydroconsult Sp. z o.o., Oddz. w Poznaniu.
- DĄBROWSKI S. i in., 2004b – Wpływ oddziaływania gospodarczego wykorzystania zasobów wód podziemnych w obszarze regionu Warty na ich stan ilościowy. Arch. Hydroconsult Sp. z o.o., Oddz. Poznań.
- DĄBROWSKI S., JANISZEWSKA B., PAWLAK A., RYNA-RZEWSKI W., 2005 – Jakość wód podziemnych jako czynnik warunkujący zasoby dyspozycyjne Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej na obszarze kanałów Obry: Północnego, Środkowego i Południowego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 12: 155–164. Toruń.
- DĄBROWSKI S., OLEJNIK Z., TRZECIAKOWSKA M., 2002b – Aneks do Dokumentacji hydrogeologicznej ujęcia wody podziemnej z utworów czwartorzędowo-trzeciorzędowych w m. Gniezno – Żydowo zawierający propozycję strefy ochronnej ujęcia komunalnego m. Gniezna w rejonie m. Żydowo. Arch. Hydroconsult Sp. z o.o., Oddz. w Poznaniu.
- DĄBROWSKI S., TRZECIAKOWSKA M., 1993 – Odnawialność wód podziemnych w strefie zaburzeń glaciektonicznych rejonu Sieniawy (Ziemia Lubuska) według badań modelowych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 6: 39–46. Wrocław.
- DĄBROWSKI S., ZBORALSKA E., 1984 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów zwykłych wód podziemnych wielkopolskiej doliny kopalnej. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu, Oddz. w Poznaniu.
- DĄBROWSKI S., ZBORALSKA E., 1992 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów zwykłych wód podziemnych w kat. C z utworów trzeciorzędowych, czwartorzędowo-kredowych, kredowych i jurajskich podsystemu wodonośnego obszaru konińsko-kłodawskiego regionu wielkopolskiego. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu, Oddz. w Poznaniu.
- DĄBROWSKI S., ZBORALSKA E., ZBOROWSKA T., 1983 – Problematyka zasilania wód podziemnych południowej części niecki poznańskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*, t. 2: 173–183. Wyd. UWroc. Wrocław.
- DĄBROWSKI S., ZBORALSKA E., ZBOROWSKA T., 1987 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów zwykłych wód podziemnych podsystemu wodonośnego wysoczyzny średnio-wrzesińskiej regionu wielkopolskiego. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu, Oddział w Poznaniu.
- DĄBROWSKI S., ZBORALSKA E., ZBOROWSKA T., 1989 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów zwykłych wód podziemnych z utworów trzeciorzędowych i jurajskich podsystemu wodonośnego Wysoczyzny Kaliskiej regionu Wielkopolskiego – część województwa kaliskiego, leszczyńskiego i poznańskiego. Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu, Oddz. w Poznaniu.
- GÓRSKI J., 1981 – Kształtowanie się jakości wód podziemnych utworów czwartorzędowych w warunkach naturalnych i wymuszonych eksploatacją. Inst. Kształt. Środowiska. Warszawa.
- GÓRSKI J., 1989 – Chemizm wód podziemnych utworów kenozoiku środkowej Wielkopolski. *Zesz. Nauk. AGH*, 45.
- GÓRSKI J., 1995 – Antropogeniczne zanieczyszczenie wód podziemnych piętra czwartorzędowego na terenie Poznania. Mat. Konf. „Wody powierzchniowe Poznania”: 440–447. Wyd. SORUS. Poznań.
- GÓRSKI J., 1996 – Wpływ systemów melioracyjnych na degradację jakości wód podziemnych na przykładzie ujęcia dla miasta Jarocina. Mat. Konf. „Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski”: 25–34. Wrocław.
- GÓRSKI J., 1998 – Problemy zanieczyszczenia i ochrony wód podziemnych na terenach zurbanizowanych na przykładzie miasta Poznania i Mosiny. *W: Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych* (red. A. Jankowski). *Pr. Nauk. UŚI*, 1718: 79–90.
- GÓRSKI J., 1999 – Wpływ powodzi na chemizm wód powierzchniowych oraz czerpanych z ujęć infiltracyjnych na przykładzie doliny Warty w rejonie Krajkowa. Mat. Symp. „Funkcjonowanie geoeosystemów zlewni rzecznych”: 24–27. Kołobrzeg.
- GÓRSKI J., KAŻMIERCZAK-WIJURA Z., PRZYBYŁEK J., 1999 – Ocena infiltracyjnych ujęć wody w świetle doświadczeń wodociągów poznańskich. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 9: 65–71. Warszawa – Kielce.
- GÓRSKI J., PRZYBYŁEK J., 1994 – Mikrozanieczyszczenia w wodach powierzchniowych i podziemnych w strefach ochronnych ujęcia mosińskiego. Mat. I Konf. “Municipal and rural water supply and water quality”: 243–262. PZITS Poznań.
- GÓRSKI J., PRZYBYŁEK J., 1995 – Problematyka stref ochronnych infiltracyjnych ujęć wody w dolinach rzecznych. Mat. Symp. „Strefy ochronne ujęć i głównych zbiorników wód podziemnych”: 69–79. Wyd. NOT. Częstochowa.
- GÓRSKI J., PRZYBYŁEK J., 1997 – Wpływ suszy w latach 1989–1992 na warunki eksploatacji infiltracyjnych ujęć wody w dolinie Warty. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 8: 1–8. Wyd. WIND. Wrocław.
- GÓRSKI J., PRZYBYŁEK J., 1998 – Wpływ czynników klimatycznych na warunki eksploatacji i jakość wód ujęć infiltracyjnych. Mat. III Konf. “Municipal and rural water supply and water quality”: 91–109. PZITS Poznań.
- HERBICH P., DĄBROWSKI S., NOWAKOWSKI C., 2003 – Ustalenie zasobów perspektywicznych wód podziemnych w obszarach działalności Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony (1:500 000). AGH. Kraków.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KRYGOWSKI B., 1952 – Zagadnienia czwartorzędu i podłoża środkowej części Niziny Wielkopolskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66.

- KRYGOWSKI B., 1954 – Uwagi o związku jezior Niziny Wielkopolskiej z wodami gruntowymi. *Prz. Geogr.*, **26**, 2.
- KRYGOWSKI B., 1961 – Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, cz. I. Geomorfologia. Pozn. Tow. Przyjaciół Nauk, PWN. Poznań.
- KUBISZ E., RATAJCZAK W., 1972 – Przyczyny i wielkość zanieczyszczenia komunalnego ujęcia wód podziemnych w dolinie Odry. *Prz. Inf. IGK Wodociągi i Kanalizacja*, **5**.
- KUNKEL A., 1975 – Osady ilowe neogenu młodszego Wielkopolski Środkowej w świetle bibułowej chromatografii rozdzielczej. Pozn. Tow. Przyjaciół Nauk. Pr. Komisji Geogr.-Geol., t. 14. PWN, Warszawa–Poznań.
- LINDNER R., LAMPARSKI ZB., DĄBROWSKI S., 1982 – River valleys of the Mazowian Interglacial in ekstern Central Europe. *Acta Geol. Pol.*, **32**, 3–4.
- ŁASZCZ-FIŁAKOWA S., 1978 – Chemizm wód podziemnych pstręgo piaskowca środkowego monokliny przedsudeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **312**.
- MACIOSZCZYK A., 1973 – Chemizm wód podziemnych występujących w utworach miocenu niżowego Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **277**: 293–312.
- MACIOSZCZYK A., PICH J., PŁOCHNIEWSKI Z., 1972 – Chemizm wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych na obszarze Polski (bez Karpat). *Kwart. Geol.*, **16**, 2: 428–444.
- MAREK S., PAJCHŁOWA M., 1997 – Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- NOWAK I., ZBOROWSKI K., ZBOROWSKA T., 1996 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów zwykłych wód podziemnych z utworów czwartorzędowych, trzeciorzędowo-kredowych i jurajskich systemu wodonośnego międzyrzecza Prośny–Warty (północna część). *Arch. Proxima S.A.*, Oddz. w Poznaniu.
- PACZYŃSKI B., PAŁYS J., 1970 – Geneza i paleohydrogeologiczne warunki występowania wód zmineralizowanych na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **14**, 1: 130–146.
- PASŁAWSKI Z., 1992 – Hydrogeologia i zasoby wodne dorzecza Warty. *W: Ochrona i racjonalne wykorzystanie zasobów wodnych na terenach rolniczych Wielkopolski*: 3–28. Komis. Ochr. Środ. Oddz. Pozn. PAN. Poznań.
- PASŁAWSKI Z., KOCZOROWSKA J., 1974 – Odplywy podziemne rzek na obszarze dorzecza Warty. *Prz. Geof.* **19**, 1.
- PIWOCKI M., 1991 – Geologia trzeciorzędowych złóż węgla brunatnego w rowach tektonicznych Wielkopolski. *Przew. 62. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 19–23. Wyd. UAM. Poznań.
- PLECZYŃSKI J., ZALEWSKA M., 1972 – Dokumentacja hydrogeologiczna w kat. B ujęcia wód podziemnych z utworów plejstocenijskich w rejonie Gniezna–Żydowa. *Arch. Przeds. Geol.*, Oddz. w Poznaniu.
- PRZYBYŁEK J., 1986a – Wody podziemne w sąsiedztwie rowu tektonicznego Poznań–Gostyń. *W: Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski. Pr. Nauk. PWroc.*, **49**: 145–152.
- PRZYBYŁEK J., 1986b – Zmiany stosunków wodnych na obszarach lejów depresyjnych ujęć. *W: Hydrologia regionalna i procesy hydrologiczne w zlewniach*: 161–166. Wyd. Nauk. UAM. Poznań.
- PRZYBYŁEK J., 1988 – Hydrogeochemia czwartorzędowego systemu wodonośnego na międzyrzeczu Baryczy i Ołoboku (Wielkopolska). *W: Ochrona i zanieczyszczenie wód podziemnych*: 91–102. NOT. Wrocław.
- PRZYBYŁEK J., 1989 – Prognozy modelowe w świetle aktualnej eksploatacji ujęć Mosina–Krajkowo dla Poznania. *W: Modelowanie matematyczne ujęć wody podziemnej. Zesz. Nauk. PKrak., Monografie*, **80**: 281–294. Kraków.
- PRZYBYŁEK J., 1995 – Hydrogeologiczne podstawy systemu zaopatrzenia w wodę aglomeracji Poznania. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 7, cz. 1: 405–415. Wyd. Profil. Kraków–Krynica.
- PRZYBYŁEK J., 1996 – Wpływ zbiornika retencyjnego Jezioro w dolinie Warty na system wód szczelinowych w utworach górnej kredy. *W: Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*: 187–201. Wyd. PWroc. Wrocław.
- PRZYBYŁEK J., 1999 – Wpływ zbiornika retencyjnego Jezioro w dolinie Warty na dynamikę wód podziemnych. *W: Eksploatacja i oddziaływanie dużych zbiorników nizinnych*: 239–253. Wyd. Akad. Roln. Poznań.
- PRZYBYŁEK J., GÓRSKI J., DĄBROWSKI S., 2000 – Wody podziemne Poznańskiego Dorzecza Warty. *W: Geologia i ochrona środowiska Wielkopolski. Przew. 71. Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 71–92. Bogucki Wyd. Nauk. S.C. Poznań.
- PRZYBYŁEK J., KANIECKI A., ZIĘTKOWIAK Z., 1990 – Zmiany jakości wód podziemnych na ujęciu komunalnym w Ostrowie Wielkopolskim. *W: Badania fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, t. 41. Seria A, Geografia fizyczna: 115–133. Pozn. Tow. Przyjaciół Nauk. PWN. Warszawa–Poznań.
- RODZOCH A., MUTER K., 2004 – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych dla obszaru GZWP nr 137 – Pradolina Toruń–Eberswalde (Warta). *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- SACHA B., 1961 – Próba wydzielenia prowincji litologicznych miocenu Wielkopolski. *Prz. Geol.*, **9**, 1: 20–24.
- SAWICKI J., 2000 – Zmiany naturalnej infiltracji opadów do warstw wodonośnych pod wpływem głębokiego, górniczego drenażu. Wyd. PWroc. Wrocław.
- STANKOWSKI W., 1996 – Wstęp do geologii kenozoiku ze szczególnym odniesieniem do terytorium Polski. Wyd. Nauk. UAM. Poznań.
- WALKIEWICZ Z., 1984 – Trzeciorzęd na obszarze Wielkopolski. *Wyd. Nauk. UAM*, t. 10. Seria Geologia, 10. Poznań.
- WOŚ A., 1994 – Klimat Niziny Wielkopolskiej. *Wyd. Nauk. UAM. Poznań*.
- ŻURAWSKI M., 1966 – Próba wydzielenia typów infiltracyjnych Niziny Wielkopolskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol.*, **6**. Pozn. Tow. Przyjaciół Nauk, PWN. Poznań.

8.4. Region dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego

Informacje ogólne

Region dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego obejmuje zlewnię Odry na północ od ujścia Warty wraz ze zlewnią Zalewu Szczecińskiego, za wyjątkiem wysoczyznowej części wysp Wolin i Uznam w granicach Polski, które w całości należą do regionu wybrzeża i pobrzeża Bałtyku. Od zachodu obszar regionu zamyka granica Polski z Niemcami.

Według podziału fizycznogeograficznego Polski (J. Kondracki, 2002) przez region przebiega granica dwóch podprovincji: Pobrzeża Południobałtyckie (makroregion Pobrzeże Szczecińskie) i Pojezierza Południobałtyckie (makroregiony: Pojezierze Zachodniopomorskie i Pojezierze Południowopomorskie) – figura 8.47.

Region wyróżnia się średnią gęstością zaludnienia 75 mieszkańców na 1 km², dobrze rozwiniętym rolnictwem oraz dużymi zasobami leśnymi, które zajmują 35,2% powierzchni. Najważniejszym ośrodkiem jest Szczecin, 413-tysięczne miasto położone w dolinie Odry. Inne większe miasta to: Stargard Szczeciński, Police, Gryfino, Pyrzyce, Chojna, Dębno, Myślibórz, Barlinek i Choszczno.

Do regionu został włączony Zalew Szczeciński, zaliczany do morskich wód wewnętrznych. Od Zatoki Pomorskiej oddzielony jest wyspami Wolin i Uznam. Z otwartymi wodami Bałtyku wody Zalewu łączą się na terenie Polski dwoma cieśninami: Świną i Dziwną.

Geomorfologia i hydrografia

Prawie cały obszar regionu znajdował się u schyłku plejstocenu w zasięgu fazy pomorskiej zlodowacenia wisły. Jedynie równiny sandrowe na południu regionu to obszar ukształtowany poza zasięgiem tego zlodowacenia. W morfologii obszaru wyróżniają się cztery wyraźnie różniące się elementy (fig. 8.48):

– Zalew Szczeciński wraz z otaczającymi go równinami piaszczystymi i torfowymi oraz równina torfowa Doliny Dolnej Odry,

– wysoczyzny morenowe w południowej i wschodniej części regionu oraz na zachód i południe od Szczecina,

– równiny zastoiskowe w środkowej części regionu (zastoisko pyrzyckie i wełtyńskie),

– sandr rzeki Myśli na południe od moren czołowych fazy pomorskiej.

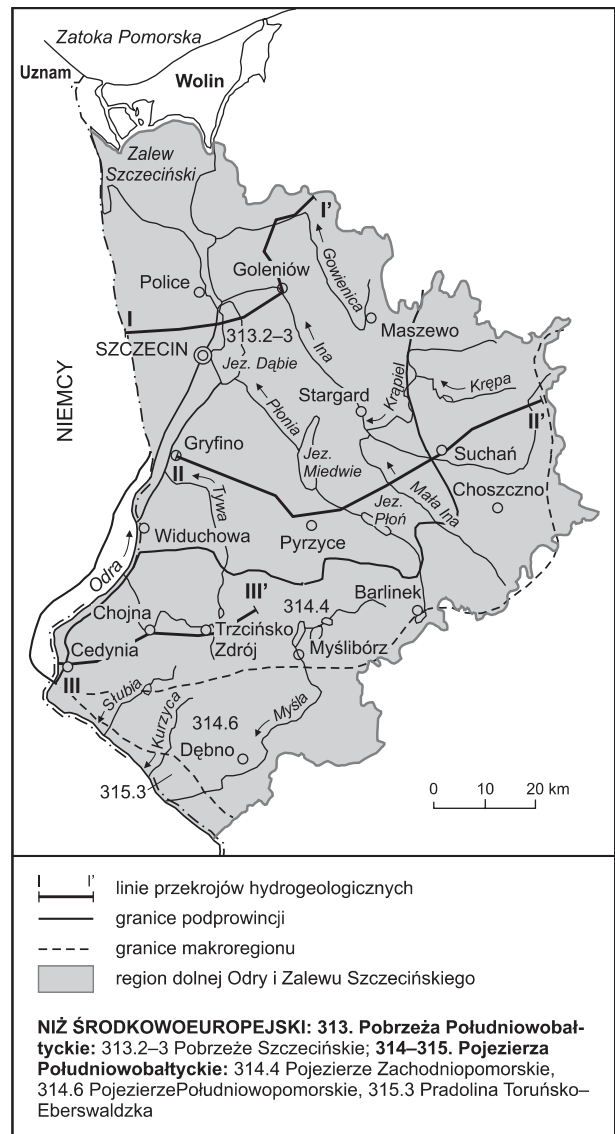
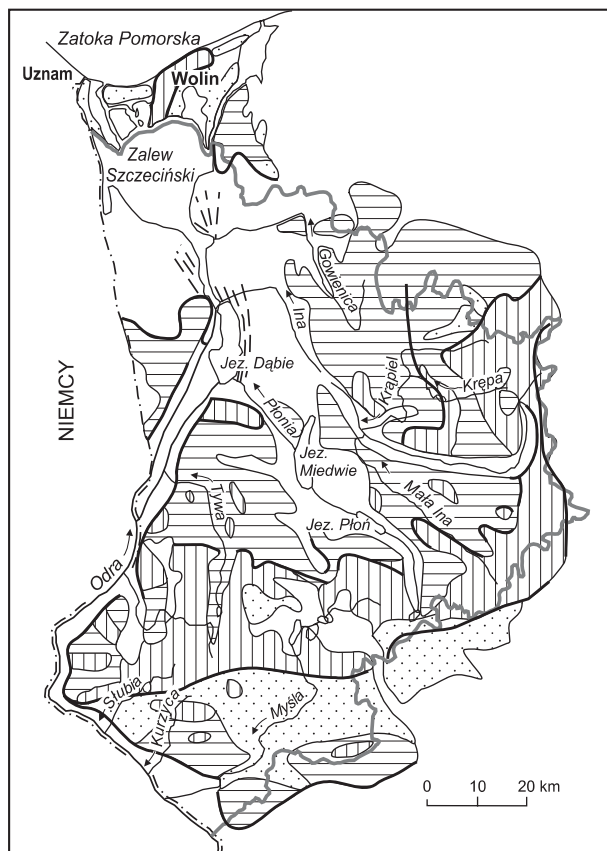


Fig. 8.47. Położenie regionu dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego na tle jednostek fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002)



- granica regionu
- wysokie krawędzie wysoczyzn i tarasów
- ▨ moreny czołowe, ozy i kemy
- ▨ wysoczyzny dennomorenowe
- ▨ sandry
- ▨ pradoliny, doliny, zastoiska
- ▨ wielkie stożki napływowe

Fig. 8.48. Szkic geomorfologiczny regionu dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego (wg B. Augustowskiego, 1977; zmieniony)

Równiny wokół Zalewu Szczecińskiego zbudowane są z osadów rzeczno-łodowcowych, akumulowanych na etapie deglacjacji pod koniec plejstocenu. Obszar ten porośnięty jest borem sosnowym, który na równinie na zachód od Zalewu nazywany jest Puszcą Wkrzańską (Równina Wkrzańska), natomiast na wschód od Zalewu –

Puszcą Goleniowską (północna część Równiny Goleniowskiej). Na północ od Szczecina, przy brzegach Odry i jej ujściowego odcinka – Rostki Odrzańskiej oraz Zalewu Szczecińskiego – występują równiny akumulacji biogenicznej o szerokości do 2 km na północ od Polic na brzegu zachodnim i do 5 km na brzegu wschodnim. Równiny, lokalnie położone poniżej poziomu morza, są odwadnianymi polderami.

Odra płynie dużą, rozszerzającą się doliną, od ok. 2,5 km w rejonie Widuchowej do 10–12 km pod Szczecinem. Na północ od Widuchowej rzeka dzieli się na dwa koryta: Odrę Zachodnią i Odrę Wschodnią – Regalicę. Odra Zachodnia niesie główną masę wody, uchodzi do Zalewu Szczecińskiego przez lejkowate ujście Rostki Odrzańskiej. Regalica jest sztucznym przekopem powstałym na początku XX w. Uchodzi do płytkiego rozlewiska połączonego z Odrą Zachodnią – jeziora Dąbie. Tarasy zalewowe o wysokości od 0,5 do 1 m nad poziom rzeki zbudowane są z piasków i nadbudowane torfami, mułkami i madami. Międzyodrzie jest obszarem o wysokości od –0,2 do 1,0 m n.p.m., położonym pomiędzy Odrą Zachodnią a Regalicą. Na obszarze tym utworzono Park Krajobrazowy Doliny Dolnej Odry.

Wysoczyzny morenowe w północnej i zachodniej części regionu urozmaiczone są głęboko wciętymi rynnami lodowcowymi, częściowo przekształconymi przez dzisiejsze rzeki. Rynny te stały się częścią dolin: Odry, Płoni, Iny, Tywy, Rurzyca i Myśli. Wysoczyzny morenowe wznoszą się w górnych częściach zlewni: Gowienicy (Równina Nowogardzka), Iny (Pojezierze Ińskie), Małej Iny (Pojezierze Choszczeńskie), Płoni (Pojezierze Choszczeńskie i Równina Pyrzycko-Stargardzka), Tywy i Rurzyca (Równina Wełtyńska), a na południu – Słubi, Kurzyca i Myśli (Pojezierze Myśliborskie) (fig. 8.48). W centralnej części regionu, w środkowych odcinkach zlewni Iny i Płoni oraz w południowej części zlewni jeziora Miedwie, występuje nizinny obszar dawnego zastoiska pyrzyckiego (14–30 m n.p.m.).

Na południowy wschód od Szczecina, na prawym brzegu Odry, ciągnie się spiętrzony glacictektonicznie wał moren czołowych z okresu zlodowaceń środkowopolskich, tworzący izolowany obszar wzgórz, zwanych Wzgórzami Bukowymi, o powierzchni około 80 km² i wysokość

ci do 148 m n.p.m. Obszar ten porasta zwarty kompleks lasów Puszczy Bukowej.

Na północ i zachód od Szczecina, do granicy z Niemcami, rozciąga się wysoczyzna morenowa Wzgórz Szczecińskich. Wzgórza te są spiętrzoną glacytektonicznie wałem morenowym, którego część na północ od Szczecina, o wysokości do 130 m n.p.m., nosi nazwę Wzgórz Warszawskich.

Doliny rzek na obszarach wysoczyznowych są przekształconymi w holocenie dolinami wód roztopowych i rynnami lodowcowymi. Szerokości dolin są znacznie większe niż mogłoby to wynikać z obserwowanych przepływów wód w tych rzekach. Koryta rzek są utrwalone, częściowo sztucznie ukształtowane. Podniesienie się bazy erozyjnej w czasie transgresji lityrnowej (holocen) o ok. 20 m w dolinie dolnej Odry spowodowało zasypianie dolnych odcinków dolin osadami rzecznyymi (Odra, Ina, Płonia, Mała Ina), a po spowolnieniu erozji w górnych odcinkach rzek umożliwiło rozwój rozległych bagien i torfowisk na obszarze całej szerokości dolin. Miąższość osadów organicznych sięga ok. 12 m w dolinie dolnej Odry, 6–8 m w dolinie Iny i kilku metrów w dolinach Małej Iny i Płoni.

Klimat i warunki hydrologiczne

Region dolnej Odry jest położony prawie w całości w zachodniopomorskim regionie klimatycznym. Charakterystyczne jest tu częstsze niż w innych regionach występowanie dni z przymrozkami, umiarkowanie zimnymi, z niewielkim zachmurzeniem, bez opadu. Średnia temperatura roczna na stacji w Szczecinie Dąbiu wynosi 8,3°C. Najcieplejszym miesiącem jest lipiec o średnich temperaturach 17–18°C, a najchłodniejszym styczeń o średnich temperaturach od 1 do 2°C. Suma rocznych opadów atmosferycznych waha się od ok. 550 mm w Szczecinie do 650 mm w rejonach wzgórz morenowych. Najwyższe opady przypadają na lipiec i sierpień, najniższe na styczeń i luty (A. Woś, 1999). Klimatyczny bilans wodny, obliczony jako różnica pomiędzy wielkością opadów a parowaniem wskaźnikowym (C. Koźmiński, B. Michalska, red., 2004), jest dodatni od listopada do lutego

i wynosi: w styczniu 20–30 mm, w lutym <10 mm, w październiku 10–20 mm, w listopadzie 20–30 mm i w grudniu 30–40 mm. W skali roku bilans wodny jest ujemny. Na obszarze Niziny Szczecińskiej wynosi poniżej –50 mm, na Równinie Nowogardzkiej zbliża się do 0 mm, a na obszarze pojezierzy Ińskiego i Myśliborskiego jest dodatni, od 0 do 100 mm rocznie.

Rzeki Pomorza Zachodniego charakteryzują się niewielkimi wahaniami stanów i przepływów. Wskaźnik nieregularności przepływu wynosi od kilku do 50. Wiąże się to z dużą zdolnością do retencji wody powierzchniowej poza systemami rzecznyymi w zagłębieniach bezodpływowych i zlewniach jeziornych oraz z opóźnieniem spływu wód w związku z dużą lesistością. Częste odwilże w zimie powodują, że roztopy są tu rozłożone w czasie, tak że wezbrania wiosenne nie prowadzą do większych zagrożeń powodziowych. W rzekach nie występują również katastrofalne niżówki, co wiązać należy z dość obfitym zasilaniem przez wody podziemne.

W celu oceny zasobów wodnych głównych rzek RZGW Szczecin, opierając się na istniejących wodowskazach IMGW, podzielił obszar swego działania na regiony bilansowe. Cały omawiany region należy do Regionu Wodnego Dolnej Odry i Przymorza Zachodniego. Wydzielono 10 regionów bilansowych w układzie zlewniowym: Odry granicznej do Widuchowej (01), Międzyodrza – Zalewu Szczecińskiego – wyspy Wolin i Uznam (02), Myśli (04), Kurzycy – Słubi (05), Tywy – Rurzycy (06), Płoni (07), Iny (08), Gowienicy (09) i lewobrzeżnej zlewni Dolnej Odry (10).

Zasobność wód powierzchniowych regionu charakteryzują odpływy z poszczególnych zlewni (tab. 8.42, 8.43). Zasoby dyspozycyjne jednostkowe wód podziemnych w poszczególnych zlewniach są związane z wielkością odpływów średnich z najniższych (SNQ).

Niska wartość odpływu podziemnego dla zlewni Myśli, Płoni i Krępy wynika z występowania w tych zlewniach dużych powierzchni jezior i torfowisk, gdzie część zasobów wód powierzchniowych ulega odparowaniu, dlatego ocena zasobów wód podziemnych wykonana na podstawie analizy przepływów w rzekach daje wyniki zaniżone.

Tabela 8.42

Charakterystyczne najniższe odpływy jednostkowe dla zlewni wybranych rzek na obszarze regionu dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego (M. Friedrich i in., 1989; R. Graf, 2003; F. Nowacki i in., 2004)

Rzeka – przekrój	Okres obserwacji	Powierzchnia zlewni [km ²]	NNq	SNq	WNq
			[dm ³ /s·km ²]		
SŁUBIA – Moryń	1983–1997	65,4	0,00	2,10	8,41
TYWA – Tywina	1951–1988	261,1	b.d.	1,60	b.d.
RURZYCA – Nawodna	1951–1988	366,0	b.d.	1,40	b.d.
MYŚLA – Dolsk	1966–1983	765,2	b.d.	0,52	b.d.
KALICA – Grabowo	1983–1997	79,3	0,23	2,33	7,44
INA – Stargard Szczeciński	1983–1997	731,0	0,66	3,42	9,40
MAŁA INA – Zamęcin	1983–1997	197,0	0,25	2,21	12,74
KRĄPIEL – Chociwel	1983–1997	71,4	0,07	1,83	7,28
KRĘPA – Marianowo	1983–1997	121,0	0,02	3,13	18,84
PŁONIA – Jezierzycze	1951–1988	1074,0	b.d.	1,55	b.d.
GOWIENICA – Stepnica	1951–1988	340,2	b.d.	2,01	b.d.

b.d. – brak danych, NNq – wartości najniższe z niskich z wielolecia dla jednostkowego odpływu wody, SNq – wartości średnie z niskich z wielolecia dla jednostkowego odpływu wody, WNq – wartości najwyższe z niskich z wielolecia dla jednostkowego odpływu wody

Tabela 8.43

Bilans wodny naturalny surowy dla wybranych zlewni i rzek na obszarze regionu dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego za okres 1983–1997 (mat. arch. Zachodniopomorskiego Urzędu Wojewódzkiego)

Rzeka – przekrój	Pow. zlewni [km ²]	Opady (P)			Odpływy (H)			Wskaźnik (P–H)			Współczynnik (H/P)		
		półrocza		rok	półrocza		rok	półrocza		rok	półrocza		rok
		XI–IV	V–X	XI–X	XI–IV	V–X	XI–X	XI–IV	V–X	XI–X	XI–IV	V–X	XI–X
SŁUBIA – Moryń	65,4	223,5	303,1	526,6	50,1	37,7	87,9	173,4	265,3	438,7	0,236	0,128	0,169
KALICA – Grabowo	79,3	236,4	318,3	554,7	60,9	42,4	103,3	175,6	275,9	451,4	0,260	0,136	0,188
INA – Stargard Szczeciński	731,0	248,6	340,8	589,4	96,8	55,7	152,5	151,8	285,1	436,9	0,400	0,165	0,259
MAŁA INA – Zamęcin	197,0	241,2	344,7	585,9	73,3	31,6	104,9	167,9	313,1	481,0	0,301	0,090	0,178
KRĄPIEL – Chociwel	71,4	246,0	339,8	585,7	55,1	26,6	81,7	190,9	313,2	504,1	0,233	0,077	0,140
KRĘPA – Marianowo	121,0	273,9	340,7	614,6	149,6	58,7	208,3	124,3	282,0	406,3	0,536	0,170	0,339

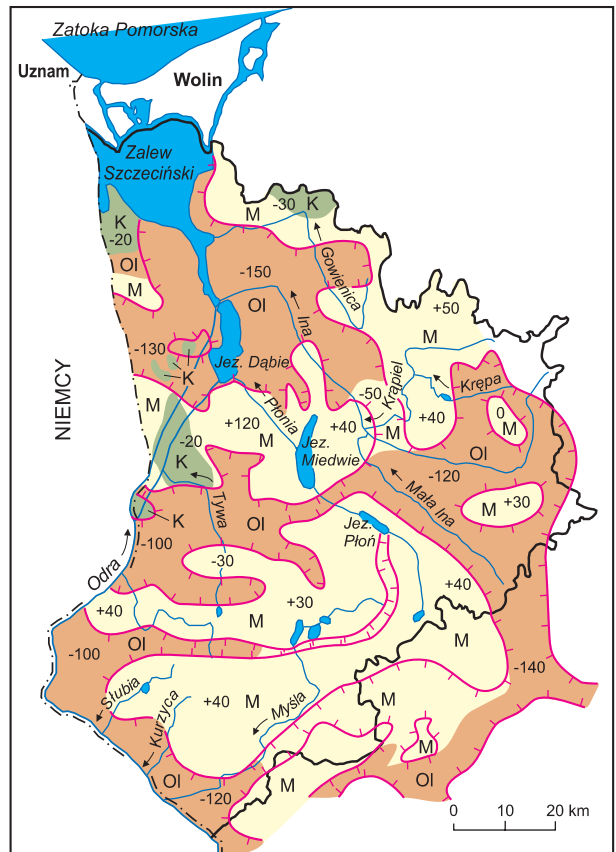
Wartości opadów (P), odpływów (H) oraz wskaźnika (P–H) podano w [mm]

Budowa geologiczna

Ostateczne ukształtowanie układu i przebiegu dolin rzecznych oraz powstanie systemów krążenia wód podziemnych na obszarze regionu dolnej Odry nastąpiło po deglacjacji lądolodu ostatniego zlodowacenia (ok. 14 000 lat temu). Warunkami wyjściowymi dla ukształtowania pokrywy osadów czwartorzędowych było ukształtowanie powierzchni przedczwartorzędowej. Powierzchnia ta, ze swoistym układem dolin i systemem odpływu wód powierzchniowych, powstawała w pliocenie i na początku plejstocenu. Obszar poddawany był silnej denudacji i erozji rzecznej, a w plejstocenie również egzaracji podczas glacjałów. Znaczny wpływ na rozwój osadów czwartorzędowych mogła mieć tektonika podłoża, związana często z mobilnością cechsztyńskich mas solnych (A. Piotrowski, 2001).

W mezozoicznym planie strukturalnym północna część regionu położona jest na obszarze niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa, który jest najbardziej północną częścią monokliny przedsudeckiej. W obrębie niecki szczecińskiej wyróżnia się drugorzędne struktury o charakterze wyniesień antyklinalnych i obniżen synklinalnych, którym towarzyszą uskoki ułatwiające migrację solanek z głębszego podłoża. Na omawianym obszarze podczwartorzędowe wychodnie osadów kredowych (opoki i margle z wkładkami wapieni – mastrycht) występują w antyklinie Nowego Warpna, nad Zalewem Szczecińskim, w antyklinie Szczecina i Gryfina, na obszarze pomiędzy Gryfinem a Szczecinem oraz w antyklinie Gartzu (Niemcy), a po stronie polskiej w rejonie Pniew na południe od Gryfina. W północnej części regionu, na obszarze wododziału pomiędzy zlewnią Gowienicy a zlewniami Grzybnicy i Wołczyńcy (zlewnia Dziwny), podczwartorzędowe wychodnie osadów kredowych występują na zachodnim skłonie wału pomorskiego.

Pierwotne położenie osadów miocenu na rzędnych od -80 do -50 m n.p.m. zostało zaburzone w okresie starszych zlodowaceń (M. Jaskowiak-Schoeneichowa red., 1979). Powstały wówczas rozległe depresje egzaracyjne i towarzyszące im glacitektoniczne wyciśnięcia osadów paleogenu i neogenu, a także wyniesienia zbudowane z porwaków glacialnych (fig. 8.49). Osady miocenu to



- M utwory miocenijskie
- OI utwory oligocenijskie
- K utwory kredowe
- 30 granice obniżen podłoża wzdłuż izohipsy -50 m n.p.m., rzędna najniższych części obniżenia w m n.p.m.
- +40 granice wyniesień podłoża wzdłuż izohipsy -50 m n.p.m., rzędna najwyższych części wyniesienia w m n.p.m.
- granica regionu

Fig. 8.49. Szkic geologiczny podłoża osadów czwartorzędowych, region dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego (zestawiono na podstawie Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Szczecin, Pyrzyce, Gorzów Wielkopolski, Świdwin)

drobnoziarniste piaski kwarcowe przedzielone dwoma poziomami mułków i ilów szarych lub brunatnych z wkładkami lub warstwami węgla brunatnego. Iły, mułowce, mułki i piaski ilaste reprezentują morskie osady oligocenu. Na północ od Szczecina i na zachód od Star-

gardu Szczecińskiego utwory te występują na obszarze rozległej depresji egzaracyjnej, której dno obniża się do –150 m n.p.m. Depresja obrzeżona jest od południa i wschodu spiętrzonymi glacitektonicznie osadami miocenijskimi budującymi częściowo strukturę Wzgórz Bukowych (rzędne osadów neogenu do 120 m n.p.m.). Wypiętrzenia te ukryte są w większości pod osadami czwartorzędowymi. Podobna co do genezy i budowy geologicznej depresja występuje na północ od Choszczna oraz na południe od Gryfina. W najniższej części depresji znajdują się osady oligocenu, a otaczające wypiętrzenia zbudowane są z utworów miocenu.

Intensywne procesy erozji związane z kolejnymi zlodowaceniami są przyczyną braku osadów zlodowaceń najstarszych, systematycznie usuwanych w okresach interglacjalnych. Osady glacialne i fluwioglacjalne zlodowacenia sanu zachowały się jedynie w najniższej położonych depresjach i dolinach. W czasie zlodowacenia odry powstały dwa poziomy glin zwałowych, rozdzielone piaskami i mułkami z transgresji młodszego stadiała. Osady interglacjału lubelskiego nie zachowały się. Zlodowacenie warty rozpoczęło się osadzeniem przez wody lodowcowe osadów piaszczystych, fluwioglacjalnych i zastoiskowych, na przedpolu nasuwającego się lądolodu. Następnie wskutek akumulacji lodowcowej i wytapiania lodów osadziły się dwa poziomy glin rozdzielone piaskami i mułkami z okresu transgresji lądolodu stadiała górnego. Górna glina warciańska o miąższości do 50 m wyrównuje starsze elementy morfologiczne. Osady interglacjału eemskiego znajdowane są sporadycznie. W okresie tym obszar był denudowany.

Ze stadiała środkowego (świecia) zlodowacenia wisły pochodzą piaski fluwioglacjalne i osady zastoiska rozwijającego się na przedpolu wkraczającego lądolodu. Utwory te wyrównały zróżnicowaną morfologię terenu powstałą w interglacjale eemskim. Na osady te wkroczył lądolód, po wytopieniu którego pozostała nieciągła warstwa glin. Osady stadiała górnego zlodowacenia wisły składają się z dwóch warstw glin, z których dolna przypisywana jest do fazy leszczyńsko-poznańskiej, a górna – do fazy pomorskiej. Gлина leszczyńsko-poznańska leży na transgresywnych piaskach i żwirach fluwioglacjalnych tej fazy lub na osadach starszych. Tworzy prawie

ciągłą warstwę na całej powierzchni wysoczyzn. Osady z ostatniej fazy zlodowacenia wisły, fazy pomorskiej, to typowa sekwencja osadów lodowcowych: mułki zastoiskowe w lokalnych zbiornikach zasypane piaskami fluwioglacjalnymi powstałymi przed czołem nasuwającego się lądolodu i cienka warstwa glin pozostała po jego wytopieniu. Zasięg osadów glacialnych fazy pomorskiej wyznacza ciąg moren czołowych. Powierzchnię moreny dennej urozmaicają osady akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej: ozy, kemy, moreny martwego lodu, tarasy wód roztopowych i równiny sandrowe (sandr Myśli, Kosy i Słubi). Po ustąpieniu lądolodu pomorskiego w zagłębieniach powierzchni powstały jeziorzyska, w których już pod koniec plejstocenu (alleröd) i na początku holocenu następowała akumulacja gytii wapiennej. Akumulacja węglanów w tych zbiornikach przechodziła do akumulacji osadów mineralno-organicznych i organicznych. Odslonięte powierzchnie piaszczyste ulegały miejscami zwydmieniu, a miejscami zatorfieniu.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Region dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego, zgodnie z przyjętym w monografii podziałem na jednostki hydrogeologiczne (rozdz. 3 i 4), należy do pomorskiej jednostki hydrogeologicznej. Charakteryzuje się dominacją poziomów plejstocenijskich, które prowadzą ok. 90% całkowitych zasobów wód podziemnych (B. Paczyński i in., 1972; P. Herbich i in., 2003). Wskaźnik zasobności zmienia się tu od 10 do 1000 m³/d·km². Wody słodkie zostały także rozpoznane w obrębie osadów neogeńskich i kredowych.

Wody podziemne w obrębie **czwartorzędowego piętra wodonośnego** związane są głównie z piaszczystymi osadami fluwioglacjalnymi poszczególnych zlodowaceń. Wydzieliła się cztery poziomy wodonośne: gruntowy, międzyglinowy górny, międzyglinowy środkowy i międzyglinowy dolny – podglinowy (S. Dąbrowski i in., 1998a; F. Nowacki i in., 2004). W najniższych częściach depresji egzaracyjnych występują gliny zlodowacenia san 1, przedzielone lokalnie niewielkiej miąższości warstwami piasków wodnolodowcowych. Tworzą one najniższy położony czwartorzędowy poziom wodonośny o stropie warstw na rzędnych od –110 do –90 m n.p.m. Poza

głębokimi depresjami egzaracyjnymi i dolinami kopalnymi, powyżej rzędnej ok. –80 m n.p.m., osady lodowcowe należą do zlodowaceń środkowopolskich i wisły. Osady zlodowaceń środkowopolskich (odry i warty) tworzą kompleks osadów czwartorzędowych o miąższościach dochodzących do 140 m.

• Zlewnia Gowienicy i zlewnia Zalewu Szczecińskiego

Osady zlodowaceń środkowopolskich mają tu mniejsze miąższości związane z wysokim położeniem bloków kredowych w podłożu, wynurzających się spod osadów paleogenu i neogenu w kierunku wału pomorskiego. Spąg osadów zlodowacenia warty, tworzący jednocześnie spąg utworów czwartorzędowych, położony jest na rzędnych od –60 do –20 m n.p.m. Gliny warciańskie rozdziela warstwa wodonośna o miąższości 3–5 m o stropie na rzędnej od –20 do –15 m n.p.m., nieposiadająca większego znaczenia użytkowego (poziom międzyglinowy dolny). Nad glinami zlodowacenia warty występuje tu warstwa wodonośna zbudowana z osadów fluwioglacjalnych, zaliczana do zlodowacenia wisły, związana z transgresją lądolodu fazy pomorskiej (poziom międzyglinowy górny), nadbudowana piaskami rzeczno-równinowymi wokół Zalewu Szczecińskiego (poziom gruntowy). Niekiedy obie te warstwy piaszczyste tworzą jedną warstwę wodonośną o miąższości od 20 do 30 m, lokalnie rozdzieloną warstwami glin pomorskich. Poziom ten występuje również w dolinie Odry na obszarze międzyodrza.

Największe rozprzestrzenienie ma poziom międzyglinowy górny, będący warstwą osadów fluwioglacjalnych z fazy transgresji stadiału górnego zlodowacenia warty. Strop tego poziomu na obszarze wysoczyzn na zachód i południe od Szczecina występuje na rzędnych od –30 do 10 m n.p.m. Miąższość poziomu jest zmienna, od 5 do 25 m. Współczynnik filtracji waha się od 7 do 91,2 m/d. Na obszarze pomiędzy Policami a Szczecinem na poziom ten w okresie stadiału górnego zlodowacenia warty zostały wypchnięte glaciektonicznie i spiętrzone starsze osady z obszaru dzisiejszego Zalewu Szczecińskiego. Wewnętrzna zaburzona struktura tych nasuniętych wzniesień nie stwarza warunków do występowania zasobnych poziomów wodonośnych. Występują tu mało zasobne lub bezwodne, odizolowane soczewki starszych osadów flu-

wioglacialnych lub lądowych utworów neogeńsko-paleogeńskich.

Na tak uformowaną powierzchnię wkraczały lądolody zlodowacenia wisły, pozostawiając otulającą warstwę osadów wodnolodowcowych i cienką warstwę glin. Najmłodsze osady piaszczyste z ostatniego zlodowacenia wypełniają na wysoczyznach zagłębienia, rzadko tworząc poziom o ciągłym rozprzestrzenieniu. Lokalnie jest to pierwszy poziom wodonośny o swobodnym lub słabo napiętym zwierciadle. Nie ma on znaczenia użytkowego (fig. 8.50).

Na obrzeżu kulminacji podłoża czwartorzędowego, na południe i zachód od Szczecina, zachowały się gliny i piaski ze żwirami zlodowacenia odry. Warstwę wodonośną zbudowaną z osadów fluwioglacjalnych tego zlodowacenia rozpoznano jako tzw. podglinowy poziom wodonośny w rejonie Barnisławia, Kościna i Lubieszyna przy granicy z Niemcami oraz w ujęciu wód Arkonka w Szczecinie. Strop tego poziomu występuje na rzędnych od –40 do –20 m n.p.m., jego miąższość wynosi od 5 do 20 m. Współczynnik filtracji zawiera się w przedziale od 2,3 do 36,7 m/d. Łącznie oba poziomy wodonośne: warciański (międzyglinowy górny) i odrzański (międzyglinowy dolny lub podglinowy) (S. Dąbrowski i in., 1998b) tworzą główny zbiornik wód podziemnych – GZWP nr 122 – Dolina kopalna Szczecin.

• Zlewnia Iny

Nisko położone wysoczyzny lodowcowe otaczające od wschodu Równinę Goleniowską (Równina Nowogardzka) oraz pojezierza Ińskie i Choszczeńskie zbudowane są z osadów zlodowacenia wisły. Na powierzchni, w zagłębieniach wytopiskowych, leżą piaski wodnomorenowe, w których występują poziomy wód gruntowych o lokalnym znaczeniu użytkowym. Odkryte poziomy wodonośne występują również w osadach wodnolodowcowych i rzecznych wypełniających doliny wód roztopowych. Warstwy te tworzą gruntowy poziom wodonośny o miąższości dochodzącej do 40 m. Współczynnik filtracji osiąga 70 m/d.

Najmłodsze gliny zlodowacenia wisły są dwudzielne. Lokalnie rozdziela je warstwa piasków fluwioglacjalnych o miąższości do 10 m, najczęściej niezawodniona lub ze swobodnym zwierciadłem wody, bez znaczenia użytkowego. Strop tej warstwy notuje się na różnych

wysokościach, gdyż jej położenie jest współkształtne z powierzchnią terenu, który podnosi się w kierunku wschodnim do wzniesień czołowomorenowych. Poniżej glin stadiału górnego zlodowacenia wisły występuje warstwa piasków fluwioglacjalnych o dość ciągłym rozprzestrzenieniu. Tworzy ona wraz z pozostającymi w kontakcie osadami w dnach dolin poziom wodonośny o miąższości od ok. 3–8 m przy krawędzi wysoczyzny (zwierciadło swobodne lub słabo napięte) do nawet ponad 30 m w wyższych partiach wysoczyzny – poziom międzyglinowy górny o napiętym zwierciadle wody (fig. 8.50, 8.51). Strop poziomu występuje na rzędnych od ok. 10 m n.p.m. w części zachodniej do 80 m n.p.m. w pobliżu kulminacji wysoczyzny w strefie moren czołowych fazy pomorskiej (wododział Iny i Drawy). Współczynnik filtracji waha się od 1,5 do 70 m/d ($1,7 \cdot 10^{-5}$ – $8 \cdot 10^{-4}$ m/s).

W wyżej położonych partiach wysoczyzny, we wschodniej części zlewni Iny i Małej Iny, najstarsze gliny zlodowacenia wisły lokalnie podścielają piaski i żwiry leżące na glinach środkowopolskich. Te ostatnie, przedzielone niekiedy osadami zastoiskowymi, tworzą zwarty pakiet osadów słabo przepuszczalnych o miąższości od 20 m we wschodniej części wysoczyzny do ok. 80 m w strefach czołowomorenowych i w głębokich obniżeniach egzaracyjnych (fig. 8.51). Pod glinami leżą warstwy osadów fluwioglacjalnych, tworzące poziom międzyglinowy środkowy. Strop poziomu położony jest na wysokości od –20 m n.p.m. w wyższych partiach wysoczyzny pojezierzy Ińskiego i Choszczeńskiego do 0 m n.p.m. na wschód od Równiny Goleniowskiej. W podłożu warstwy wodonośnej występują gliny starszych zlodowaceń lub utwory neogenu. Miąższość poziomu wynosi od 10 do 20 m, lokalnie w strefach zaburzeń glacitektonicznych i w rynnach kopalnych może dochodzić do 40 m (rejon Stargardu Szczecińskiego i Goleniowa). Dominujące współczynniki filtracji zawierają się w przedziale od 7 do 30 m/d. Poziom ten na obszarze pomiędzy Stargardem i Goleniowem tworzy międzymorenowy zbiornik GZWP nr 123 Stargard–Goleniów.

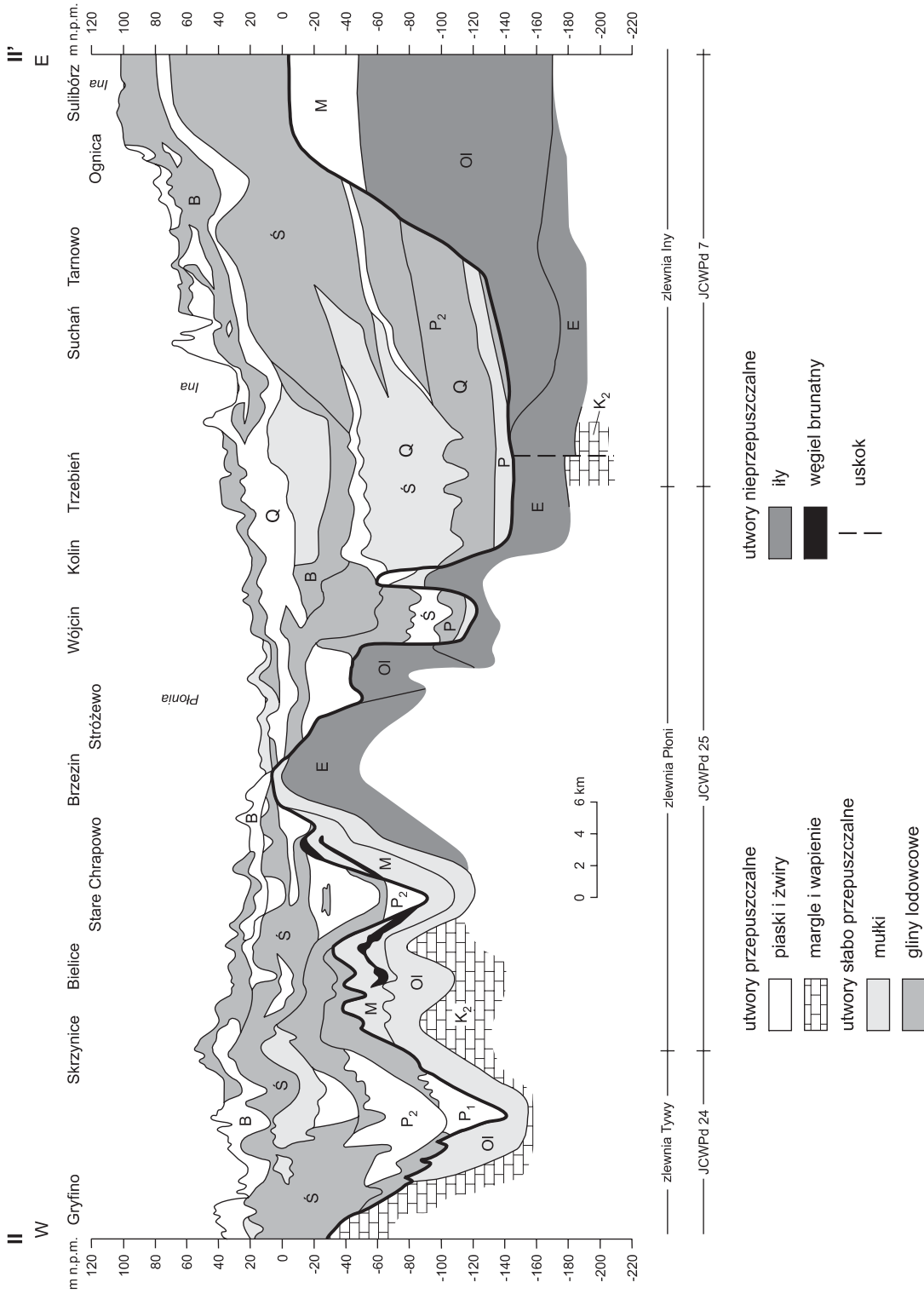
Podglinowy poziom wodonośny jest słabo rozpoznany. Tworzą go osady piaszczyste rozdzielające gliny zlodowaceń sanu, występujące w głębokich rynnach glacialnych lub depresjach egzaracyjnych.

• Zlewnia Płoni

Na wypiętrzonych glacitektonicznych w rejonie Barlinka i Pełczyc strop osadów neogenu występuje na rzędnych do ok. 30 m n.p.m., w rejonie wypiętrzenia Brzesko–Pyrzyce – do 50 m n.p.m., na wschodnim brzegu rynny jeziora Miedwie – do 10 m n.p.m. Miąższość utworów czwartorzędowych spada tu nawet do 10 m. Przy braku użytkowych poziomów w neogenie, często jedyny poziom wodonośny stanowią wody gruntowe w dolinach i w zagłębieniach wytopiskowych. W depresjach egzaracyjnych na wschód od Pyrzyce oraz pomiędzy Krzywimem a Dłuskim Gryfińskim w utworach czwartorzędowych wyróżniane są trzy lub cztery poziomy wodonośne.

W górnej części zlewni Płoni oraz w zlewni Małej Iny poziomy wód gruntowych związane są przeważnie z osadami wód roztopowych i osadami rzecznyymi występującymi w dnach rynien lodowcowych. Poziomy te nie mają znaczenia użytkowego. Najwyżej położona międzyglinowa warstwa piaszczysta, o stropie na rzędnych od 70 do 80 m n.p.m., związana z osadami zlodowacenia wisły, jest najczęściej bezwodna. Pierwszym poziomem wodonośnym jest tu poziom międzyglinowy górny utworzony przez fluwioglacjalne piaski i żwiry pochodzące z fazy transgresji stadiału górnego zlodowacenia warty. Strop tego poziomu występuje na rzędnych 40–60 m n.p.m. w górnej części zlewni oraz 20–30 m n.p.m. w części środkowej (fig. 8.51). Parametry filtracyjne poziomu zmieniają się w szerokim zakresie, średnia wartość współczynnika filtracji wynosi od 8 do 24 m/d. Na obszarze depresji egzaracyjnych, które najczęściej mają założenia tektoniczne (A. Piotrowski, 2001), warstwę wodonośną tworzą piaski drobnoziarniste.

Poniżej, pod glinami środkowopolskimi, występuje międzyglinowy środkowy poziom wodonośny. Strop poziomu położony jest na wysokości od ok. 0 do 20 m n.p.m. w górnej części zlewni Płoni (Pojezierze Myśliborskie), a w części środkowej zlewni (Równina Pyrzycko–Stargardzka, Równina Wełyńska) do –20 m n.p.m. (fig. 8.51). Poziom ten mogą podścielać gliny starszych zlodowaceń lub bezpośrednio osady neogenu czy paleogenu. Nie występuje na wyniesieniach podłoża w rejonie Pyrzyce–Brzesko oraz Barlinek–Pełczyce. Jego miąższość wynosi 10–20 m, lokalnie w pogłębionych rynnach może



Rys. 8.51. Przekrój hydrogeologiczny II-II' (zestawiono na podstawie SMGP 1:50 000, ark. Żeliszewiec, Stare Czarnowo, Dolice, Choszczno, Reetz; F. Nowacki i in., 2004 – zmieniony i uzupełniony); lokalizacja na fig. 8.47

Q – czwartorzęd; B, Ś, P = (P₁ + P₂) – odpowiednio zlodowacenia: wisy, środkowopolskie, południowopolskie; M – miocen; Ol – oligocen; E – eocen; K₂ – kreda górnokajuczka

dochodzić do 40 m (rejon Kłodzina w rynn timer Płoni). Dominujące wartości współczynn timer filtracji wynoszą od 5 do 30 m/d.

Podglinowy poziom wodonośny występuje w gębokier wciętych dolinach kopalnych lub obniżeniach egzaracyjnych. Poziom ten pozostaje w kontakcie z wodami poziomu mioceńskiego. Strop warstw notowany jest na gębokierkości od –80 do –50 m n.p.m. Mięższokier warstwy wodonośnej w dolinie kopalnej między Myślimerborzem i Chojną wynosi od 5 do 15 m, a w depresji egzaracyjnej na wschód od Pyrzyce do Gryfina osiąga 15 m. Współczynn timer filtracji zawiera się w granicach od 3 do 12 m/d ($3 \cdot 10^{-5}$ – $1,4 \cdot 10^{-4}$ m/s).

• Zlewnie Myśli, Kurzyce, Słubi, Kalicy, Rurzyce i Tywy

W południowej części regionu, na południe od gębokierkiej doliny w stropie osadów neogenu, biegnącej od Barlinka do Cedyni, spąg utworów czwartorzędowych jest bardzo zróżnicowany. Tworzące łuski osady miocenu sięgają do wysokości 30–40 m n.p.m. Mięższokier utworów czwartorzędowych wynosi od 50 do 70 m, jednak na wyniesieniach miocenu może spadać do 10–20 m, zaś w obniżeniach sięgać 170 m (fig. 8.52).

Poziom wód gruntowych występuje na obszarach wysoczyznowych w dnach dolin oraz w licznych zagłębeniach bezodpływowych wypełnionych osadami deluwialnymi. Wody w tych warstwach drenowane są często przez jeziora Pojezierza Myślimerborskiego. Na południe od strefy czołowomorenowej fazy pomorskiej zlodowacenia wisły, na powierzchni starszej wysoczyzny lodowcowej leżą osady sandrów Myśli, Kosy i Słubi. Na obszarze tym poziom wód gruntowych występuje w piaskach i żwirach fluwioglacjalnych o mięższokier średnio 10–15 m. Swobodne zwierciadło wody występuje na rzędnych od 20 m n.p.m. nad doliną Odry do 55 m n.p.m. w północnej części sandrów. Współczynn timer filtracji wynosi 5–12 m/d ($5,8 \cdot 10^{-5}$ – $1,4 \cdot 10^{-4}$ m/s).

Poziom międzyglinowy górny tworzą piaski i żwimer fluwioglacjalne rozdzielające gliny zlodowacenia wisły. Poziom ten nie ma charakteru ciągłego, strop występuje na rzędnych 45–50 m n.p.m., mięższokier wynosi 5–10 m, a współczynn timer filtracji 10–15 m/d. Poziom ma znaczenie użytkowe jedynie lokalnie.

Poziom międzyglinowy środkowy tworzą piaski i żwimer występujące w spągu glin zlodowacenia wisły, o stropie na rzędnych od 10 do 30 m n.p.m. Maksymalna mięższokier poziomu, notowana w Dębnie Lubuskim, wynosi ok. 35 m. Średni współczynn timer filtracji wynosi ok. 15,7 m/d ($1,8 \cdot 10^{-4}$ m/s). Poziom ten często leży na osadach neogenu, z którymi pozostaje w kontakcie hydraulicznym.

Podglinowy poziom wodonośny występuje w gębokierkich rozcięciach erozyjnych lub w zagłębeniach pomiędzy spiętrzonymi utworami neogębkierскими. Tworzą go osady interglacjału mazowieckiego lub zlodowaceń środkowopolskich. Strop poziomu układa się na rzędnych od –40 do –20 m n.p.m. Osady wodonośne mogą być czasami powiązane hydraulicznie z poziomami wodonośnymi neogenu (fig. 8.51, 8.52). W rozcięciach erozyjnych mięższokier poziomu może dochodzić do 50 m (ujęcie komunalne w Dębnie Lub.).

Wody **neogębkierского piętra wodonośnego** związane są z mioceńskimi piaskami jeziornymi. Zaburzenia glaci-tektoniczne są przyczyną znacznych deniwelacji stropu tych osadów (fig. 8.49). Na wyniesieniach piaszczyste warstwy mioceńskie kontaktują się hydraulicznie z różnymi poziomami czwartorzędowymi. Mioceński poziom wodonośny tworzą dwie warstwy. Pierwsza warstwa występuje na rzędnych od –40 do 0 m n.p.m. Jej mięższokier wynosi od 10 do 50 m. Tworzą ją piaski pylaste i mułkowate o współczynn timerach filtracji przeważnie od 1 do ok. 10 m/d. Niższa warstwa wodonośna została rozpoznana na rzędnych od –100 do –80 m n.p.m. (fig. 8.51). Występujące tu piaski mułkowate i ilaste z uwagi na niekorzystne parametry hydrauliczne i słabą jakość wody nie są ujmowane.

Zwierciadło wód podziemnych piętra neogębkierского na obszarze wysoczyzn stabilizuje się na rzędnych nieco wyższych niż wody piętra czwartorzędowego, natomiast w dolinie Odry ma charakter artezyjski i np. w Łasztowni w Szczecinie stabilizuje się na wysokości kilku metrów powyżej dna doliny (B. Paczyński i in., 1972).

Kredowe piętro wodonośne zostało rozpoznane w kulminacji utworów tego wieku wyłaniających się spod osadów mioceńskich na obszarze antykliny Nowego Warpna, Szczecina, Krakówka oraz Gryfina i Gartzu (fig. 8.49). Poziom wodonośny tworzą margle i margle piaszczyste

z wkładkami piaskowców marglistych, wapieni i kredy piszącej kampanu. Podczwartorzędowe wychodnie osadów kredowych występują na rzędnych ok. 0 m n.p.m. w Gryfinie i od –160 do 10 m n.p.m. w Szczecinie. Utwory kredowe w przypowierzchniowej strefie wychodni podczwartorzędowych prowadzą wody słodkie, natomiast w partiach przykrytych miąższymi osadami neogenu, izolowanymi od płytkiego obiegu wód, wraz z głębokością wykazują coraz większą mineralizację. Współczynniki filtracji w płytkiej strefie krążenia wód wynoszą od kilku do ok. 10 m/d (Nowe Warpno). Ciśnienie wód kredowych jest na ogół wyższe niż neogeńskich i czwartorzędowych. Zwierciadło wody stabilizuje się na poziomie terenu lub nieznacznie ponad nim (Łasztownia w Szczecinie do 7 m powyżej terenu, Gryfino ujęcie Laguna – na poziomie terenu).

Systemy krążenia wód podziemnych

Region dolnej Odry charakteryzuje się rozproszonym system zasilania i drenażu wód podziemnych. W ujęciu J. Totha (1962), wydzielone jednolite części wód podziemnych obejmują obszary pośredniego systemu krążenia. Takimi obszarami są zlewnie rzek uchodzących do Zalewu Szczecińskiego (Gowienica), Odry (Ina), jeziora Dąbie (Płonia), obszar zlewni małych cieków wpływających wprost do Odry na południe od Szczecina oraz zlewnia Myśli. Systemy te obejmują obieg wód podziemnych pomiędzy obszarem zasilania głównych czwartorzędowych poziomów wodonośnych w rejonach wyniesionych stref marginalnych i moren czołowych fazy pomorskiej zlodowacenia wiśły a drenażem tych wód, jaki zachodzi w dolinach wymienionych zlewni. Wyjątkiem jest tu zapewne obszar na południe od Szczecina, gdzie doliny rzek o niewielkich przepływach (Tywa, Rurzyca, Kurzyca, Słubia) biorą udział w lokalnym systemie krążenia jako strefy drenażu. Natomiast drenaż systemu przejściowego odbywa się tu wprost do doliny Odry (rejon Marwice–Pniewo na południe od Gryfina). Przepływ wód systemów pośrednich odbywa się w rozprzestrzenionym regionalnie poziomie wodonośnym, na który składają się osady fluwioglacjalne ze stadiału środkowego i górnego zlodowacenia warty. Zasilanie systemu odbywa się po-

przez infiltrację wód w oknach hydrogeologicznych oraz przez przesączanie wód przez skały słabo przepuszczalne lub wzdłuż nieciągłości przewodzących w zaburzonych strefach moren czołowych.

Przedstawiony układ krążenia pośredniego nie jest zupełnie jednorodny. W zlewniach Płoni, Myśli i Iny oprócz drenażu w dolinach tych rzek duże znaczenie ma drenaż dużych i głębokich jezior oraz parowanie na obszarach torfowisk. Obniżenie powierzchni piezometrycznej głębokich poziomów wodonośnych obserwowane jest wokół jeziora Miedwie, które z racji swej głębokości jest strefą drenażu dla wszystkich systemów wód: od lokalnych do regionalnych. W rejonie na północ od Szczecina drenaż w systemie pośrednim odbywa się w kopalnej rynnie lodowcowej Pilchowo–Arkonka–Niebuszewo, drenującej wody z międzyglinowych poziomów wodonośnych i poziomu podglinowego. Odpływ wód do doliny Odry odbywa się tu wyłącznie strumieniem wód podziemnych. Podobną rolę pełni odpływ podziemny w rejonie Marwic i Pniewa na południe od Gryfina.

Drenaż i zasilanie wód systemów lokalnych odbywa się na obszarze zlewni cieków niższego rzędu, w tym na obszarach zlewni bezodpływowych (zlewnie jezior, torfowisk). Systemy te mają swoje lokalne strefy zasilania w obszarach kulminacji morfologicznych na obszarach moren dennych. Systemy lokalne w obszarach zasilania głębszych systemów wodonośnych drenowane są przez poziomy wodonośne tych systemów (przesączanie wód poprzez skały słabo przepuszczalne). Wyniki badań lokalnego systemu wodonośnego Gowienicy Miedwiańskiej (dopływ jeziora Miedwie w zlewni Płoni) wskazują, że przy systemie trwale zamkniętym od strony jeziora strefa aktywnej wymiany, oceniona na podstawie zmian chemizmu wód, jest stosunkowo wąska i ograniczona do kilkudziesięciu metrów wzdłuż strefy drenażu, pozostała część zlewni jest nieaktywna, występują tu wody o słabych przepływach lub stagnujące (Z. Wiśniowski i in., 2004).

Regionalny system krążenia tworzą głębokie poziomy czwartorzędowe (poziom podglinowy), będące w kontakcie hydraulicznym z fragmentami poziomów wodonośnych pięter neogeńskiego i kredowego. Poziomy wodonośne podglinowe nie są ciągłe w skali regionalnej. Wy-

stępują w głęboko rozciętych kopalnych dolinach glacialnych (fig. 8.49). Strefy zasilania tych poziomów pokrywają się ze strefami zasilania systemów pośrednich, natomiast drenaż wód następuje w dolinie Odry, w rejonach ujścia dolin kopalnych do kopalnej doliny dolnej Odry. Przykładem takiego systemu może być system krążenia zasilany na wysoczyźnie morenowej fazy pomorskiej zlodowacenia wisły w rejonie Myśliborza. Spiętrzone w strefie moreny czołowej piaszczyste osady miocenu zasilane są poprzez okna hydrogeologiczne z poziomów międzyglinowych na rzędnych od 20 do 30 m n.p.m. (Kruszwin k. Myśliborza). Ostatecznie poza obszarem spiętrzeń strop poziomu miocenińskiego występuje na rzędnej od ok. -50 do -40 m n.p.m. (fig. 8.52). Poziom ten jest drenowany w dolinie Odry (Cedynia) lub w głębokich kopalnych rynnach glacialnych, z którymi ma kontakt hydrauliczny (studnie w miejscowości Piasek).

Wody podziemne poziomu miocenińskiego, poza obszarami najwyższych wzniesień, są dobrze izolowane miększymi pakietami glin południowo- i środkowopolskich, uczestniczą w sposób ograniczony w aktywnej wymianie wód.

Z powodu znacznej głębokości zalegania, a przede wszystkim z powodu obecności płytszych, zasobnych w wody dobrej jakości międzyglinowych poziomów wodonośnych, regionalny system krążenia wód jest słabo rozpoznany.

Chemizm i jakość wód podziemnych

W obszarze wysoczyzn czołowomorenowych pojezierzy Ińskiego, Choszczeńskiego i Myśliborskiego oraz Wzgórz Bukowych i Wzgórz Szczecińskich, a także na obszarach moren dennych Równiny Nowogardzkiej i Równiny Wełtyńskiej dominują wody dwu- lub trójjonowe: $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ (według klasyfikacji Szczukariewa-Prikłonskiego). Są to klasy charakterystyczne dla wód podziemnych występujących w obrębie utworów czwartorzędowych. Ze względu na dobrą izolację wód podziemne obszarów wysoczyzn mają często najwyższą klasę jakości Ia, najczęściej Ib (wg klasyfikacji PİOŚ). W stosunku do wartości granicznych dla klasy Ib wyższe są jedynie stężenia żelaza i manganu, przy średnich war-

tościach wynoszących ok. 2 mg Fe/dm³ oraz 0,15 mg Mn/dm³. Najwyższą zawartość tych pierwiastków obserwuje się w rejonach intensywnej eksploatacji wód podziemnych.

Wody podziemne międzyodrza należą najczęściej do wód wielojonowych o niskiej jakości (III klasa wg klasyfikacji PİOŚ). Jakość wód obniżona jest głównie przez wysoką zawartość żelaza, manganu i jonów amonowych oraz wysoką barwę i mętność. W północnej części międzyodrza żelazo występuje w ilości przekraczającej nawet 30 mg/dm³, również notowane są anomalnie wysokie stężenia manganu (2–3 mg/dm³), jonów amonowych (5–6 mg/dm³), związków organicznych o charakterze polifenolowych kwasów organicznych, utleniałość (<2 mg O₂/l) oraz barwa (30–70 mg Pt/dm³).

Na obszarze występowania słabo izolowanych poziomów wodonośnych równin Wkrzańskiej i Goleniowskiej (rzeczno-rozlewiskowe), sandrów Myśli, Kurzycy i Słubi oraz Równiny Pyrzycko-Stargardzkiej (zastoisko pyrzyckie) dominującymi typami wód podziemnych są wody dwu- i trójjonowe. Wśród anionów najważniejszą rolę odgrywa jon wodorowęglanowy, a w wodach trójjonowych – jony wodorowęglanowy oraz siarczanowy lub chlorkowy. Najważniejszymi kationami są jony wapnia, a w wodach trójjonowych – jony wapnia i sodu. W wodach cztero- i pięciodonowych oprócz jonów wodorowęglanowych, chlorkowych i siarczanowych pojawiają się jony sodowe i magnezowe ($\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$). Obecność w składzie jonowym większej liczby jonów wskazuje na wpływ zanieczyszczeń antropogenicznych (A. Macioszczyk, D. Dobrzyński, 2002). W ponadnormatywnych i anomalnych stężeniach często występują: żelazo (lokalnie >10 mg/dm³, średnio 2,5 mg/dm³), mangan (średnio 0,25 mg/dm³) oraz jony amonowe (średnio 1 mg/dm³ dla Równiny Wkrzańskiej i 0,2 mg/dm³ dla pozostałych obszarów równin) (tab. 8.44). Terenem stanowiącym szczególnie przykład oddziaływania przemysłu na jakość wód podziemnych jest obszar Równiny Wkrzańskiej przylegający do Zakładów Chemicznych w Policach, gdzie notowano anomalne stężenia jonów amonowych przekraczające 5 mg/dm³.

Najwyższe wartości suchej pozostałości (>2000 mg/dm³) związane są z ascencją wód zasolonych z podłoża mezo-

Tabela 8.44

Tło hydrogeochemiczne dla wybranych składników chemicznych wód czwartorzędowego piętra wodonośnego, region dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego (zestawiono na podstawie: S. Dąbrowski i in., 1998a, b, c; F. Nowacki i in., 2004; P. Jezierski, Z. Wiśniowski, 2005)

Obszar	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Fe _{og.}	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺
	[mg/dm ³]							
Zlewnia Iny, Płoni i Gowienicy	7,8–37,0	169–425	1,0–91,0	0,0–8,3	0,01–4,9	62,1–119,0	5,6–18,3	0,05–0,90
Zlewnia Tywy i Kalicy	0,0–45,0	b.d.	0,0–60,0	0,0–4,4	0,0–3,0	b.d.	b.d.	0,00–0,80
Międzyodrze	16,8–108,9	b.d.	2,5–31,7	0,0–2,21	12,8–130,0	b.d.	b.d.	4,61–18,58
Obszar na zachód od Odry	19,0–67,7	b.d.	23,0–109,0	0,0–1,1	0,3–2,8	78,1–114,9	12,0–15,2	0,10–0,68

b.d. – brak danych

zoicznego (rejon Polic) oraz dopływem wód zanieczyszczonych antropogenicznie (rejon Polic i Szczecina). Najniższa sucha pozostałość (<250 mg/dm³) cechuje niskozmierzalne wody podziemne rejonu Puszczy Wkrzańskiej i Puszczy Goleniowskiej. Wielkości suchej pozostałości obserwowane w wodach podziemnych głównego użytkowego poziomu wodonośnego w większości przypadków są charakterystyczne dla wód podziemnych użytkowanych w Polsce, dla których tło hydrogeochemiczne wynosi 200–500 mg/dm³ (A. Macioszczyk, D. Dobrzyński, 2002).

Wody podziemne równin należą przeważnie do II, średniej klasy jakości, a na terenach pozostających pod silnym wpływem antropopresji – do III klasy jakości.

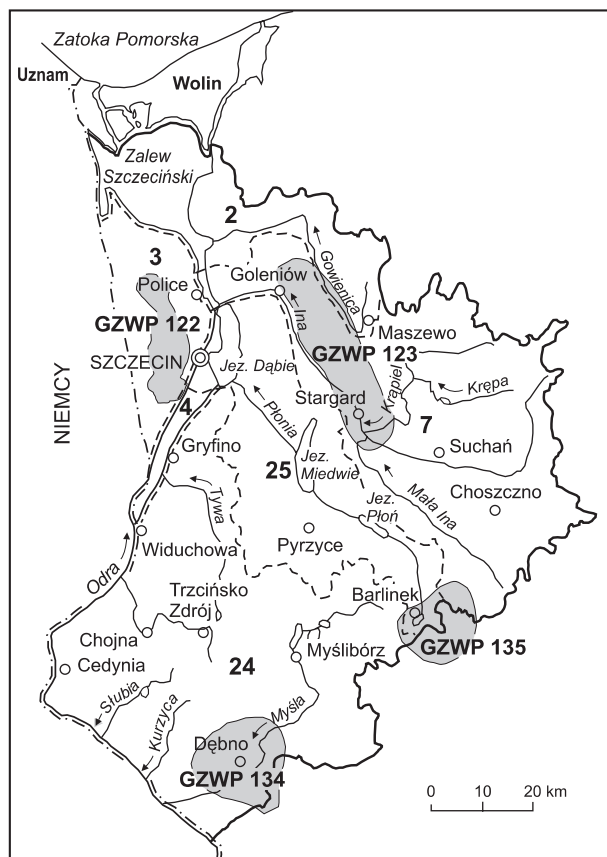
Wody podziemne występujące w utworach neogénskiego piętra wodonośnego, które nie pozostają w kontakcie z wodami podłoża kenozoicznego i uczestniczą w aktywnej wymianie, należą najczęściej do niskozmierzalnych wód wodorowęglanowo-wapniowych. Wody występujące w izolowanych poziomach wodonośnych, znajdujące się w strefie utrudnionej wymiany, charakteryzuje podwyższona barwa oraz wysokie stężenia jonów siarczanowych i żelaza. W obszarach, gdzie dochodzi do ascencji słonych wód z podłoża mezozoicznego (rejon Polic i Gryfina), w utworach miocenu występują wody chlorkowo-sodowe o mineralizacji do 1,5 g/dm³ i zawartości jonów chlorkowych powyżej 600 mg/dm³.

Wody podziemne piętra kredowego w strefach bezpośrednich kontaktów z czwartorzędowymi poziomami wodonośnymi są wodami słodkimi niskozmierzalnymi, wodorowęglanowo-wapniowymi. Wraz z głębokością rośnie zawartość jonu chlorkowego, a maleje udział jonu wodorowęglanowego, zmienia się klasa wód na wody chlorkowo-sodowe. W studniach ujmujących wkładki piaszczyste w kredzie górnej na terenie Szczecina zawartość jonu chlorkowego wynosiła ponad 2 g/dm³ (B. Paczyński i in., 1972), a w studni w Pniewach pod Gryfinem ujmującej wody z margli kredowych na głębokości 35 m – ponad 8 g/dm³. Wzrost wraz z głębokością zawartości jonu chlorkowego w wodzie wskazuje na jego ascenzyjne pochodzenie.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

Na obszarze omawianego regionu wyznaczono pierwotnie pięć głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) (A.S. Kleczkowski red., 1990) o numerach: 122 – Dolina kopalna Szczecin, 123 – Zbiornik międzymorenowy Stargard–Goleniów, 124 – Dolina rzeki Odry (Widuchowa–Szczecin), 134 – Zbiornik międzymorenowy (Q) i trzeciorzędowy (Tr) Dębno, 135 – Zbiornik sandrowo-międzymorenowy Barlinek. Dla zbiorników nr 122, 123 i 124 wykonano dokumentacje hydrogeologiczne (S. Dąbrowski i in., 1998b, c; F. Nowacki i in., 2004).

Zbiornik nr 124, o wstępnie ustalonych szacunkowych zasobach dyspozycyjnych 99 tys. m³/d i całkowitej powierzchni 1712 km², w wyniku prac dokumentacyjnych został uznany za nieopowiadający kryteriom wydzielenia GZWP z uwagi na złą jakość wód poziomu gruntowego doliny Odry (duże zawartości żelaza, manganu i amoniaku, wysoka utlenialność oraz barwa). Ostatecznie w wykazie zbiorników wód podziemnych przyporządkowanych do obszarów dorzeczy znalazły się cztery zbiorniki o numerach: 122, 123, 134 i 135 (fig. 8.53).



- granica regionu
- - - 24 granice i numery JCWPd
- GZWP 134 główne zbiorniki wód podziemnych

Fig. 8.53. Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) oraz jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wydzielone w regionie dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego

Zbiornik nr 122 – Dolina kopalna Szczecin ma powierzchnię 151 km², z czego obszar ochronny dla udokumentowanego zbiornika wynosi jedynie 29,5 km², co stanowi 19,5% jego powierzchni. Zbiornik został wydzielony w obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego i obejmuje poziomy: międzyglinowy środkowy i podglinowy. Średnia głębokość ujęć wynosi 60 m, zasoby dyspozycyjne 37 440 m³/d, co daje wartość modułu tych zasobów 2,87 dm³/s·km². Zbiornik na 99% powierzchni ma wysoką odporność na zanieczyszczenia, wyrażoną czasem migracji wód ponad 100 lat (L. Skrzypczyk i in., 2003).

Zbiornik nr 123 – międzymorenowy Stargard–Goleniów, po udokumentowaniu (F. Nowacki i in., 2004), ma powierzchnię 378 km². Zbiornik został wydzielony w obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego w poziomie międzyglinowym środkowym. Średnia głębokość ujęć wynosi 45 m, zasoby dyspozycyjne 86 707 m³/d, co daje wartość modułu tych zasobów 2,65 dm³/s·km². Przeważająca część zbiornika przykryta jest glinami o miąższości od 15 do 50 m. Odporność zbiornika na zanieczyszczenia określono jako średnią ze względu na częściową izolację (czas migracji zanieczyszczeń od 25 do 100 lat). W dolinie Iny oraz na obszarze równiny rzeczno-rozlewiskowej na wschód od tej doliny miąższość warstw izolujących główny poziom wodonośny wynosi od 0 do 15 m, stąd odporność poziomu na zanieczyszczenia jest niska.

Zbiorniki nr 134 i 135 nie są udokumentowane. GZWP nr 134 – Zbiornik międzymorenowy Dębno o powierzchni 242 km² w całości objęty jest obszarami ochronnymi. Zbiornik obejmuje czwartorzędowe poziomy wodonośny międzyglinowy środkowy i podglinowy oraz poziom mioceński, pozostający w kontakcie hydraulicznym z poziomem podglinowym w strefach zaburzeń glaciektonicznych. Średnia głębokość ujęć wynosi 55 m, a szacunkowe zasoby dyspozycyjne 29 150 m³/d. GZWP nr 135 – Zbiornik sandrowo-międzymorenowy Barlinek o powierzchni 170 km² również w całości objęty jest obszarami ochronnymi. Zbiornik obejmuje gruntowy poziom sandrowy i poziomy międzyglinowy w czwartorzędowym piętrze wodonośnym. Średnia głębokość ujęć wynosi 50 m, a szacunkowe zasoby dyspozycyjne 51 500 m³/d (A.S. Kleczkowski red., 1990).

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

Na obszarze omawianego regionu wydzielono 6 jednolitych części wód podziemnych (fig. 8.53, tab. 8.45). Każda z wydzielonych jednostek charakteryzuje się określoną strefą alimentacji i drenażu. Granice części wód pokrywają się przeważnie z wododziałami wód powierzchniowych.

Najbardziej północna część regionu, należąca do JCWPd nr 2, obejmuje mierzejową część wyspy Wolin, Zalew Szczeciński do granicy z Niemcami oraz zlewnię Gowienicy. Strefą zasilania poziomów wodonośnych na obszarze zlewni jest wysoczyzna morenowa w rejonie Maszewa (Równina Nowogardzka) o wysokościach ponad

70 m n.p.m. Strefą drenażu jest tu równina torfowa nad Zalewem Szczecińskim oraz sam Zalew.

JCWPd nr 3 obejmuje część piaszczystej Równiny Wkrzańskiej o rzadkiej sieci rzecznej. Wody podziemne systemu płytkiego krążenia drenowane są przez zagłębienia bezodpływowe i jeziora wytopiskowe oraz rynnę kopalną Pilichowo–Szczecin. Alimentacja wód podziemnych odbywa się tu na całym obszarze. W południowej części jednostki, na wysoczyźnie morenowej Wzgórz Szczecińskich alimentacja wód podziemnych odbywa się po stronie niemieckiej, natomiast drenaż wód w obrębie głębszego systemu krążenia – w dolinie Odry.

JCWPd nr 4 obejmuje dolinę Odry od Widuchowej do Szczecina. Na obszarze tym Odra przepływa dnem szero-

Tabela 8.45

Charakterystyka jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) wydzielonych w regionie dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego (na podstawie Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000)

Numer JCWPd	Stratygrafia poziomów użytkowych	Litologia	Miąższość [m]	Rodzaj ośrodka wodonośnego	Średni współczynnik filtracji [m/s]	Stopień izolacji
2	Q	piaski	10–20	porowy	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$	średni: w nadkładzie przeważnie warstwy spoiste z dużą zmiennością miąższości
3	Q	piaski	10–20, lokalnie w rynnach 20–40	porowy	$3 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-3}$ lokalnie $1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	korzystny: ciągły nadkład warstw spoistych o rozległym rozmieszczeniu i miąższości ≥ 10 m
4	Q, K	piaski, wapienie, margle	10–40	porowy, szczelinowy	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	niekorzystny: nieciągły nadkład w postaci osadów organicznych o miąższości < 10 m
7	Q, Ng	piaski	10–20	porowy	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	średni: w nadkładzie przeważnie warstwy spoiste z dużą zmiennością miąższości
24	Q, Ng	piaski	10–20	porowy	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	średni: w nadkładzie przeważnie warstwy spoiste z dużą zmiennością miąższości; w części południowej na sandrze – niekorzystny
25	Q, Ng	piaski	10–20	porowy	$1 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-4}$	średni: w nadkładzie przeważnie warstwy spoiste z dużą zmiennością miąższości; w dolinach – niekorzystny

Q – czwartorzęd, Ng – neogen, K – kreda

kiej doliny o założeniach tektonicznych. W dolinie odbywa się drenaż płytkiego systemu krążenia wód z poziomów wysoczyznowych oraz drenaż wód w regionalnych systemach krążenia. Część wód przepływa dolinym poziomem wodonośnym, jako tranzyt z górnej części zlewni w kierunku Zalewu Szczecińskiego.

Obszar pokrywający się ze zlewnią Iny został wydzielony jako JCWPd nr 7. Zasięg tej zlewni nie jest zgodny z granicami zlewni wód podziemnych. Ta ostatnia wkracza na zlewnie powierzchniowe Dziwnej, Regi, Drawy i Myśli (F. Nowacki i in., 2004), a ponadto obszar ten jest strefą tranzytową w systemie regionalnego przepływu wód podziemnych. Obszarem alimentacji wód podziemnych jest obszar pojezierzy Ińskiego i Choszczeńskiego (strefa moren czołowych i strefa marginalna fazy pomorskiej). Drenaż wód odbywa się w szerokiej dolinie Iny, gdzie miąższe osady piaszczyste drenują zarówno płytkie, jak i głębokie poziomy wodonośne. Torfowy charakter den dolin Iny i Małej Iny powoduje znaczne zmniejszenie odpływu powierzchniowego. Część zlewni na obszarze równiny rzeczno-rozlewiskowej Niziny Goleniowskiej to obszar tranzytowy wód podziemnych. Regionalny drenaż wód następuje w dolinie Odry na północ od jeziora Dąbie.

Największy obszar w regionie dolnej Odry zajmuje JCWPd nr 24. Obejmuje on zlewnie niewielkich rzek: Tywy, Rurzyca, Słubi, Kalicy i Myśli. Cechą charakterystyczną tego rejonu jest wspólny obszar alimentacji zasobów wodnych – południowo-zachodnia część wysoczyzny morenowej związana z maksymalnym zasięgiem moren fazy pomorskiej zlodowacenia wisły. Wody podziemne na obszarze tych zlewni drenowane są przez niewielkie cieki spływające do doliny Odry. Poza wysoczyzną Pojezierza Myśliborskiego, gdzie obserwuje się wzrost odpływu podziemnego (SNq) w dół rzek, rzeki przepływające zarówno przez Równinę Gorzowską (sandr Myśli), jak i przez Równinę Wełtyńską charakteryzuje nieznaczny wzrost odpływu podziemnego. Wiązać to można z dużą liczbą jezior (szczególnie w zlewni Tywy) oraz z obecnością licznych torfowych dolin i zagłębień bezodpływowych zwiększających parowanie.

Na obszarze zlewni Płoni wraz z jeziorem Dąbie i częścią międzyodrza szczecińskiego wydzielono JCWPd

nr 25. Obszarem zasilania wód podziemnych są tu wzgórza czołowomorenowe na południe od Barlinka. Płonia płynie doliną wciętą na głębokość 70 m, której dno wyścielają równiny torfowe. Dolina ta drenuje głębokie poziomy wodonośne. W dolnej części doliny Płoni znajduje się duże jezioro Płoń, a na Równinie Pyrzycko-Stargardzkiej jeziora Będgoszcz i Miedwie. W dolinie Płoni notuje się znaczne straty wody na skutek parowania. Na obszarze Równiny Pyrzycko-Stargardzkiej, a następnie Równiny Goleniowskiej nie następuje efektywny przyrost odpływu podziemnego (M. Friedrich i in., 1989). Odpływ Płoni i drenaż wód podziemnych w płytkim systemie krążenia następuje do jeziora Dąbie. Głębokie systemy wodonośne drenowane są w dolinie Odry.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Na przeważającym obszarze regionu dolnej Odry zostały wykonane dokumentacje hydrogeologiczne ustalające zasoby dyspozycyjne wód podziemnych w zlewniach bilansowych. Stopień wykorzystania zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych wynosi od 5 do ok. 22% (tab. 8.46). Pobór wód ma charakter rozproszony, co jest zjawiskiem korzystnym dla utrzymania dobrego stanu wód podziemnych. Duże pobory związane są z eksploatacją ujęć komunalnych większych miast. W 2005 r. w Szczecinie (w dwóch ujęciach) oraz w Stargardzie pobór wód podziemnych przekroczył 3 mln m³, w Goleniowie, Gryfinie (dwa ujęcia) i Policach (dwa ujęcia) – wyniósł 1–2 mln m³, w Barlinku, Dębnie, Myśliborzu i Tanowie – ok. 500 tys. m³.

Duże rezerwy eksploatacyjne, jakie występują w każdym z wydzielonych obszarów bilansowych, oraz rozproszony charakter eksploatacji powodują, że, poza nielicznymi przypadkami, nie obserwuje się negatywnego wpływu eksploatacji wód podziemnych na ich stan ilościowy i jakościowy. Jedynie wokół ujęcia Pilchowo dla Szczecina powstała depresja rejonowa wynosząca 8 m i o zasięgu do 10 km od ujęcia. Największe zagrożenia związane są z jakością wód zmieniającą się pod wpływem eksploatacji. Długotrwała, intensywne eksploatacja uruchamia ascenzję wód słonych z podłoża czwartorzędowego. Najwyższe stężenia chlorków obserwowano w stud-

Tabela 8.46

Zasoby wód podziemnych w regionie dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego
(zestawiono na podstawie: S. Dąbrowski i in., 1998a, b, c; P. Herbich i in., 2003; F. Nowacki i in., 2004)

Obszar bilansowy	Powierzchnia [km ²]	Zasoby dyspozycyjne [m ³ /d]	Zasoby eksploatacyjne [m ³ /d]	Pobór wód na obszarach bilansowych [m ³ /d]	Wykorzystanie zasobów dyspozycyjnych [%]
Lewobrzeżna zlewnia dolnej Odry	644,0	126 170	92 450	25 062,7 (1996 r.)	19,8
Dolina Odry (Widuchowa–Szczecin)	121,2	114 720	115 264	25 353 (1997 r.)	22,1
Zlewnia Iny, Płoni i Gowienicy	4113,6	Q – 409 400 Ng – 10 200	564 850	49 913 (2003 r.)	11,9
Zlewnia Kalicy i Tywy	1090,8	141 000	100 253	7067,9 (1997 r.)	5,0
Zlewnia Myśli, Kurzycy i Słubi	1830,0	203 000*			

* – zasoby perspektywiczne

Q – czwartorzęd, Ng – neogen

niach ujmujących głębokie poziomy wodonośne wzdłuż strefy dyslokacyjnej Świnoujście–Drawsko (D. Kaczor, 2005). Zasolenie wód na poziomie powyżej górnej granicy tła, wynoszącej dla poziomów czwartorzędowych 60 mg Cl/dm³, zanotowano w prawie 18% studni ujmujących poziomy plejstocenijskie. Obszarowo zjawisko to dotyczy 33% powierzchni Pomorza Zachodniego (*op. cit.*). Z powodu wzrostu zasolenia przekraczającego 250 mg Cl/dm³, wywołanego eksploatacją, niektóre ujęcia zostały zamknięte (Konarzewo k. Nowogardu, Zakłady Chemiczne Police), a w innych wyłączenia lub ograniczenia eksploatacji dotyczyły niektórych studni (ujęcia komunalne w Myśliborzu, Trzebieży, Policach). Ujęcia wody ulokowane ponad antyklinami w podłożu mezozoicznym,

w których stwierdzono podwyższoną zawartość chlorków, uznano za zagrożone (ujęcia komunalne w Gryfinie, Nowym Czarnowie, Stargardzie, Gryficach, Nowogardzie, Krzywnicy, Goleniowie i Choszczynie).

O stanie jakościowym wód decydują zmiany antropogeniczne powodujące przechodzenie wód z klas o dobrej jakości do klas o złej jakości. Obszary, gdzie zaobserwowano antropogeniczne zmiany jakości wód w poziomach użytkowych, stanowią niewielką część powierzchni jednolitych części wód podziemnych regionu, dlatego ocena stanu jakościowego jest dobra. Nie stwierdzono również trwałych i wyraźnych tendencji zmian jakości wód na obszarze o największej presji (P. Jezierski, Z. Wiśniowski, 2005).

Literatura

- AUGUSTOWSKI B., 1977 – Pomorze. PWN Warszawa.
- DĄBROWSKI S. i in., 1998a – Dokumentacja hydrogeologiczna dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych dla obszaru zlewni Kalicy i Tywy. Arch. Hydroconsult. Poznań.
- DĄBROWSKI S. i in., 1998b – Dokumentacja określająca warunki hydrogeologiczne dla ustanowienia stref ochronnych zbiornika wód podziemnych w utworach czwartorzędowych GZWP nr 122 – Dolina kopalna Szczecin. Arch. Hydroconsult. Poznań.
- DĄBROWSKI S., i in., 1998c – Dokumentacja warunków hydrogeologiczna GZWP nr 124 – Dolina rzeki Odry (Widuchowa–Szczecin). Arch. Hydroconsult. Poznań.
- FRIEDRICH M. i in., 1989 – Przepływy średnie niskie w wybranych przekrojach rzek województwa szczecińskiego. Arch. IMGW, Oddz. w Słupsku.
- GRAF R., 2003 – Mapa hydrograficzna 1:50 000, ark. Myślibórz. Główny Urząd Geodezji i Kartografii. Warszawa.
- HERBICH P., DĄBROWSKI S., NOWAKOWSKI C., 2003 – Ustalenie zasobów perspektywicznych wód podziemnych w obszarach działalności Regionalnych Zarządów Gospodarki Wodnej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M. (red.), 1979 – Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. *Pr. Inst. Geol.*, **98**.
- JEZIERSKI P., WIŚNIEWSKI Z., 2005 – Zmiany stężeń chlorków, jonów amonowych i żelaza w wodach użytkowych poziomów wodonośnych na obszarze Niziny Szczecińskiej w ciągu ostatnich 40 lat. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 12: 281-292. UMK Toruń.
- KACZOR D., 2005 – Zasolenie wód podziemnych kenozoiku Polski północno-zachodniej w wyniku ascenzji solanek z mezozoiku. *Prz. Geol.*, **53**, 6: 489-498.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony. Skala 1:500 000. AGH. Kraków.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KOŹMIŃSKI C., MICHALSKA B. (red.), 2004 – Atlas zasobów i zagrożeń klimatycznych Pomorza. Wyd. AR. Szczecin.
- MACIOSZCZYK A., DOBRZYŃSKI D., 2002 – Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- NOWACKI F. i in., 2004 – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych zlewni Iny, Płoni i Gowienicy wraz z GZWP nr 123 Stargard–Goleńców. Arch. Proxima S.A. Wrocław.
- PACZYŃSKI B., JARZĄBEK H., MICHALSKA M., 1972 – Wody podziemne synklinorium szczecińskiego i północnej części monokliny przedsudeckiej. Inst. Geol. Warszawa.
- PIOTROWSKI A., 2001 – Morfologia Pomorza Zachodniego a cechsztyńskie struktury solne. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Pomorski. Szczecin.
- SKRZYPCZYK L. i in., 2003 – Wstępna waloryzacja głównych zbiorników wód podziemnych w aspekcie oceny wartości użytkowych zgromadzonych w nich wód, celowości i kolejności wprowadzania zabiegów ochronnych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- TOTH J., 1962 – A theory of groundwater motion in small drainage basins in central Alberta Canada. *J. Geophys. Res.*, **67**.
- WIŚNIEWSKI Z., JEZIERSKI P., HOC R., SCIEWE M., 2004 – Dokumentacja prac geologicznych wykonanych dla organizacji monitoringu ujęcia „Miedwie” m. Szczecina w aspekcie zagrożeń ropopochodnych z terenów bazy JAR w Kluczewie. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Pomorski. Szczecin.
- WOŚ A., 1999 – Klimat Polski. PWN. Warszawa.

9. Prowincja wybrzeża i pobraża Bałtyku

9.1. Region zachodniopomorski

Informacje ogólne

Obszar regionu o powierzchni 10 919,53 km² został uformowany w czasie postępu i recesji fazy pomorskiej zlodowacenia wisły. Podprowincję Pobraża Południowobałtyckich (fig. 9.1) tworzą niziny nadmorskie wraz z nadbrzeżnym wałem wydmy Bałtyku oraz płaskie równiny morenowe, lokalnie urozmaicone wzgórzami moren czołowych. Do powszechnie występujących form geomorfologicznych należą powierzchnie morenowe, porozcinane licznymi dolinami tworzącymi system pradolin pomorskich, oraz wzgórze czołowomorenowe. Formy holoceniowe związane są głównie ze współczesnymi procesami kształtującymi brzeg morski. W obrębie wymienionej podprowincji wyróżniono dwa makroregiony: Pobraża Szczecińskiego i Pobraża Koszalińskiego (J. Kondracki, 2002).

Południową granicę regionu, odwadnianego w kierunku Zalewu Szczecińskiego oraz Morza Bałtyckiego, stanowi wododział oddzielający zlewisko przymorskie od dorzeczy Odry i Noteci, natomiast północną – brzeg Morza Bałtyckiego, łagodnie nachylony w kierunku północnym. Wody Bałtyku wykazują stałą tendencję wzrostu poziomu (Świnoujście 0,8 mm/rok, Kołobrzeg 1,1 mm/rok) (R. Borówka i in., 2002).

W skład systemu hydrograficznego regionu wchodzi zlewne Dziwny, Regi, Parsęty i Wieprzy oraz bezpośrednia zlewnia Zalewu Szczecińskiego i Bałtyku. Rzeki te odgrywają dominującą rolę w odwadnianiu lądowej części regionu. W przypadku wyspy Wolin obserwuje się wyraźną trójdzielność hydrograficzną: bezodpływowe wyniesione partie terenu w środkowej części wyspy, wschodnia część wyspy drenowana przez Dziwną oraz mierzeja

wydmowa w zachodniej części wyspy, gdzie woda odpływa na południe naturalnymi lub sztucznymi ciekami.

W północno-zachodnim fragmencie wyspy Wolin oraz w pasie przybrzeżnych wód Bałtyku został utworzony Woliński Park Narodowy. Jest on zlokalizowany na wy-

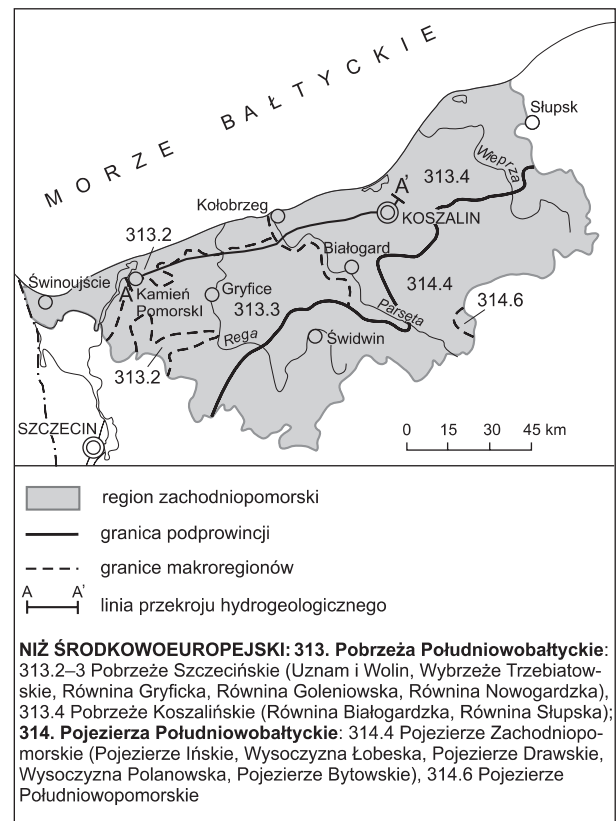


Fig. 9.1. Położenie regionu zachodniopomorskiego na tle jednostek fizycznogeograficznych Polski (J. Kondracki, 2002)

soczyźnie morenowej o wysokości dochodzącej do 115 m n.p.m., która obniża się stromymi zboczami do Zalewu Szczecińskiego i Bałtyku.

Region zachodniopomorski jest obszarem rolniczym. Działalność gospodarcza i przemysłowa skupia się w obrębie większych miast: Świnoujścia, Koszalina, Kołobrzegu, Świdwina, Gryfic, Kamienia Pomorskiego, Sławna i Miastka. Głównymi szlakami komunikacyjnymi są drogi krajowe: nr 6 ze Szczecina do Gdańska oraz A3 Szczecin–Świnoujście. W rejonach nadmorskich dominuje działalność usługowa związana z turystyką.

Warunki hydrologiczne i klimatyczne

Rzeki Rega, Parsęta i Wieprza należą, według podziału hydrograficznego Polski (M. Gutry-Korycka w: A. Richling, K. Ostaszewska red., 2005), do bezpośredniego zlewiska Bałtyku. Krażenie wód w obrębie regionu zalicza się do typu zróżnicowanego (L. Starkiel, 1991), który charakteryzuje się między innymi wyraźną przestrzenną i sezonową zmiennością infiltracji efektywnej oraz podobną wielkością odpływu powierzchniowego i podziemnego.

Rega jest najdłuższą rzeką na Pomorzu Zachodnim (175,4 km). Największy średni spadek w jej biegu wynosi około 2,2‰ (gmina Świdwin). Na obszarze zlewni Regi jeziora zajmują ok. 37 km², co stanowi 1,4% jej powierz-

chni. Gęstość cieków w obrębie zlewni jest duża i wynosi 0,52 km/km². Średni przepływ Regi wynosi 21,2 m³/s, natomiast przepływy maksymalne i minimalne, odpowiednio, 80 i 6,52 m³/s (tab. 9.1). Drugą co do długości rzeką jest Parsęta. Jeziora w zlewni Parsęty zajmują 21 km², czyli jedynie 0,7% powierzchni zlewni. Średni wieloletni przepływ Parsęty wynosi 28,9 m³/s, przepływy maksymalne i minimalne – 175 i 10 m³/s. Najdalej na wschód położona jest zlewnia Wieprzy, której obszar źródłkowy stanowi rozległe wytopisko zlokalizowane w strefie marginalnej zlodowacenia wisły fazy pomorskiej. Średni spadek Wieprzy wynosi 1,68‰. Przepływy niskie w dorzeczu występują w półroczu letnim i osiągają w przekrojach Stary Kraków – 13,2 m³/h i Grabowa – 5,84 m³/h. Przepływy wysokie wynoszą 37,4 m³/h. Średni całkowity odpływ jednostkowy ze zlewni kształtuje się na poziomie 25,4 dm³/s·km² (S. Dąbrowski i in., 1996a; L. Poprawski i in., 1998; M. Ziółkowski i in., 1998; M. Zaleska i in., 2000).

Opisywany obszar leży w obrębie dwóch regionów klimatycznych: bałtyckiego i pojeziernego (R. Borówka i in., 2002). Klimat bałtycki, z dużym udziałem niżów barycznych, obejmuje wąski pas wybrzeża. W chłodnej porze roku dominują wiatry południowo-zachodnie i zachodnie, a w cieplej – zachodnie, północno-zachodnie i północne. Roczne sumy opadów osiągają wartości od 657 do 737 mm (Koszalin). Wilgotność powietrza waha

Tabela 9.1

Parametry hydrologiczne wybranych zlewni regionu zachodniopomorskiego
(T. Kłyza i in., 1988; S. Dąbrowski i in., 1996a, b; L. Poprawski i in., 1998; M. Ziółkowski i in., 1998)

Rzeka	Średni spadek [‰]	Jeziorność zlewni [%]	Średni przepływ z wielolecia 1965–1994 [m ³ /s]	SSQ [m ³ /s]	SNQ [m ³ /s]	NNQ [m ³ /s]
Rega	2,2	1,4	21,2	21,31	9,42	6,52
Parsęta	0,30	0,7	28,9	15,6		10,0
Wieprza	1,68	0,004	23,6	6,9	4,8	5,5

Przepływy: SSQ – przepływ średni z wielolecia, SNQ – przepływ najniższy ze średnich z wielolecia, NNQ – przepływ najniższy z niskich z wielolecia

się od 75 do 80%. Ewapotranspiracja wynosi średnio 450 mm (A. Woś, 1999).

Na obszarze pozostającym pod wpływem klimatu pojeziernego ciśnienie atmosferyczne waha się od 760 do 763 mm. Wiatry najczęściej wieją z południowego zachodu. Suma rocznych opadów zawiera się w przedziale od 543 do 717 mm. Maksimum opadów przypada na sierpień. Wilgotność powietrza wynosi średnio 81% (R. Borówka i in., 2002).

Według podziału klimatycznego A. Woś (1999), opartego na regionalizacji w odniesieniu do średniej rocznej frekwencji dni z różnymi typami pogody, opisywany obszar należy do czterech regionów: zachodniomorskiego, środkowomorskiego, zachodniopomorskiego i środkowopomorskiego. O specyfice klimatu regionu świadczą wyniki badań przeprowadzonych na obszarze zlewni Dziwny. W bilansie hydrologicznym do 71% strat bilansowych stanowi parowanie terenowe, a jedynie niewielka część (do 15%) przypada na odpływ podziemny (L. Poprawski i in., 1998).

Budowa geologiczna

W budowie geologicznej regionu wyróżnia się trzy jednostki strukturalne pierwszego rzędu: nieckę szczecińską, wał pomorski oraz nieckę pomorską, których wyodrębnienie ma szczególne znaczenie przy analizie warunków hydrogeologicznych (R. Dadlez red., 1998). Granice pomiędzy wymienionymi jednostkami wyznaczają dyslokacje: Świnoujście–Drawsko pomiędzy niecką szczecińską a wałem pomorskim oraz Szczecinek–Zawarte, oddzielająca wał pomorski od niecki pomorskiej. W obrębie struktury wału pomorskiego, traktowanego jako wypiętrzenie kompleksu mezozoicznego, można wyróżnić szereg struktur tektonicznych niższego rzędu o różnej genezie. Część tych struktur, takich jak antyklina Przytoru, Wapnica–Międzyzdroje, Kodrąbia, Wysokiej Kamieńskiej, związana jest z tektoniką solną. Obszar wału pomorskiego jest pocięty szeregiem uskoków związanych z wgłębnyimi strefami nieciągłości w podłożu cechsztynu. Do najważniejszych stref dyslokacyjnych należą: strefa Świnoujścia, Kamienia Pomorskiego, Trzebiezewo–Kaplin, Nowogardu i Świdwina. Strefy te dzie-

lą obszar wału na bloki tektoniczne: Wolina, Gryfic i Koblbrzegu. Takie zróżnicowanie tektoniczne powoduje, że powierzchnia podczwartorzędowa zbudowana jest z osadów od jury dolnej do neogenu (J.E. Mojski, R. Dobracki, 1979).

Nieckę szczecińską tworzy kompleks cechsztyńsko-mezozoiczny, sfałdowany w szereg synklin i antykin o osiach generalnie przebiegających z NW na SE. Strop utworów mezozoicznych w północnej części synklinorium ma skomplikowaną budowę tektoniczną. Wśród utworów kredowych występują zręby jurajskie. Utwory kredowe w zachodniej części wyspy Wolin i na wyspie Uznam znajdują się na rzędnych od 0,0 do –40,0 m n.p.m., z lokalnymi obniżeniami do ok. –90,0 m n.p.m. We wschodniej części wyspy Wolin podłoże mezozoiczne zbudowane jest głównie z utworów jurajskich, częściowo pokrytych cienką warstwą osadów kredowych. Utwory te występują na rzędnych od –37,0 do –86,0 m n.p.m. W rejonie miasta Wolin strop utworów mezozoicznych podnosi się do poziomu od ok. 0,0 do –20,0 m n.p.m. (J.E. Mojski, R. Dobracki, 1979).

Na obszarze niecki pomorskiej rozwinęła się typowa tektonika platformowa w obrębie kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. Na tym obszarze tektonika solna nie odgrywa ważnej roli, za wyjątkiem strefy graniczącej z wałem pomorskim. W części południowej podłoża niecki występuje antyklina Miastka o przebiegu NW–SE, zbudowana głównie z wapieni, margli i opok kredowych. Upad warstw na skrzydłach niecki pomorskiej wynosi do 5° i maleje do zera w jej centrum (N. Budryniewicz i in., 1975; N. Budryniewicz, M. Nosek, 1977).

Wydźwignięty w wyniku orogenezy laramijskiej łańd kredowy został ukształtowany przez intensywne procesy erozji i denudacji, silnie powiązane z epejrogenicznymi ruchami pionowymi w obrębie wału pomorskiego i lokalnie na obszarze niecki szczecińskiej. Nasilenie działalności procesów modelujących rzeźbę powierzchni podczwartorzędowej miało miejsce w miocenie, pliocenie i okresach interglacjalnych plejstocenu.

Osady paleogenu i neogenu występują głównie w południowej i wschodniej części regionu. Są to morskie osady oligocenu, wykształcone w przeważającej części jako iły i mułki o barwach od ciemnoszarej, przez brunatną, do

zielonkawej. Wśród ilów i mułków sporadycznie spotyka się przewarstwienia piasków dochodzące do kilkunastu metrów. W osadach tych występuje charakterystyczny dla oligocenu glaukonit. W miocenie przeważają na ogół osady klastyczne, drobnoziarniste i pylaste, kwarcowe z domieszką pyłu organicznego, przewarstwieniami ilastymi i niewielkimi wkładkami węgla brunatnego. W porównaniu z oligocenem wkładki ilów i mułków są tu rzadsze i dochodzą zaledwie do kilku metrów miąższości. Miąższość oraz zasięg poszczególnych facji tych osadów są bardzo zmienne, tak w rozprzestrzenieniu poziomym, jak i pionowym.

Osady czwartorzędowe pokrywają prawie cały obszar regionu. Profil rozpoczynają osady glacialne zlodowacenia południowopolskiego, które występują jedynie fragmentarycznie w kopalnych rynnach i dolinach lodowcowych. Są to gliny piaszczyste ciemnoszare i oliwkowoszare, wapniste, z licznymi przewarstwieniami i wkładkami piasków pylastych i mułków. Powyżej glin stadiała dolnego występuje seria limnoglacialnych mułków oraz osady piaszczysto-żwirowe z etapu wkroczenia stadiała górnego. W okresie interglacjału mazowieckiego na wale pomorskim tworzą się w pierwszym etapie osady gruboziarniste, a następnie drobnoziarniste i piaszczysto-mułkowe. W niecce szczecińskiej są akumulowane miąższe serie mułków i piasków pylastych.

Akumulację osadów zlodowaceń środkowopolskich rozpoczyna seria mułków zastoiska limnoglacialnego. Osady lodowcowe reprezentowane są przez poziomy glin zwałowych odpowiadające kolejnym stadiom. Poziom glacialny stadiała górnego zlodowacenia odry został złożony na ogół bezpośrednio na podłożu czwartorzędowym, jedynie w strefach jego obniżen na glinach zwałowych zlodowacenia południowopolskiego. Gliny zwałowe stadiała górnego zlodowacenia odry występują na różnej wysokości i noszą wyraźne ślady zaburzeń glitektonicznych. Miąższość ich jest zmienna, od 5 do 50 m. Są to gliny ciemnobrunatnoszare, wapniste, o znacznej zawartości materiału głazowego. Lokalnie w stropie glin zwałowych na obszarze niecki szczecińskiej występuje ciągły poziom żwirów i otczaków rezydujących tworzących warstwę do 10 m miąższości. Cechą charakterystyczną glin zwałowych występujących na wale po-

morskim jest znaczny udział porwaków skał podłoża, głównie piaskowców i margli jurajskich. Pomiedzy glinami zwałowymi stadiała górnego zlodowacenia odry a wyższym poziomem glacialnym występują osady wodnolodowcowe z rozdzielałym je poziomem zastoiskowym (J.E. Mojski, R. Dobracki, 1979).

Gliny zwałowe zlodowacenia warty tworzą najczęściej jeden poziom z lokalnymi przewarstwieniami osadów wodnolodowcowych. Osiągają miąższość 25–30 m, a ich strop nosi wyraźne cechy silnego rozmycia. W niecce szczecińskiej gliny te są wyraźnie dwudzielne. Z etapem recesji lądolodu tego stadiała wiąże się seria wodnolodowcowa miąższości do 20 m, reprezentująca bardzo spokojną sedymentację rzeczno-lodowcową z przejściem do zastoiskowej. Stadiał dolny zlodowacenia warty w obrębie niecki rozpoczyna się zastoiskową i transgresywną serią wodnolodowcowa, poziom glacialny reprezentują gliny zwałowe piaszczyste, ciemnoszare lub brumatoszare, z laminacją piaszczystą i wkładkami mułków. W końcowym etapie zlodowacenia środkowopolskiego osadziła się seria limnoglacialna płytkiego i bardzo spokojnego zastoiska, reprezentowana przez mułki i piaski pylaste z bogatym detrytusem łyszczykowym.

Po wycofaniu się lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego nastąpił okres wzmożonej erozji i denudacji. Na obszarze niecki szczecińskiej i wału pomorskiego utworzyły się rozległe powierzchnie zrównania. W północnej części obszaru, w rejonie Dziwnówka i Pobierowa, występują piaski i mułki miąższości ok. 10 m, które być może reprezentują osad facji morsko-jeziornej z okresu interglacjału eemskiego.

Łądolód zlodowacenia wisły wywarł ostateczny wpływ na ukształtowanie obecnej rzeźby regionu. Osady tego zlodowacenia tworzą grubą pokrywę, a w ich profilu litostratygraficznym wyróżnia się utwory zastoiskowe, wodnolodowcowe i glinę zwałową je przykrywającą oraz osady powstałe w wyniku procesów deglacjacji. Powierzchniowa partia glin zwałowych, tworząca morenę denną z całym zespołem form wytopiskowych, reprezentuje okres zaniku lądolodu w stadiał górnym i wiekowo odpowiada stadiałowi leszczyńsko-pomorskiemu zlodowacenia wisły. Serią związaną z transgresją lądolodu tego zlodowacenia są osady wodnolodowcowe, tworzące nie-

mal ciągły poziom na całym obszarze Pomorza Zachodniego. Seria wodnolodowcowa stadiału leszczyńskiego-pomorskiego ma bardzo różną miąższość. Gliny zwałowe zlodowacenia wisły są silnie piaszczyste, o znacznym udziale przewarstwień pylasto-piaszczystych i żwirowych i stosunkowo mniejszej domieszce materiału gwałowego. Miąższość tych glin wynosi 5–15 m i wzrasta w kierunku południowym.

Gliny zwałowe występujące na powierzchni wysoczyzny lodowcowej tworzą płaską lub falistą morenę denną (np. Równina Nowogardzka). Najmłodsze gliny zwałowe zawierają materiał neogeński w postaci kier i porwaków, pochodzący z egzaracji starszych poziomów glacialnych. Na etapie deglacjacji arealnej powstały osady lodowcowe, wodnolodowcowe, zastoiskowe i rzeczno-zastoiskowe. Osady lodowcowe złożone w grubej (do 30 m) fluwioglacjalnej powłoce tworzą powszechne pokrywy ablacyjne na obszarze moreny dennej. Powierzchnię moreny dennej urozmaicają liczne formy szczelinowe (kemy i moreny martwego lodu) oraz rozcięcia rynnami subglacialnymi o wyraźnie starszych założeniach, np. rynna Dziwny i Wołcznicy (L. Poprawski i in., 1998).

Na zabagnionym lądzie Zalewu Szczecińskiego i ujścia Odry rozwijała się ekspansywnie akumulacja organiczna. W najmłodszym holocenie na skutek blisko dwumetrowego podpiętrzenia wód w obrębie Zalewu doszło do zatopienia części torfowisk (zatoki: Stepnicka i Skoszewska). Współczesny taras zalewowy występuje na wysokości 1,0 m n.p.m. (J.E. Mojski, R. Dobracki, 1979).

Wydmy śródlądowe tworzyły się w dwóch fazach budując rozległe zespoły wydmy śródlądowych, natomiast wydmy nadmorskie powstały w holocenie. Procesy intensywnej abrazji morskiej na brzegach lityrnowego zalewu doprowadziły do utworzenia klifów, niektóre z nich są obecnie martwe. Najmłodszy pakiet osadów holocenijskich tworzą namuły organiczne, gytie i przede wszystkim torfy.

Charakterystyka hydrogeologiczna

Według Atlasu hydrogeologicznego Polski w skali 1:500 000 opisywany obszar leży w regionie pomorskim,

w którym wydzielono następujące rejony: gryficko-drawski (V_{1B}), wyspy Wolin (V_{1C}) i wyspy Uznam (V_{1D}) (J. Malinowski, 1991; B. Paczyński red., 1993, 1995). Według podziału przyjętego w monografii (rozd. 3 fig. 3.8) jest to subregion nadmorski III₁. Wody podziemne występują w następujących piętrach wodonośnych: czwartorzędowym, neogeńskim, lokalnie paleogeńskim, oraz kredowym i jurajskim. Ze względu na swoją specyfikę osobnego omówienia wymagają warunki hydrogeologiczne wysp Wolin i Uznam.

Czwartorzędowe piętro wodonośne występuje powszechnie w całym regionie. Poziomy wodonośne tego piętra nie są ciągłe. Wydziela się dwa lub trzy poziomy międzyglinowe. W rejonie Koszalina mają one kontakt hydrauliczny z wodami piętra neogeńskiego, natomiast na odcinku Przybiernów–Kłodzino piętro czwartorzędowe jest zredukowane do poziomu wodonośnego kilkumetrowej miąższości, leżącego bezpośrednio na utworach mezozoicznych. Utwory wodonośne piętra czwartorzędowego występują na głębokości od 15 do 50 m. Są to przeważnie piaski i żwiry dolin rzecznych, rynien polodowcowych, kemów, sandrów i pokryw wielopoziomowych. Współczynnik filtracji tych utworów wynosi od kilku do 132 m/d, przewodność 0,1–12 m²/h. Wydajność potencjalna studni waha się od kilku do 30 m³/h, lokalnie osiąga 120 m³/h. Największą wydajnością charakteryzują się studnie zlokalizowane w obrębie pradolin i dolin kopalnych (fig. 9.2).

W obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego dominuje przepływ z południowego wschodu na północny zachód. Zasilanie poziomów wodonośnych odbywa się poprzez infiltrację wód opadowych lub na drodze przesączania z nadległych poziomów. Bazą drenażu są: Zalew Szczeciński, Dziwna, Rega i Parsęta oraz Morze Bałtyckie (B. Paczyński i in., 1972; T. Kłyza i in., 1988).

Paleogeńskie i neogeńskie piętra wodonośne występują w obrębie serii piasków mioceńskich, a lokalnie, na wschód od doliny Parsęty, piasków oligoceńskich. Są to utwory bardzo zróżnicowane pod względem wodonośności ze względu na zmienność facjalną osadów. Piętra te nie występują w północno-zachodniej i środkowej części regionu. Piętro wodonośne paleogenu występuje w piaskach drobno- lub różnoziarnistych o miąższości od 5 do

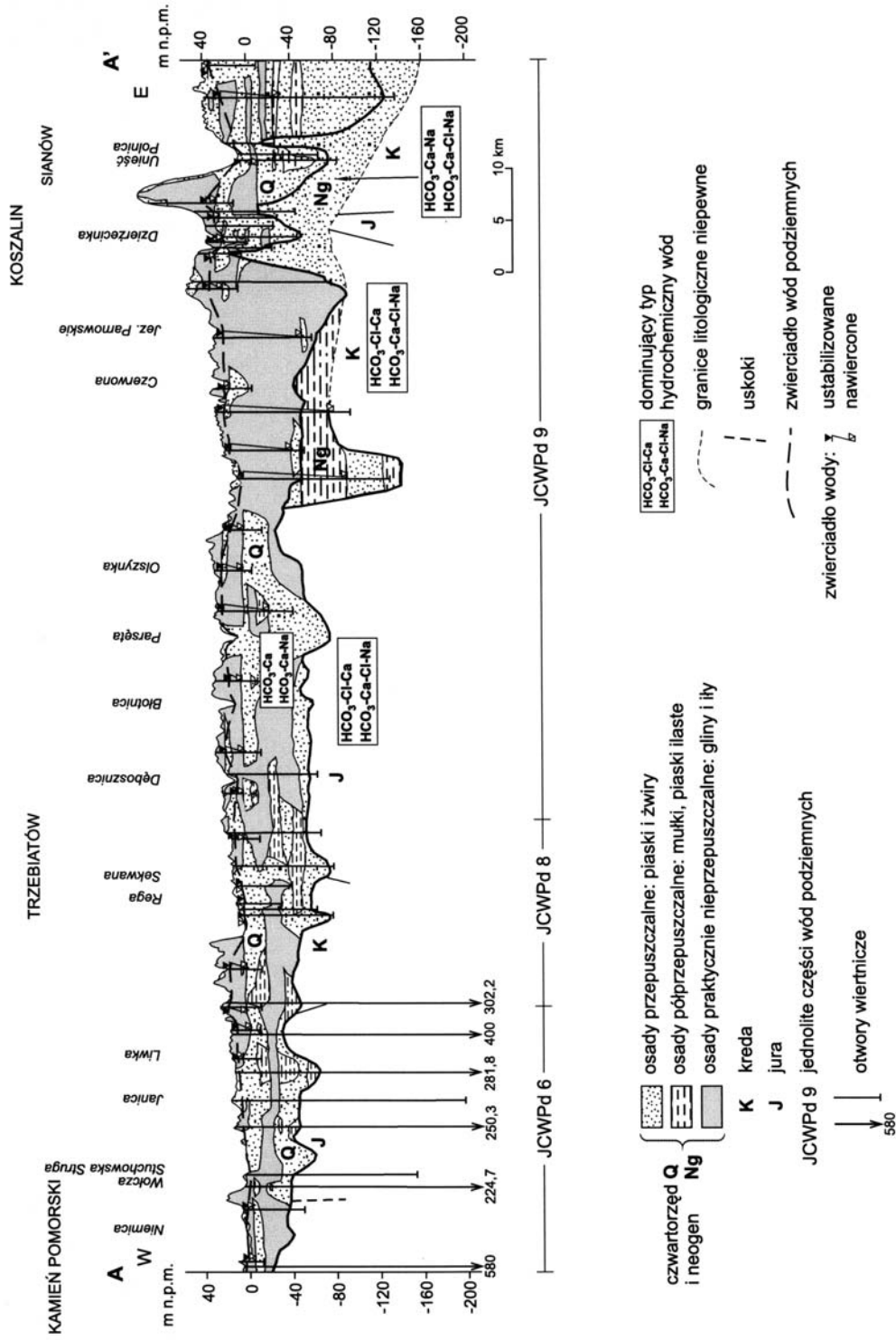


Fig. 9.2. Przekrój hydrogeologiczny A-A' przez północną część regionu zachodniopomorskiego; lokalizacja na fig. 9.1

25 m i współczynnika filtracji od 0,2 do 0,3 m/h. Zasilanie tego piętra odbywa się na drodze przesączania wód z poziomów piętra czwartorzędowego. Wielkość zasilania wynosi $0,3 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$. Wody podziemne piętra neogeńskiego charakteryzują wyższe ciśnienia w dolinach rzek niż piętra czwartorzędowego. Często są to ciśnienia artezyjskie. Kompleks wodonośny występuje na głębokości od kilku do 80 m i jest on lokalnie rozdzielony na warstwę górną i dolną. Warstwa dolna ma większe rozprzestrzenienie i ciągłość. Piaski drobnoziarniste miocenu, tworzące warstwy o miąższości do 20 m, charakteryzuje współczynnik filtracji 0,9 m/h. Moduł zasilania poziomu mioceńskiego wynosi średnio $1,2 \text{ dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$ (S. Dąbrowski i in., 1996a).

Kredowe piętro wodonośne zasilane jest na drodze przesączania wód z leżących wyżej poziomów. Zasilanie wynosi $1,45 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$. Drenaż wód zachodzi w dolinach rzek oraz do Morza Bałtyckiego. Wody tego piętra eksploatowane są jedynie lokalnie. Poziom wodonośny występuje w marglach górnokredowych i został dobrze rozpoznany w niecce trzebiatowskiej. Współczynnik filtracji zawiera się w przedziale 0,04–3,0 m/h, przewodność

$0,3\text{--}17 \text{ m}^2/\text{h}$, wydajność jednostkowa $3,5\text{--}4,5 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{m}$, zasobność sprężysta 0,0001–0,002.

W obrębie **jurajskiego piętra wodonośnego** wyróżnia się poziomy: górn-, środkowo- oraz dolnojurajski. W rejonie Trzebiatowa dobrze rozpoznane piętro jurajskie występuje w piaskach i piaskowcach jury górnej i środkowej oraz wapieniach i marglach jury górnej. Współczynnik filtracji zawiera się w przedziale 0,4–2,0 m/h, przewodność $0,3\text{--}8,5 \text{ m}^2/\text{h}$, wydajność jednostkowa $2,0\text{--}4,0 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{m}$. Zasilanie piętra jurajskiego odbywa się na drodze przesączania wód z poziomów czwartorzędowych, natomiast drenowany jest w dolinie środkowej i dolnej Regi oraz w akwenu bałtyckim. Wieleletnia amplituda wahań zwierciadła wody poziomów jurajskich, obserwowana w stacji hydrogeologicznej w Lisowie, wynosi 1,21 m (B. Paczyński i in., 1972; T. Kłyza i in., 1988; L. Poprawski i in., 1998).

Wyspa Uznam

W rejonie wyspy Uznam (fig. 9.3) występują dwa piętra wodonośne: czwartorzędowe i kredowe (fig. 9.4). Głów-

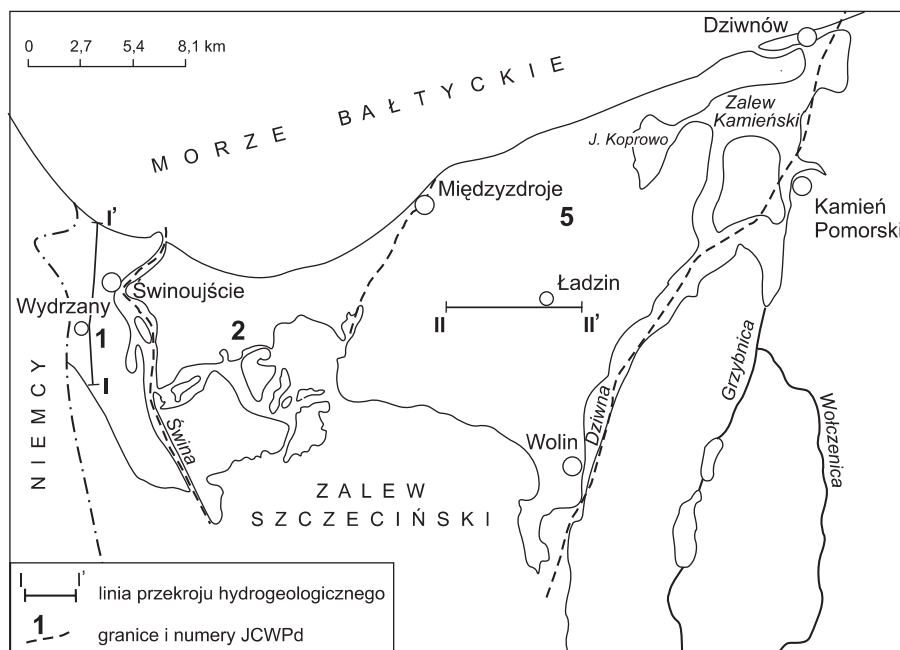


Fig. 9.3. Szkic lokalizacyjny wysp Uznam i Wolin

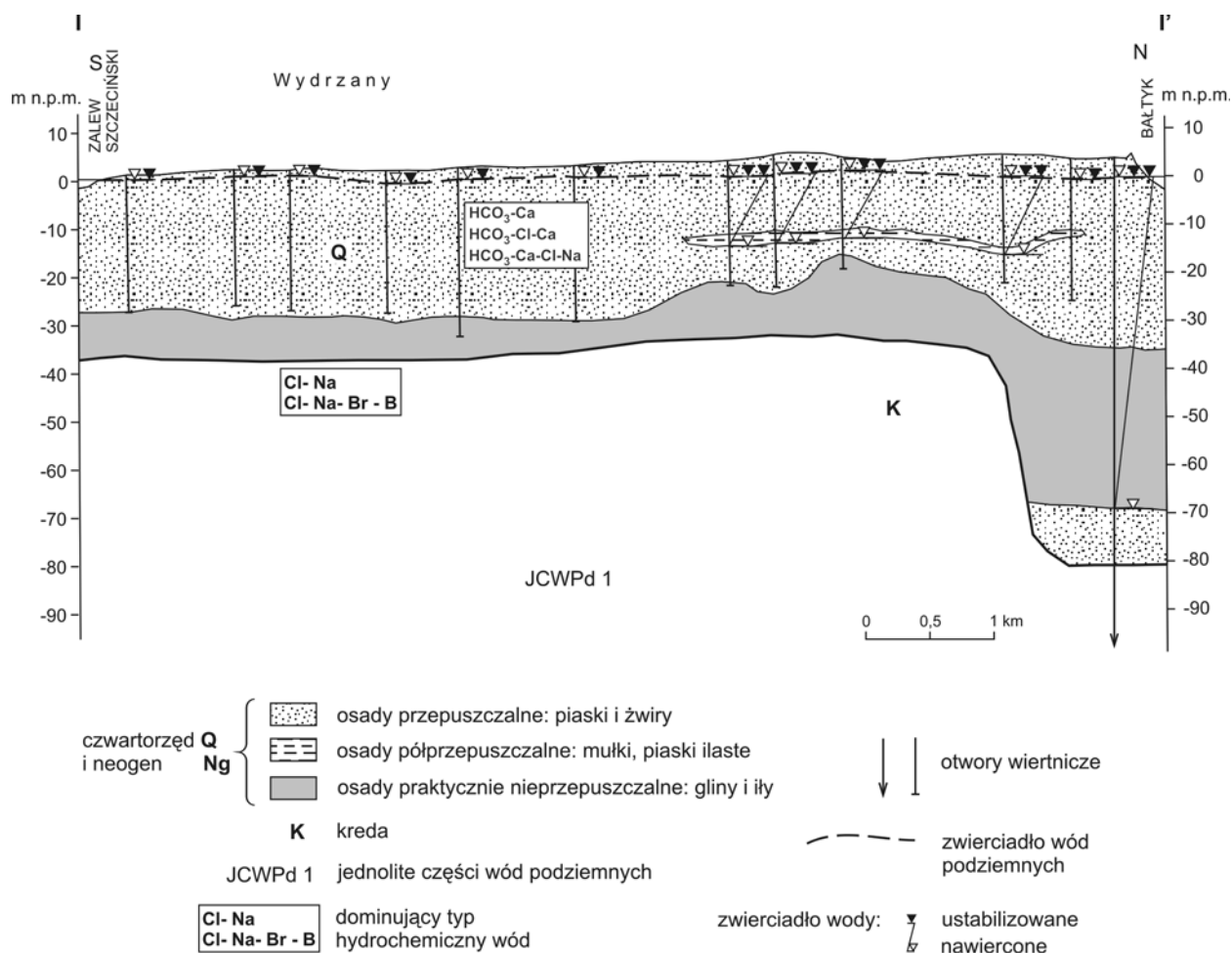


Fig. 9.4. Przekrój hydrogeologiczny I-I' przez wyspę Uznam (Z. Matkowska, 1997a); lokalizacja na fig. 9.3

nym użytkowym poziomem wodonośnym, stanowiącym zbiornik wód słodkich, jest **poziom plejstocénsko-holoceński**. Dla tego poziomu zostały określone następujące parametry hydrogeologiczne: przewodność 1200 m²/d, średni współczynnik filtracji 1,01 m/h, miąższość warstwy wodonośnej 6–18 m. Zasilanie poziomu następuje na drodze bezpośredniej infiltracji wód opadowych.

Kredowe piętro wodonośne zawiera wody wysokomineralizowane, wykorzystywane na potrzeby uzdrowiska w Świnoujściu (Z. Matkowska, 1997a).

Wyspa Wolin

Pierwszy, przypowierzchniowy poziom **czwartorzędowego piętra wodonośnego** występuje w utworach fluwioglacjalnych (fig. 9.5). W części zachodniej wyspy łączy się on z poziomami wodonośnymi zbudowanymi z osadów fluwioglacjalnych i zastoiskowych zlodowaceń wisły lub środkowopolskich. Głębokość występowania zwierciadła wody jest uzależniona od morfologii terenu; zwierciadło swobodne układa się na wysokości od kilku do kilkunastu metrów powyżej poziomu morza

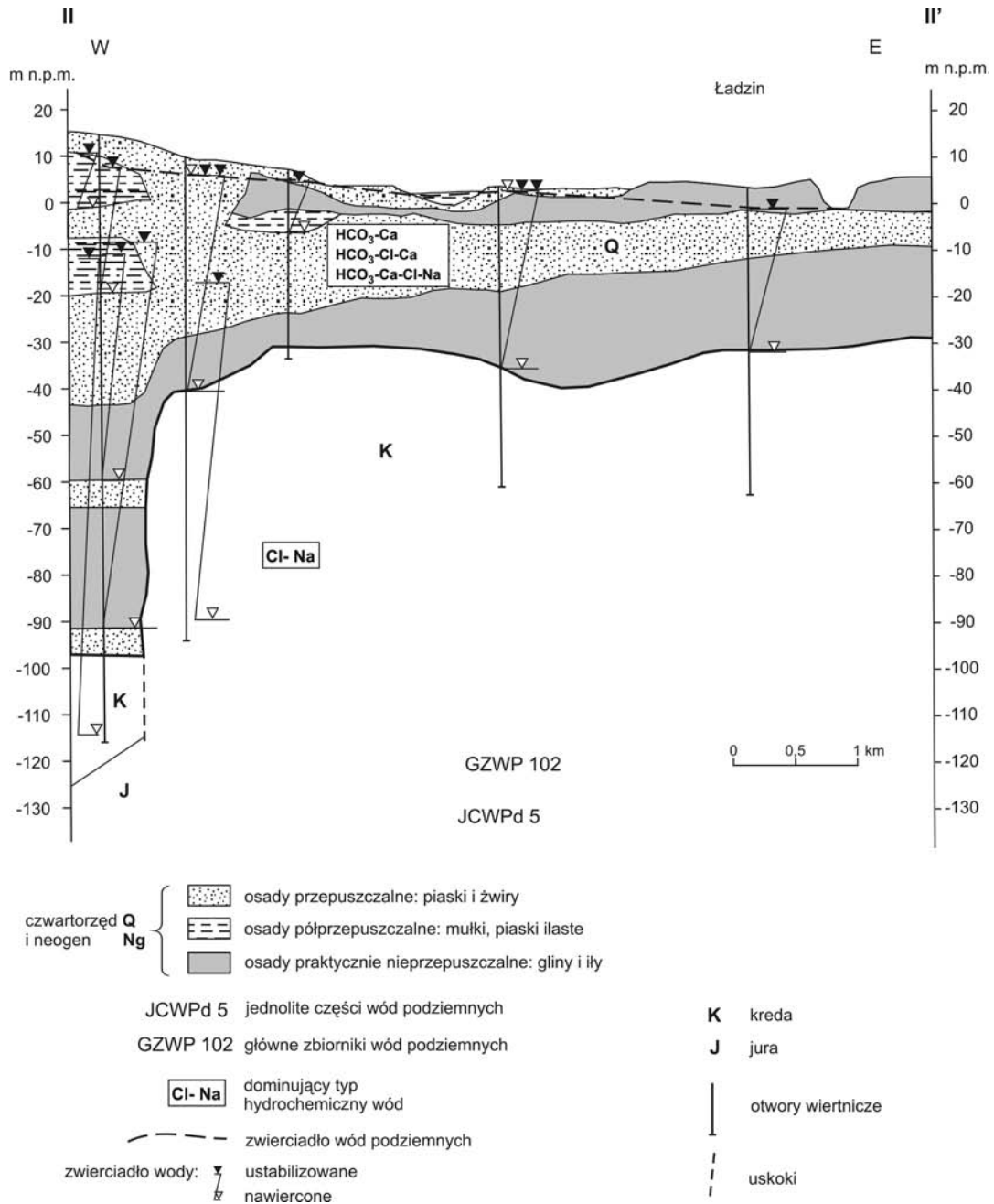


Fig. 9.5. Przekrój hydrogeologiczny II-II' przez wyspę Wolin (Z. Matkowska, 1997b); lokalizacja na fig. 9.3

(w części północno-zachodniej wyspy ok. 20 m n.p.m.). W kierunku wschodnim, wraz z obniżaniem się powierzchni terenu, zwierciadło wody występuje coraz płycej, od 6,3 do 7,2 m n.p.m. Miąższość osadów wodonośnych wynosi od 20 do ponad 40 m, średni współczynnik filtracji 22,5 m/d, średnia przewodność 450 m²/d. Zasilanie poziomu przypowierzchniowego następuje bezpośrednio z wód opadowych (utwory piaszczyste występują tu od powierzchni, brak jest izolacji), poziomy głębsze zasilane są poprzez gliny piaszczyste i okna hydrogeologiczne (T. Kłyza i in., 1988; Z. Matkowska, 1997b).

Górnokredowy poziom wodonośny występuje w utworach szczelinowo-porowych i szczelinowych (margle i wapień) na głębokości od 39,0 do 42,3 m. Napięte zwierciadło wody stabilizuje się na głębokości od 2,8 do 3,6 m poniżej zwierciadła poziomu plejstoceńskiego. Wody zwykle w obrębie utworów kredy górnej, które zostały nawiercone w otworach badawczych na wysoczyźnie wolińskiej, nie są użytkowane.

Wody **jurajskiego piętra wodonośnego** eksploatowane są jedynie w miejscowościach Lubin i Zalesie, z głębokości ok. 36 m. Na głębokości 79,4 m nawiercono wody o stężeniach jonu chlorkowego powyżej 1000 mg/dm³. O wyraźnym przestrzennym zróżnicowaniu chemizmu wód pięter mezozoicznych świadczy występowanie 40 m wyżej, w piaskowcach jury środkowej, wód, w których zawartość chlorków wynosi zaledwie 21 mg/dm³ (Z. Matkowska, 1997a, b).

Systemy krążenia wód podziemnych

Stosując kryteria hydrodynamiczne, w omawianym regionie można wydzielić trzy systemy hydrogeologiczne I rzędu: uznamski, woliński i zachodniopomorski. Strumienie wód podziemnych w obrębie systemu hydrogeologicznego wysp Uznam i Wolin mają charakter radialny, natomiast w obszarze systemów lądowych – półradialny, z plato wododziałowym w rejonie Pojezierza Drawskiego (J. Szymanko, 1980; T. Kłyza i in., 1988).

W granicach systemu zachodniopomorskiego wydzielone są cztery systemy II rzędu (podsystemy): Dziwny, Regi, Parsęty i Wieprzy. W podsystemie Dziwny podsta-

wowe znaczenie ma piętro czwartorzędowe, natomiast podrzędne – piętro kredowo-jurajskie. Wody tych pięter pozostają w kontakcie hydraulicznym. Główną bazą drenażu dla podsystemu jest Dziwna oraz akwen bałtycki. W obrębie podsystemu Regi można wydzielić piętro czwartorzędowe oraz lokalnie rozpoznane piętro jurajsko-kredowe. Podsystem Parsęty składa się z piętra czwartorzędowego oraz neogeńsko-paleogeńsko-jurajskiego (lokalnie). Główną osią drenażu poziomów wodonośnych są rzeki Parsęta i Radew, a wspólną bazą drenażu Bałtyk. Podsystem Wieprzy tworzy wielowarstwowy system wodonośny w utworach czwartorzędowych. Główną bazą drenażu wszystkich poziomów wodonośnych są rzeki Wieprza i Grabowa, a w obszarze przymorskim Bałtyk.

Wody podziemne radialnego systemu wysp Uznam i Wolin drenowane są przez okalające wody Morza Bałtyckiego i Zalewu Szczecińskiego (T. Kłyza i in., 1988).

W regionie system krążenia wód podziemnych funkcjonuje w układzie trójstrefowym: zasilania, przepływu i drenażu. Obszar zasilania wód podziemnych obejmuje wysoczyzny morenowe Pojezierza Zachodniopomorskiego, Równinę Gryficką i Pobrzeże Koszalińskie. Główna strefa zasilania znajduje się powyżej hydroizohipsy o wartości 45 m n.p.m., gdzie infiltracja opadów atmosferycznych do systemu wodonośnego jest największa i najbardziej efektywna. Dominują tu przepływy pionowe skierowane w głąb systemu wodonośnego. Wody miocenu są zasilane z poziomów czwartorzędowych, osiągając miejscami wskaźnik 150 mm/rok, zaś dalsza infiltracja w głąb systemu wodonośnego do oligocenu jest już bardzo ograniczona i nie przekracza 50 mm/rok. Zasilanie wód występujących w utworach kredowych szacuje się średnio na 1–3 mm/rok. Głębokość penetracji wód atmosferycznych dochodzi w różnych rejonach od 100 do ponad 500 m. Jest to zarazem głębokość wysłodzenia wód podziemnych. Strefa tranzytu wód podziemnych występuje w obszarach krawędziowych wymienionych wysoczyzn morenowych i charakteryzuje się znacznymi spadkami zwierciadła wód. Strefa drenażu związana jest z tarasem nadmorskim, nizinami i równinami nadmorskimi, dolinami głównych rzek Pomorza (Regi, Parsęty, Wierzycy) oraz mniejszych cieków uchodzących do morza. Dominującą jednak rolę w drenażu odgrywa akwen Morza

Bałtyckiego. Odływ wód podziemnych do morza ma miejsce, gdy wysokość ciśnienia wody w warstwie wodonośnej jest wyższa niż ciśnienie słupa wody morskiej. W takich warunkach strefa drenażu będzie sięgała do linii zrównania tych ciśnień, dalej zaś powstanie strefa przejściowa mieszania się wód słonych ze słodkimi. W strefie drenażu dominują przepływy pionowe skierowane ku powierzchni, a ich intensywność jest największa w rejonach bezpośrednich kontaktów hydraulicznych z wodami czwartorzędu. Drenaż określony dla kredowego piętra wodonośnego wynosi od 1 do 2 mm/rok, ale w wielu miejscach praktycznie nie istnieje.

W regionie można wydzielić przepływy regionalne, przejściowe i lokalne (J. Kryza i in., 2005).

Przepływem regionalnym objęta jest część wód pięter jurajskiego i kredowego oraz wody poziome oligocenńskiego. Wymiana wód strumienia regionalnego jest wolna i zależy od charakteru powiązań warstw wodonośnych z sąsiednimi jednostkami hydrogeologicznymi. Zasilanie odbywa się lateralnie lub poprzez przesiąkanie pośrednio na obszarze wysoczyzn. Wody drenowane są na obszarze nizin nadmorskich lub na podmorskich wychodniach warstw wodonośnych.

Przepływem przejściowym objęte są przede wszystkim wody piętra neogeńskiego (miocenu) oraz głębsze poziome piętra czwartorzędowego. Wymiana wód jest szybsza niż w obiegu regionalnym, natomiast zasilanie odbywa się pośrednio na obszarze wysoczyzn lub przez dopływ lateralny. Wody tego systemu drenowane są w pasie nizin nadmorskich oraz przez akwen morski, gdzie przeważa podmorski lub miejscami brzegowy typ drenażu. Ponadto część wód przedostaje się do systemu regionalnego poprzez przepływ pionowy.

Przepływ lokalny obejmuje płytkie wody podziemne występujące w utworach zlodowacenia wistły na wysoczyznach oraz wody plejstoceno-holocenские lub holocenские w dolinach rzek, na nizinach nadmorskich i na mierzejach. Wymiana wód jest tu najszybsza, uzależniona od przepuszczalności warstw wodonośnych oraz intensywności zasilania i drenażu. Zasilanie odbywa się bezpośrednio z opadów atmosferycznych oraz miejscami z dopływu lateralnego. Wody tego systemu drenowane są przez rzeki i strumienie Pobrzeża, jeziora przybrzeżne

oraz rowy melioracyjne. Część wód przepływu lokalnego trafia do wód powierzchniowych, a część daje początek źródłom, które licznie występują w strefach krawędziowych wysoczyzn. Miejscami do systemu lokalnego przedostaje się również część wód objęta przepływem przejściowym.

Na opisywanym obszarze wydzielone systemy przepływu oraz strefy hydrodynamiczne są w dużej mierze związane z warunkami geomorfologicznymi. System regionalny wykazuje największą niezależność i można stwierdzić, że głównym obszarem drenażu są tu przybrzeżne akweny morskie. Obszary nadmorskie charakteryzują się tu pewną specyfiką wynikającą z faktu, iż morze stanowi podstawową bazę drenażu dla wszystkich systemów przepływu wód podziemnych. Akwen Morza Bałtyckiego ma również wpływ na główne kierunki przepływu wód i dyktuje reżim ciśnień piezometrycznych. Na tym obszarze strefa drenażu wód podziemnych jest jednocześnie miejscem kontaktu zmineralizowanych wód morskich z wodami zwykłymi obszaru lądowego.

Chemizm i jakość wód podziemnych

Czwartorzędowe piętro wodonośne. W części lądowej można wydzielić trzy obszary różniące się jakością wód podziemnych: południowy, środkowy i przybrzeżny. Obszar południowy stanowią wysoczyzny morenowe i równiny sandrowe. Wody podziemne tego obszaru charakteryzują się dużą zmiennością zawartości żelaza ($0,5\text{--}7,0\text{ mg/dm}^3$), manganu ($0,05\text{--}0,31\text{ mg/dm}^3$), chlorków ($7\text{--}119\text{ mg/dm}^3$) oraz siarczanów ($8\text{--}159\text{ mg/dm}^3$). Są to wody średnio twarde, wysokiej (klasa Ib) i średniej jakości (klasa II), które wymagają prostego uzdatniania ze względu na podwyższone stężenia żelaza i manganu. W części środkowej, na północ od linii przebiegającej przez miejscowości Polanów, Mostowo, Rymań i Przybiernów, występują wody, które można zaliczyć do najwyższej (Ia) i wysokiej (Ib) klasy jakości. Są to wody średnio twarde, o zawartości żelaza $0,1\text{--}0,4\text{ mg/dm}^3$, chlorków $6,1\text{--}38,0\text{ mg/dm}^3$ oraz siarczanów $7,1\text{--}91,5\text{ mg/dm}^3$ (Polanów). Odmienny skład chemiczny charakteryzuje wody podziemne obszaru przybrzeżnego. Wyraźnie zaznacza się tu wpływ wód zasolonych na jakość wód podziem-

nych. Notuje się stężenia chlorków przekraczające 1 g/dm^3 (1630 mg/dm^3 Mielno).

Dominującymi typami wód podziemnych czwartorzędowego piętra wodonośnego są wody dwu- (np. $\text{HCO}_3\text{-Ca}$) i trójjonowe (np. $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$) (fig. 9.2). Wśród anionów najważniejszą rolę odgrywa jon wodorowęglanowy, a w wodach trójjonowych – wodorowęglanowy oraz siarczanowy lub chlorkowy. Najważniejszymi kationami są jony wapnia, a w wodach trójjonowych – jony wapnia i sodu. W wodach trójjonowych (np. $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4$) i czterojonowych (np. $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$, $\text{Ca-HCO}_3\text{-Cl-Na}$) oprócz jonów wodorowęglanowych, chlorkowych i siarczanowych pojawiają się jony sodowe i magnezowe, dające w efekcie wody typu $\text{Ca-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na-Mg}$. Obecność jonów innych niż HCO_3 i Ca wskazuje najczęściej na wpływ zanieczyszczeń antropogenicznych lub geogenicznych.

W przypadku wód podziemnych pozostających w kontakcie z wodami słonymi podłoża lub morskimi w składzie jonowym pojawiają się dominujące jony chlorkowe oraz sodowe.

W większości przypadków wody podziemne piętra czwartorzędowego należą do klas jakości Ia i II (T. Błaszczuk, 1993), natomiast w strukturach hydrogeologicznych pozostających pod silnym wpływem antropopresji lub oddziaływania wód zasolonych – do III, niskiej klasy jakości (T. Kłyza i in., 1988; S. Dąbrowski i in., 1996a, b; L. Poprawski i in., 1998; M. Ziółkowski i in., 1998).

Wodonośne utwory **neogenu** i lokalnie **paleogenu** występują głównie we wschodniej części regionu. Należą najczęściej do Ib i II klasy jakości, a w niektórych

rejonach do klasy III. Głównym czynnikiem obniżającym jakość tych wód jest zawartość żelaza ($0,7\text{--}3,4 \text{ mg/dm}^3$) oraz manganu ($0,08\text{--}0,17 \text{ mg/dm}^3$). Wody w utworach neogenu i paleogenu na ogół nie wykazują podwyższonej zawartości chlorków, jedynie w obszarze nadmorskim występują strefy wód, których skład chemiczny wskazuje na kontakt z wodami zasolonymi. Dominują typy wód $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ oraz $\text{HCO}_3\text{-Ca-Cl-Na}$ (fig. 9.2).

Kredowe i jurajskie piętra wodonośne występują bezpośrednio pod utworami czwartorzędowymi w północno-zachodniej części regionu. W rejonie tym wody w utworach kredowych są wodami słodkimi, twardymi i średnio twardymi, słabo zasadowymi, o barwie w zakresie od 18 do 25 mg Pt/dm^3 . Przekroczenia w stosunku do norm dla wód pitnych dotyczą żelaza, mętności, barwy oraz niekiedy chlorków (T. Błaszczuk, 1993). W obrębie jurajskiego piętra wodonośnego występują wody zwykłe, przeważnie średnio twarde lub twarde, o odczynie lekko alkalicznym, barwie od 10 do 20 mg Pt/dm^3 . W wodach tych chlorki występują w niewielkich ilościach (tab. 9.2). Podwyższone zawartości jonów chlorkowych notuje się w rejonach nadmorskich (Mrzeżyno).

Wody pięter mezozoicznych należą do klasy jakości Ib (rejon Gryfic, Płotów) i II (rejony nadmorskie). O obniżeniu jakości wody decyduje głównie ponadnormatywna zawartość żelaza, manganu oraz ewentualnie chlorków, a także podwyższona barwa i mętność. Dominują wody typu $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca}$ lub $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na}$ (T. Kłyza i in., 1988; S. Dąbrowski i in., 1996a, b; L. Poprawski i in., 1998; M. Ziółkowski i in., 1998).

Tabela 9.2

Najczęściej spotykane zakresy wybranych wskaźników jakości wód podziemnych mezozoicznych pięter wodonośnych w regionie zachodniopomorskim (T. Kłyza i in., 1988; S. Dąbrowski i in., 1996a, b; L. Poprawski i in., 1998; M. Ziółkowski i in., 1998)

Piętro wodonośne	Twardość [$\text{mg CaCO}_3/\text{dm}^3$]	Odczyn pH	Barwa [mg Pt/dm^3]	Żelazo [mg/dm^3]	Chlorki [mg/dm^3]
Kredowe	6–10	7,0–7,5	0–25	1,4–1,8	5–6 (maks. 750)
Jurajskie	6–10	7,0–8,0	10–20	0,5–1,5	6–29 (maks. 1180)

Wyspy Uznam i Wolin

Czwartorzędowe piętro wodonośne. Na wyspie Uznam na niewielkiej głębokości, szczególnie w rejonie mierzei, występują wody zasolone ze znacznymi koncentracjami jonu chlorkowego. W części północnej wyspy stwierdzano stężenia jonu chlorkowego od kilkudziesięciu do 520 mg/dm³. Wysoką zawartością chlorków charakteryzują się również wody podziemne obszaru przylegającego bezpośrednio do Zalewu Szczecińskiego (lokalnie 1200–1750 mg/dm³). Podwyższona mineralizacja wód podziemnych jest spowodowana przez ascenzję silnie zmineralizowanych wód z płytko leżących utworów jury i kredy. Przepływ wód zmineralizowanych ze starszego podłoża umożliwiają liczne dyslokacje tektoniczne. Inny typ zmineralizowania reprezentują wody występujące płytko w utworach czwartorzędowych. Zasolenie pierwszej warstwy wód podziemnych związane jest najczęściej z oddziaływaniem na nie wód powierzchniowych i to nie tylko morskich, ale także rzek Świny i Dziwny, kanałów portowych oraz Zalewu Szczecińskiego. Ten typ zasolenia wiąże się zatem z intruzjami wód powierzchniowych do warstwy wodonośnej. Czynnikiem przyspieszającym kontakt wód podziemnych i powierzchniowych jest intensywna eksploatacja wód piętra czwartorzędowego powodująca znaczne obniżenie zwierciadła wody (Świnoujście, Kamień Pomorski). Część wód zmineralizowanych może być wodami reliktowymi z okresu transgresji litorynowej w holocenie.

W Świnoujściu stwierdzono zwiększenie mineralizacji wód podziemnych wraz ze wzrostem głębokości ich występowania oraz wahania stropu wód zmineralizowanych w warstwie wodonośnej, uzależnione głównie od wielkości poboru wód. W ujęciu Północ zasolenie pojawiło się na początku lat 70. i objęło wszystkie studnie ujmujące wody z utworów czwartorzędowych. Stężenie chlorków doszło tu do poziomu 3920 mg/dm³. Zmineralizowanie wód było spowodowane przez infiltrację zasolonych wód powierzchniowych oraz ascenzję wód zmineralizowanych z podłoża, w których stężenie chlorków wahało się od 2700 do 12 000 mg/dm³. W ujęciu Południe zawartość chlorków wynosi od 12,6 do 370 mg/dm³, a zasięg stwierdzonego zmineralizowania plejstoceńskiego

poziomu wodonośnego od strony Zalewu Szczecińskiego w głąb lądu sięga 400–600 m.

Wody podziemne wyspy Wolin mają charakter wód zwykłych o suchej pozostałości 50–460 mg/dm³, odczynie obojętnym lub słabo zasadowym, twardości ogólnej 100–200 mg CaCO₃/dm³. Średnia zawartość żelaza wynosi 1,6 mg/dm³, a manganu 0,18 mg/dm³. Wzbudzone eksploatacją procesy hydrogeochemiczne w strefie aeracji w obrębie lejów depresji powodują, że lokalnie stężenie żelaza wzrasta do 21 mg/dm³ (ujęcie w Międzyzdrojach). Wody podziemne zalicza się do klasy jakości Ib, II i III.

Wody zwykłe plejstoceńskiego poziomu wodonośnego obu wysp należą do wód typu HCO₃-Ca-Na i HCO₃-Ca-Cl-Na (fig. 9.4, 9.5), przy czym w obszarach kontaktu z wodami o podwyższonej mineralizacji wzrasta rola jonów chlorkowego i sodowego (B. Paczyński i in., 1972; T. Kłyza i in., 1988; Z. Matkowska, 1997a, b).

W **kredowym piętrze wodonośnym** występują wody wysokozmineralizowane, wykorzystywane przez uzdrowisko w Świnoujściu w celach balneoterapeutycznych. Na przykład skład chemiczny wód poziomu dolnokredowego z otworu „Teresa” przedstawia się następująco: ogólna mineralizacja 41,5 g/dm³, chlorki 2700 mg/dm³, sól 15 g/dm³, wapń 900 mg/dm³, magnez 500 mg/dm³, brom 40 mg/dm³, jod 2,3 mg/dm³, stront 150 mg/dm³, potas 100 mg/dm³. Wody te zaliczane są do solanek typu Cl-Na-Br-B.

Jakość wód podziemnych piętra kredowego obu wysp nie spełnia wymogów dla wód przeznaczonych do spożycia przez ludzi. Są to wody typu Cl-Na (B. Paczyński i in., 1972; Z. Matkowska, 1997a, b).

* * *

Dla potrzeb niniejszej monografii wyznaczono tło hydrogeochemiczne (A. Macioszczyk, 1987) wybranych wskaźników jakości wód podziemnych plejstoceńskiego poziomu wodonośnego (tab. 9.3). Podstawę do obliczeń stanowiły dane hydrochemiczne zebrane w Banku Danych Hydrogeologicznych (RBDH 7). Na uwagę zasługują wyraźnie wyższe wartości górnej granicy tła hydrogeochemicznego dla chlorków. Fakt ten należy wiązać z dopływem zasolonych wód z podłoża oraz ingresją wód morskich w rejonie wysp Uznam i Wolin oraz zlewni Dziwny. Przestrzenne zróżnicowanie stężeń jonów azota-

Tło hydrogeochemiczne wybranych wskaźników jakości wód podziemnych plejstocenijskiego piętra wodonośnego w regionie zachodniopomorskim (dane z Banku HYDRO)

Składnik	Uznam (JCWPd nr 1)		Wolin (JCWPd nr 5)		Zlewnia Dziwny (JCWPd nr 6)		Zlewnia Regi (JCWPd nr 8)		Zlewnia Parsęty (JCWPd nr 9)		Zlewnia Wieprzy (JCWPd nr 10)	
	1*	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Cl ⁻	236,4	16,0	185,6	16,1	218,0	14,4	66,6	9,9	48,0	7,0	41,1	8,9
NO ₃ ⁻	1,4	0,0	13,3	0,0	64,3	0,0	12,8	0,0	8,8	0,0	1,6	0,0
Fe _{og.}	5,4	0,2	2,8	0,1	2,4	0,0	2,0	0,1	2,5	0,1	2,5	0,1

*1 – górna granica tła hydrogeochemicznego, 2 – dolna granica tła hydrogeochemicznego

nowych jest bezpośrednio związane z rolniczym użytkowaniem terenu, które w obrębie zlewni Dziwny jest najintensywniejsze. W innych rejonach obserwuje się podobną zależność zakresu tła hydrogeochemicznego od intensywności rolnictwa. Żelazo, składnik wód podziemnych pochodzący głównie z wietrzenia minerałów skałotwórczych w osadach polodowcowych, wykazuje zbliżone wartości granic tła hydrogeochemicznego w całym regionie, co wskazuje na jednorodny charakter geochemiczny czwartorzędowego piętra wodonośnego.

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

Na obszarze opisywanego regionu wyznaczono cztery główne zbiorniki wód podziemnych: GZWP nr 102 – na obszarze wyspy Wolin, GZWP nr 118 – Zbiornik międzymorenowy Polanów, GZWP nr 120 – Zbiornik międzymorenowy Bobolice oraz GZWP nr 126 – Szczecinek (tab. 9.4, fig. 9.6).

GZWP nr 102 jest udokumentowany, powierzchnia pierwotna wynosiła 201 km², po udokumentowaniu – 112,2 km². Zbiornik został wyznaczony w utworach czwartorzędowych w ośrodku porowym. Wydajność potencjalna studni zawiera się w przedziale od 10 do 30 m³/h, moduł zasobów dynamicznych wynosi 4,6 dm³/s·km², moduł zasobów dyspozycyjnych 2,34 dm³/s·km². Zasoby dyspozycyjne zostały ustalone w wysokości 22 700 m³/d. Na przeważającej części zbiornika została określona nis-

ka odporność na zanieczyszczenia ze względu na brak izolacji lub gdy miąższość utworów słabo przepuszczalnych jest mniejsza niż 15 m. Stopień wykorzystania zasobów dyspozycyjnych nie przekracza 25%.

GZWP nr 118 – Zbiornik międzymorenowy Polanów nie jest udokumentowany. Wyznaczony w ośrodku porowym w utworach czwartorzędowych ma powierzchnię 215 km², w tym obszar najwyższej ochrony 42 km². Zbiornik charakteryzuje się wysoką odpornością na zanieczyszczenia. Czas migracji zanieczyszczeń został określony na powyżej 100 lat. Szacunkowe zasoby dynamiczne ustalono w wysokości 59 000 m³/d, moduł zasobów dynamicznych wynosi 3,2 dm³/s·km², moduł zasobów dyspozycyjnych 2,4 dm³/s·km². Stopień wykorzystania zasobów dyspozycyjnych nie przekracza 25%.

GZWP nr 120 – Zbiornik międzymorenowy Bobolice nie został udokumentowany. Powierzchnia zbiornika wynosi 309 km², w tym obszar o najwyższej ochronie 159 km²; został wyznaczony w ośrodku porowym w utworach czwartorzędowych. Zbiornik charakteryzuje się niską odpornością na zanieczyszczenia, czas migracji zanieczyszczeń jest mniejszy niż 25 lat. Szacunkowe zasoby dyspozycyjne wynoszą 113 400 m³/d, moduł zasobów dyspozycyjnych 4,25 dm³/s·km². Stopień wykorzystania zasobów dyspozycyjnych nie przekracza 25%.

GZWP nr 126 – Zbiornik czwartorzędowo-neogeński-sko-paleogeński Szczecinek nie został udokumentowany. Zbiornik o powierzchni 1755 km² został wyznaczony na

Tabela 9.4

Charakterystyka głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wydzielonych w regionie zachodniopomorskim (A.S. Kleczkowski red., 1990)

Nr GZWP	Stratygrafia	Typ zbiornika	Moduł zasobów dynamicznych [dm ³ /s·km ²]	Moduł zasobów dyspozycyjnych [dm ³ /s·km ²]	Zagrożenia geogeniczne	Średnia głębokość ujęć [m]	Wykorzystanie zasobów [%]
102	Q	porowy	4,60	2,34	Cl	35	25
105	Q	porowy, międzymorenowy	1,93	1,07	Cl, Fe, Mn	40	25
118	Q	międzymorenowy	3,20	2,4	nie występują	10–50	25
119	Q	porowy	3,10	b.d.	Fe, Mn	10–50	25
120	Q	międzymorenowy	b.d.	4,25	nie występują	40	25
126	Q–Ng	porowy, międzymorenowy	b.d.	0,65	barwa, NH ₄ , Fe, Mn	90	25

Stratygrafia: Q – czwartorzęd, Ng – neogen; b.d. – brak danych

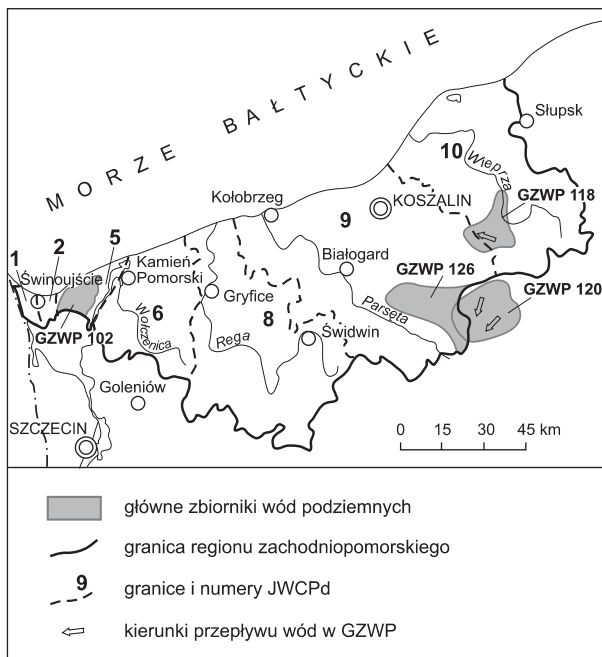


Fig. 9.6. Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) (wg A.S. Kleczkowskiego, 1990) oraz jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wydzielone w regionie zachodniopomorskim

obszarze nadmorskim i pojeziernym. Odporność na zanieczyszczenia średnia; czas migracji zanieczyszczeń 25–100 lat. Szacunkowe zasoby dyspozycyjne wynoszą 99 tys. m³/d, a moduł zasobów dyspozycyjnych 0,65 dm³/s·km². Stopień wykorzystania zasobów dyspozycyjnych nie przekracza 25%.

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

Na rozpatrywanym obszarze wydzielono siedem jednolitych części wód podziemnych. Trzy z nich (JCWPd nr 1, 2 i 5) obejmują wyspy Uznam i Wolin (fig. 9.3), cztery (JCWPd nr 6, 8, 9 i 10) znajdują się w części lądowej (fig. 9.6).

JCWPd nr 1 został wyznaczony w polskiej części wyspy Uznam; obejmuje wody występujące w czwartorzędowym i kredowym piętrze wodonośnym. Obszar ten charakteryzuje się znikomym dopływem do akwenu bałtyckiego (J. Kryza i in., 2005). Współczynnik wodoprzepuszczalności zawarty jest w przedziale od $1 \cdot 10^{-4}$ do $3 \cdot 10^{-4}$ m/s. Stopień izolacji jest niekorzystny. Nadkład warstw słabo przepuszczalnych jest mniejszy niż 10 m. Zasilanie odbywa się poprzez infiltrację wód opadowych. Alimentacja zachodzi na całym obszarze JCWPd.

JCWPD nr 2 i 5 zostały wyznaczone na wyspie Wolin. JCWPD nr 2 obejmuje część ujściową cieśniny Świny i wraz z Zalewem Szczecińskim oraz zlewnią Gowienicy należy do regionu hydrogeologicznego Dolnej Odry (rozdz. 2.4). JCWPD nr 5 wytyczono w części wysoczyznowej wyspy. Zbiornik został wyznaczony w ośrodku porowym osadów czwartorzędowych. Miąższość poziomów wodonośnych wynosi od 10 do 40 m. Przepływ wód odbywa się w kierunku południowo-wschodnim, wschodnim i północno-wschodnim. Obszar alimentacji znajduje się w centralnej części wyspy. Swobodne zwierciadło wody układa się na wysokości od kilku do kilkunastu metrów powyżej poziomu morza. Współczynnik filtracji zawarty jest w przedziale od $1 \cdot 10^{-4}$ do $1 \cdot 10^{-3}$ m/s, średnia przewodność hydrauliczna wynosi 400 m²/d, a spadek hydrauliczny 0,0004–0,004 (J. Kryza i in., 2005). Zasilanie górnych poziomów wodonośnych następuje bezpośrednio poprzez infiltrację wód opadowych, a także przesączanie się wód przez gliny piaszczyste oraz okna hydrogeologiczne do niższych poziomów (S. Matkowska, 1997b; M. Zaleska i in., 2000).

JCWPD nr 6 obejmuje zlewnię Dziwny. Wody podziemne występują w piaskach, wapieniach i marglach związanych z trzema piętrami wodonośnymi: czwartorzędowym, kredowym i jurajskim. Miąższość głównego poziomu wodonośnego piętra czwartorzędowego wynosi 10–20 m. Współczynnik filtracji zmienia się w granicach od 2,9 do 30,0 m/d. Zwierciadło wody stabilizuje się na głębokości od 2,9 do 16,5 m. Odpływ wód podziemnych odbywa się na północ do Bałtyku i na północny zachód do Zalewu Szczecińskiego i Dziwny. Zasilanie poziomu następuje na drodze przesączania się wód poprzez gliny oraz przez okna hydrogeologiczne z poziomów wyżej położonych (L. Poprawski i in., 1998). Spadki hydrauliczne wynoszą od 0,00008 do 0,005, odpływ bezpośredni do morza 14 589 m³/d (J. Kryza i in., 2005). Jest to obszar tranzytowy wód podziemnych w regionalnym systemie krążenia z obszaru alimentacji na Pojezierzu Drawskim w kierunku Zalewu Szczecińskiego i Morza Bałtyckiego.

JCWPD nr 8 został wyznaczony w obrębie zlewni Regi. Występują tu dwa poziomy wodonośne piętra czwartorzędowego oraz poziom piętra jurajskiego. Głębokość

występowania poziomów wodonośnych wynosi od 11,3 do 150,0 m, współczynnik filtracji od 4,1 do 41,0 m/d. Obszar alimentacji wód podziemnych znajduje się na Pojezierzu Drawskim. W dolinie Regi następuje drenaż w lokalnych i pośrednich systemach wodonośnych, natomiast przepływ wód podziemnych odbywa się w kierunku północno-zachodnim (Dąbrowski i in., 1996b).

JCWPD nr 9 obejmuje zlewnię Parsęty. Wody podziemne występują w piętrach wodonośnych czwartorzędowym oraz neogeńsko-paleogeńskim. Poziomy czwartorzędowe występują na głębokości od 6 do 40 m; wody mają charakter naporowy, subartezyjski. Lokalnie poziom podglinowy łączy się z wodami w utworach neogenu lub paleogenu, tworząc poziomy czwartorzędowo-miocenickie lub czwartorzędowo-oligocenickie. Poziomy te występują na znacznych głębokościach, od 50 do 120 m. Współczynnik filtracji zawiera się w przedziale od 6 do 60 m/d. Główną bazą drenażu dla wód podziemnych jest Parsęta i Bałtyk (M. Ziółkowski i in., 1998). Obszar zasilania stanowi spiętrzona morena, tzw. Garb Pojezierny (Z. Wiśniowski, 1998).

JCWPD nr 10 został wyznaczony w obrębie zlewni Wieprzy. Podstawowe znaczenie mają tu dwa poziomy – międzyglinowy górny i środkowy w obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego. Miąższość tych poziomów jest zróżnicowana, od 10 do 20 m. Zasilane są na drodze przesączania z wyżej leżących struktur lub przez bezpośrednią infiltrację opadów. Według badań modelowych zasilanie to wynosi 5,06 m³/h·km² w obszarach bezpośredniej infiltracji opadów i 2,84 m³/h·km² przy przesączaniu z poziomów nadległych (S. Dąbrowski, 1996a). Obszar alimentacji znajduje się na Wysoczyźnie Polanowskiej. Poziomy te drenowane są poprzez cieki powierzchniowe oraz Morze Bałtyckie.

Zagrożenia wód podziemnych

Jakość wód zwykłych eksploatowanych w regionie jest na ogół dobra. Niekorzystne dla użytkowania wód podziemnych składniki pochodzenia geogenicznego to głównie stężenia jonów chlorkowych, manganu i żelaza. Czynniki wpływające na pojawienie się podwyższonej ilości tych składników to:

– płytkie zaleganie skał mezozoicznych i tektonika uskoku umożliwiająca ascenzję zmineralizowanych wód z podłoża,

- ingresja zasolonych wód morskich w strefie brzegowej,
- występowanie reliktowych wód morskich z transgresji lityrynowej i wód późnoplejstoceniowych,
- opady atmosferyczne i aerozole zawierające zwiększone ilości soli morskiej,
- nadmierna eksploatacja wód podziemnych.

Poziomy wodonośne są z reguły dobrze izolowane poprzez warstwy glin lodowcowych, a jedynie w rejonie Świnoujścia izolacja ta jest słaba lub jej brak. Największym zagrożeniem jakości wód podziemnych jest tu ascenzja wód z podłoża mezozoicznego oraz ingresja wód morskich. Na intruzję wód mineralnych do środowiska słodkowodnego najbardziej narażone są ujęcia zlokalizowane na wyspach Wolin i Uznam oraz w strefie wybrzeża Bałtyku. Zasolenie użytkowych poziomów wodonośnych, wyrażone stężeniem jonów chlorkowych, stwierdzono w rejonie Świnoujścia (500 mg/dm^3) oraz w Świętoustju (675 mg/dm^3), Międzywodziu (935 mg/dm^3), Sierosławiu (127 mg/dm^3), Kamieniu Pomorskim (847 mg/dm^3),

Dźwirzynie ($1,51 \text{ g/dm}^3$), Kołobrzegu i w rejonie Mielna ($1,63 \text{ g/dm}^3$ w utworach holoceniowo-plejstoceniowych oraz $6,6 \text{ g/dm}^3$ w utworach miocenu) (T. Kłyza i in., 1988).

Od 2000 r. następuje poprawa stanu środowiska naturalnego i w związku z tym stopień zagrożenia wód podziemnych czynnikami antropogenicznymi ulega zmniejszeniu. Większość wód podziemnych regionu posiada klasę jakości Ib i II. Wskaźnikami obniżającymi klasę jakości wód podziemnych oraz występującymi w ilości przekraczającej granice dopuszczalne dla wód przeznaczonych do spożycia są najczęściej zawartości jonów żelaza i manganu.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

W omawianym regionie wody podziemne eksploatowane są z pięter: czwartorzędowego, neogeńskiego, lokalnie z paleogeńskiego (na wschód od Parsęty) oraz kredowego i jurajskiego. Największe znaczenie mają wody podziemne piętra czwartorzędowego, gdyż są ujmowane powszechnie i posiadają największe zasoby dyspozycyjne (tab. 9.5).

Tabela 9.5

Zasoby wód podziemnych regionu zachodniopomorskiego
(T. Kłyza i in., 1988; S. Dąbrowski i in., 1996a, b; L. Poprawski i in., 1998; M. Ziółkowski i in., 1998)

Nr JCWPd	Zlewnia	Stratygrafia	Zasoby dyspozycyjne [m^3/h]	Zasoby eksploatacyjne [m^3/h]	Rezerwa zasobów [m^3/h]	Moduł zasobów dyspozycyjnych [$\text{m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$]	Stopień izolacji
1	wyspy Uznam	Q	–	640	–	5,1	niekorzystny: nieciągły nadkład w postaci osadów organicznych o miąższości <10 m
2, 5	wyspy Wolin	Q	1458	980	478	6,5	
6	Dziwny	Q, J, K	6019	7893	brak		średni: w nadkładzie przeważnie warstwy spoiiste o zmiennej miąższości
8	Regi	Q, J	20830	2598	18232	7,3	korzystny: ciągły nadkład warstw spoiistych o rozległym zasięgu i miąższości ≥ 10 m
9	Parsęty	Q, Q–Ng	25482*	22637*	2845*	9,8	
10	Wieprzy	Q, Ng	22624	11155	11469	8,8	

* wartości dla rejonu Kołobrzeg–Koszalin

Stratygrafia: Q – czwartorzęd, Ng – neogen, K – kreda, J – jura

Całkowite zasoby dyspozycyjne regionu zostały określone w ilości 77 052,9 m³/h, w tym piętra czwartorzędowego – 72 962,8 m³/h, co stanowi 94,7% całości zasobów. Zasoby piętra neogeńskiego (w tym w zlewni Parsęty paleogeńskiego) wynoszą 2025,0 m³/h (2,6% zasobów), piętra kredowego i jurajskiego – 2157,5 m³/h (2,8% zasobów). Średni moduł zasobów odnawialnych dla wszystkich pięter wodonośnych wynosi 12,7 m³/h·km², a moduł zasobów dyspozycyjnych 6,8 m³/h·km².

Najważniejsze ujęcia komunalne zlokalizowane są w Świnoujściu, Międzyzdrojach, Gryficach, Białogardzie, Trzebiatowie, Kołobrzegu i Koszalinie.

W Świnoujściu w 2006 r. eksploatowano dwa ujęcia Zachód i Południe na wyspie Uznam oraz ujęcia Odra i Wydmy na wyspie Wolin. Ujęcie Zachód położone jest na wysoczyźnie wyspy Uznam. Zasoby eksploatacyjne ujęcia wynoszą 230 m³/h, średni pobór 168,0 m³/h. Ujęcie Południe, położone na obszarze mierzejowym wyspy, składa się z siedemnastu studni, ustalone zasoby eksploatacyjne wynoszą 300 m³/h. Ujęcie komunalne w Między-

zdrojach jest największym ujęciem na wyspie Wolin. Zasoby eksploatacyjne ujęcia zostały określone na 250 m³/h, średni pobór wynosi 106,3 m³/h, a promień leja depresji dochodzi do 2 km. Ujęcie w Gryficach składa się z dwóch ujęć: przy ulicy Trzygłowskiej i Śniadeckiego, łącznie 12 studzien. Łączny pobór wód wynosi 167,8 m³/h. W ujęciu przy ulicy Trzygłowskiej ujmowane są wody z poziomów plejstoceniowego i jurajskiego. Zatwierdzone zasoby wynoszą 160 m³/h dla ujęcia przy ulicy Trzygłowskiej, a 144 m³/h dla ujęcia przy ulicy Śniadeckich.

Do obszarów o zatwierdzonych zasobach eksploatacyjnych powyżej 250 m³/h należą: polska część wyspy Uznam (640 m³/h), obszar Kołobrzegu ujęcie Rościęcino–Bogucino (2070 m³/h), obszar Koszalina (2500 m³/h), Białogardu (388 m³/h) oraz centralna część wyspy Wolin (518 m³/h) (M. Ziółkowski i in., 1998).

Porównanie wielkości poboru wód podziemnych z wielkością zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych pozwala stwierdzić, że wykorzystywanych jest jedynie ok. 12% tych zasobów (stan z 2006 r.).

Literatura

- BŁASZCZYK T., 1993 – Klasyfikacja jakości zwykłych wód podziemnych dla potrzeb monitoringu środowiska. Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa.
- BORÓWKA R., FRIEDRICH S., HEESE T., JASNOWSKA J., KOCHANOWSKA R., OPECHOWSKI M., STANECKA E., ZYSKA W., 2002 – Przyroda Pomorza Zachodniego. Oficyna In Plus. Szczecin.
- BUDRYNOWICZ N., MAKSIAK S., UNIEJEWSKA M., 1975 – Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Koszalin. Wyd. Geol. Warszawa.
- BUDRYNOWICZ N., NOSEK M., 1977 – Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Kołobrzeg i Świdwin. Wyd. Geol. Warszawa.
- DADLEZ R. (red.), 1998 – Mapa tektoniczna kompleksu cech-sztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DĄBROWSKI S. i in., 1996a – Bilans wodnogospodarczy zlewni Wieprzy i Przymorza. Arch. Hydroconsult sp. z o.o. Poznań.
- DĄBROWSKI S. i in., 1996b – Bilans wodnogospodarczy zlewni Regi i Przymorza. Arch. Hydroconsult sp. z o.o. Poznań.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. AGH. Kraków.
- KŁYZA T., STEP CZAK T., GRACZYK R., MUSIELAK B., 1988 – Program ogólny systemowej gospodarki zasobami wodnymi Przymorza Zachodniego i Środkowego. Arch. Przeds. Geol. Oddz. w Poznaniu.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KRYZA J., KRYZA H., PRUSZKOWSKA M., SZCZEPIŃSKI J., SZLUFIK A., TOMASZEWSKI B., KLEŚTA W., 2005 – Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki bezpośredniego odpływu podziemnego do akwenu bałtyckiego wraz z analizą możliwości zagospodarowania i ochrony wód podziemnych. Integrated Management Services Sp. z o.o., AQUATOR Sp. z o.o. Wrocław.
- MACIOSZCZYK A., 1987 – Hydrogeochemia. Wyd. Geol. Warszawa.
- MALINOWSKI J., 1991 – Budowa geologiczna Polski, t. 7. Hydrogeologia. Wyd. Geol. Warszawa.
- MATKOWSKA Z., 1997a – Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Świnoujście. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

- MATKOWSKA Z., 1997b – Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Międzyzdroje. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MOJSKI J.E., DOBRACKI R., 1979 – Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Szczecin–Dziwnów. Wyd. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1993 – Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1:500 000. Część I. System zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1:500 000. Część II. Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., JARZĄBEK H., MICHALSKA M., 1972 – Wody podziemne synklinorium szczecińskiego i północnej części monokliny przedsudeckiej. Inst. Geol. Zakład Hydrogeologii. Warszawa.
- POPRAWSKI L., BINIAK G., GURWIN J., JASIAK T., MAR-SZAŁEK H., WĄSIK M., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych dla obszaru zlewni Dziwny. Arch. Hydrogeo Ltd. Wrocław.
- RICHLING A., OSTASZEWSKA K. (red.), 2005 – Geografia fizyczna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- STARKIEL L., 1991 – Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- SZYMANKO J., 1980 – Koncepcje systemu wodonośnego i metod jego modelowania. Wyd. Geol. Warszawa.
- WIŚNIEWSKI Z., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. Barwice. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- WOŚ A., 1999 – Klimat Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- ZALESKA M. i in., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wyspy Wolin. Arch. ARCADIS Ekokonrem sp. z o.o. Wrocław.
- ZIÓŁKOWSKI M., ZBOROWSKI K., ZBOROWSKA E., NOWAK R., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna rejonu Kołobrzeg–Koszalin (rejon 15). Arch. Przeds. Geol. we Wrocławiu, Oddz. Poznań.

9.2. Region wschodniopomorski

Informacje ogólne

Zgodnie z podziałem J. Kondrackiego (2002) region wschodniopomorski obejmuje wschodnią część Pobrzeża Bałtyku i Pojezierza Pomorskiego (fig. 9.7). Na wschodzie i północy graniczy z wodami Morza Bałtyckiego, na zachodzie ze zlewnią Wieprzy, południową granicę stanowi dział topograficzny bezpośrednich zlewni rzek przy morza. W podziale hydrograficznym Polski region wschodniopomorski jest częścią Regionu Wodnego Dolnej Wisły. Omawiany obszar obejmuje północną część województwa pomorskiego (B. Augustowski, 1979, 1984).

Pod względem warunków geomorfologicznych południowa i centralna część regionu przypada na plejstoceniową wysoczyznę morenową, a północna część to kępy i niziny nadmorskie, pradoliny i kosa Półwyspu Helskiego. Zróznicowanie hipsometryczne jest bardzo wyraźne. Najwyższe wzniesienia występują na wysoczyznach morenowych w pasmach moren czołowych, gdzie przekraczają 250 m n.p.m., a maksymalnie dochodzą do 328,6 m n.p.m. (szczyt Wieżycy). Największe deniwelacje terenu, do 170 m, występują w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego. Ponadto znaczne różnice wysokości spotyka się

w kępach nadmorskich i krawędziach pradolin oraz w strefie krawędziowej Pojezierza Kaszubskiego sąsiadującej z Żuławami Wiślanymi i Tarasem Nadmorskim.

Wysoczyzna morenowa Pojezierza Kaszubskiego w przeważającej części jest zbudowana z glin zwałowych i piasków lodowcowych z licznymi głazami narzutowymi. Jej powierzchnia, o urozmaiconej rzeźbie młodoglacjalnej, została uformowana w czasie zlodowacenia wisły. Przeważa falista morena denna o średniej wysokości 200–230 m n.p.m., a na północy ok. 120 m n.p.m., z nałożonymi wzniesieniami moren czołowych. Obniżenia terenu, stanowiące baseny dawnych wytopisk, są wypełnione mułkami i ilami, a niewielkie zagłębienia bezodpływowe – torfami. Wzgórza moren czołowych są zbudowane z materiału piaszczysto-żwirowego.

Obok dolin rzecznych występują tu wyraźne formy pradolinne. Do największych z nich należy pradolina Redy–Łeby. Pradoliny są wypełnione osadami piaszczysto-żwirowymi, na powierzchni częściowo przykryte torfami.

Północną i wschodnią część regionu zajmują płaskie, wznoszące się na ok. 2–10 m n.p.m. niziny nadmorskie, zbudowane z osadów piaszczystych i oddzielone od morza

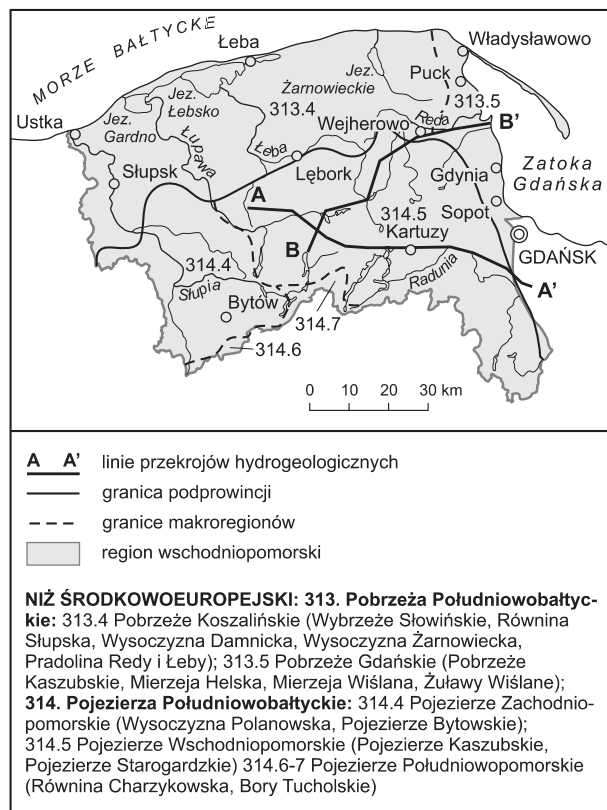


Fig. 9.7. Położenie regionu wschodniopomorskiego na tle jednostek fizycznogeograficznych (J. Kondracki, 2002)

pasem wydm o wysokości dochodzącej do 56 m n.p.m. (rejon jeziora Łebsko). Występują tu duże, lecz płytkie, jeziora przybrzeżne, będące relikami dawnych zatok morskich odciętych od morza piaszczystymi mierzejami (Sarbsko, Łebsko, Gardno). Na obszarach nizin i mierzei wybrzeże Bałtyku jest niskie, zaś w miejscach, gdzie wysoczyzna dochodzi do brzegu, ma charakter klifowy.

Zasolenie wód morskich jest niskie, maksymalnie do 7‰, i niewielkie jest również falowanie (w strefie brzegowej do 2 m). Tylko w okresach wczesnych sztormowych wody morskie wdzierają się w ujściowe odcinki rzek oraz do przybrzeżnych jezior, powodując ich zasolenie.

Opisywany obszar charakteryzuje się dużą różnorodnością użytkowania terenu. Dominują użytki rolne z niewielkim udziałem łąk i pastwisk, których największe po-

wierzchnie związane są z nizinami nadmorskimi i dolinami rzek. Znaczną część terenu (ok. 30%) pokrywają lasy, których największe kompleksy występują w północnej części Pojezierza Kaszubskiego i na obszarze Wysoczyzny Żarnowieckiej.

Dominującym ośrodkiem miejskim jest Trójmiasto położone nad Zatoką Gdańską we wschodniej części regionu. Aglomeracja ta liczy 900 tys. mieszkańców i obejmuje Gdynię, Sopot i Gdańsk. Przedłużeniem aglomeracji trójmiejskiej w kierunku zachodnim są ośrodki miejskie położone na obszarze pradoliny Redy–Łeby. Stanowią one jednocześnie oś komunikacyjną regionu. Wzdłuż drogi krajowej i szlaku kolejowego Gdańsk–Szczecin leżą miasta: Rumia, Reda, Wejherowo, Łębork i Słupsk, a w strefie nadmorskiej: Łeba, Władysławowo, Puck i Hel.

Do najważniejszych gałęzi przemysłu rozwiniętych na terenie aglomeracji trójmiejskiej i pozostałych miast należą: przemysł portowo-stoczniowy, chemiczny, rolno-spożywczy, papierniczo-celulozowy, meblarski i drzewny, a także energetyczny. Ważną dziedziną gospodarki jest także turystyka. Unikalne formy geomorfologiczne i specyficzne środowisko ekosystemów łąkowo-wodnych występujące w otoczeniu jeziora Łebsko zostały objęte ochroną prawną Słowińskiego Parku Narodowego.

Klimat i warunki hydrologiczne

Klimat regionu wschodniopomorskiego ma charakter przejściowy pomiędzy morskim a kontynentalnym. W północnej części obszaru jest on zbliżony do klimatu morskiego, co wynika z bezpośredniego wpływu Morza Bałtyckiego. Wybrzeże charakteryzują najdłuższe w kraju okresy bez przymrozków, łagodne zimy i chłodniejsze lata w porównaniu z pozostałą częścią regionu. Średnie temperatury stycznia oscylują wokół -1°C , a w lipcu nie przekraczają 17°C . W pasie nadmorskim występuje zjawisko bryzy morskiej i lądowej, a roczne sumy opadów atmosferycznych nie przekraczają tu 600 mm. W kierunku południowym klimat stopniowo zaostrza się; zaznacza się tu wpływ klimatu kontynentalnego, który obejmuje pas wzniesień czołowomerenowych w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego. Temperatury w styczniu występują tam w przedziale od -2 do -3°C . Klimat ten wy-

Tabela 9.6

Wybrane parametry klimatyczne i hydrologiczne regionu wschodniopomorskiego
(wg J. Stachy red., 1987; M. Nather i in., 1998; H. Lorenc red., 2005)

	Pojezierze Kaszubskie	Wysoczyzny Żarnowiecka i Damnicka	Pradoliny Redy–Łeby i Kaszubska	Niziny nadmorskie
Opady [mm/rok]	650–750	600–800	600–750	520–600
Temperatura stycznia [°C]	(–3)–(–2)	(–2)–(–1)	(–2)–0	(–1)–0
Temperatura lipca [°C]	16,0–16,5	16,5–17,0	16,5	17
Parowanie terenowe [mm/rok]	480–500	450–480	480	450–480
Odpływ jednostkowy [dm ³ /s·km ²]	6–10	3–8	10–15	6–10
Odpływ gruntowy [%]	60–70	40–75	70–80	50–75

różnia się również dość znacznymi wahaniami temperatury, stosunkowo małym zachmurzeniem oraz większym nasłonecznieniem. Roczne sumy opadów atmosferycznych przekraczają znacznie 650 mm, a miejscami sięgają nawet 800 mm (tab. 9.6). Parowanie terenowe na ogół wynosi 500–550 mm. Tylko w rejonie Trójmiasta i na obszarze Słowińskiego Parku Narodowego sięga 600 mm.

Centralna część Pojezierza Kaszubskiego jest obszarem źródłiskowym największych rzek płynących w rejonie: Słupi, Łupawy, Łeby i Raduni. Wykształcenie systemu hydrograficznego, charakter przepływów oraz reżim hydrologiczny tych rzek w znacznej mierze determinują szczególne cechy omawianego regionu: wysokie opady atmosferyczne, znaczne zróżnicowanie powierzchni terenu, duże różnice wysokości względnych oraz liczne głęboko wcięte doliny i pradoliny. Na powierzchni terenu i w profilu pionowym dominują utwory przepuszczalne i półprzepuszczalne. Istotne jest również bliskie sąsiedztwo brzegu morskiego stanowiącego bazę drenażu. Efektem współdziałania wymienionych czynników jest gęsta sieć hydrograficzna. Rzeki są krótkie, ich długość na ogół nie przekracza 120 km. Cechują je znaczne spadki (miejscami >7‰) oraz wysokie odpływy jednostkowe. W centralnych partiach Pojezierza Kaszubskiego odpływ jednostkowy przekracza 10 dm³/s·km², a w rejonie pradoliny Redy–Łeby nawet 15 dm³/s·km², natomiast w północnej i wschodniej części regionu wynosi 2–6 dm³/s·km².

Udział wód podziemnych w zasilaniu rzek w zlewni Słupi, Łupawy, Łeby i Redy przekracza 75% odpływu całkowitego (M. Nather i in., 1998).

Ważne znaczenie hydrologiczne mają również liczne głębokie jeziora rynnowe i rynnowo-wytopiskowe. Znacząco wpływają one na retencję systemu hydrograficznego i wyrównują przepływy rzek przymorza.

Budowa geologiczna

Region wschodniopomorski leży w zasięgu dwóch jednostek strukturalnych: wyniesienia Łeby i syneklizy perybałtyckiej (W. Pożaryski, 1974). Na krystalicznym podłożu, stwierdzonym na głębokości 3200–3500 m, leży kompleks osadów paleozoiczno-mezozoicznych o miąższości ok. 3000 m. Bezpośrednim podłożem kenozoicznego piętra strukturalnego na całym obszarze regionu są utwory górnej kredy, których stropowa, najczęściej wyrównana powierzchnia, występuje na rzędnych od –120 do –100 m n.p.m., a tylko lokalnie podnosi się do –80 m n.p.m. (w północnej części regionu) lub obniża do –160 m n.p.m. (w rejonie rynny Jeziora Żarnowieckiego lub Helu).

W kenozoicznym piętrze strukturalnym, o miąższości do 400 m, rozpoznano osady prawie wszystkich ogniw stratygraficznych paleogenu i neogenu. Występują tu naprzemian morskie i lądowe osady piaszczyste, mułki i iły, a w miocenie dodatkowo z wklądkami węgla brunatnego.

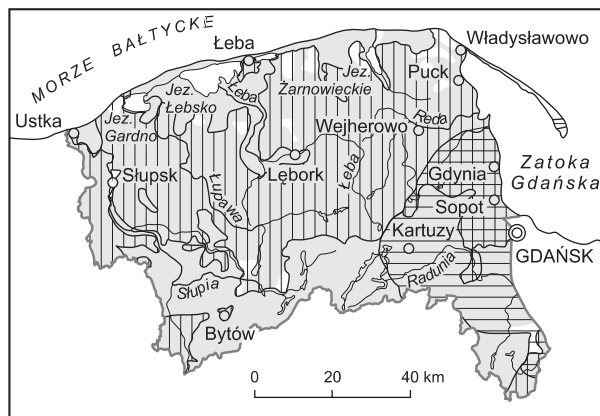
Powierzchnia stropu utworów neogeńskich jest bardzo urozmaicona w wyniku erozji preglacjalnej i egzaracji lodowcowej. Najwyżej wzniesione partie znajdują się na obszarze Pojezierza Kaszubskiego (120 m n.p.m.), zaś najniższe na ok. 140 m p.p.m. w obniżeniach i rynnach egzaracyjnych. Na tej silnie zerodowanej powierzchni leżą osady plejstocenu reprezentowane przez kompleks lodowcowo-wodnolodowcowo-zastoiskowy (piaski, żwiry, gliny, mułki, iły, głazy narzutowe), a także lokalnie przez osady holocenijskie: jeziorne, rzeczne, morskie i eoliczne (piaski, namuły, torfy, kreda jeziorna) (M. Pruszkowska, 2004).

Charakterystyka hydrogeologiczna

Region wschodniopomorski charakteryzuje się piętrością oraz dużą zmiennością występowania, krążenia i składu chemicznego wód podziemnych. Wpływa na to zmienna litologia i miąższość osadów oraz duże urozmaicenie rzeźby terenu i sąsiedztwo brzegu morskiego (M. Pruszkowska, 2004; M. Lidzbarski i in., 2005). Zwykle wody podziemne występują w utworach paleogenu, neogenu oraz plejstocenu, który lokalnie łączy się także z holoce-nem. We wschodniej części regionu wody słodkie występują również w utworach kredy (fig. 9.8).

W utworach **plejstocenijskich** na obszarze Pojezierza Kaszubskiego oraz w strefie wysoczyzn nadmorskich (wysoczyzny Żarnowiecka i Damnicka) można wydzielić trzy poziomy wodonośne: górny, środkowy i dolny (fig. 9.9).

Poziom górny jest zbudowany z piasków i żwirów zlodowacenia wisły oraz lokalnie piasków holocenijskich. Występują tu dwie nieciągłe warstwy wodonośne o miąższości 10–40 m. Współczynnik filtracji wynosi 0,036–8,3 m/h, a przewodnictwo wodne 0,6–11,2 m²/h. Poziom środkowy tworzą piaski i żwiry występujące w utworach zlodowaceń środkowopolskich. Są tu dwie warstwy wodonośne o ciągłym rozprzestrzenieniu i miąższości od kilku do 30 m, a strop występuje na rzędnych 40–80 m n.p.m. Współczynnik filtracji zmienia się od 0,01 do 6,3 m/h, a przewodnictwo wodne od 0,2 do 3,5 m²/h. Poziom dolny związany jest z piaszczysto-żwirowymi osadami zlodowaceń południowopolskich, a jego występowanie jest ograniczone do głęboko wciętych w podłoże dolin kopalnych. Są tu jedna lub dwie warstwy



Zasięg występowania użytecznych poziomów wodonośnych w utworach:

- czwartorzędowych
- neogenu i paleogenu
- kredy
- granica regionu

Fig. 9.8. Występowanie użytecznych poziomów wodonośnych w regionie wschodniopomorskim (Z. Kordalski, 2005; opracowano na podstawie Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000)

wodonośne o przeciętnej miąższości ok. 20 m, a ich strop leży na rzędnych –20–40 m n.p.m. Współczynnik filtracji wynosi 0,1–0,7 m/h, a przewodnictwo wodne zmienia się od 0,5 do 7,1 m²/h (M. Pruszkowska, 2004).

W pradolinie Redy–Łeby górny i środkowy poziom wodonośny łączą się i leżą niezgodnie w stosunku do przyległych wysoczyzn, a w strefie krawędzowej bezpośrednio kontaktują się z poziomami wodonośnymi wysoczyzn. Oba poziomy nadbudowane są wodnolodowcowymi utworami serii pradolinnej, stanowiąc jeden kompleks wodonośny o znacznej miąższości, dochodzącej nawet do 90 m. Cechują go wysokie wartości parametrów hydrogeologicznych: współczynnik filtracji 0,83–4,20 m/h, wodoprzewodność 20,8–125,0 m²/h, a wydajność eksploatacyjna przekracza najczęściej 90 m³/h. Zwierciadło wód jest swobodne lub lekko napięte przez przypowierzchniowe utwory organiczne i występuje na głębokości 0,5–10 m, tj. na rzędnych 1–50 m n.p.m.

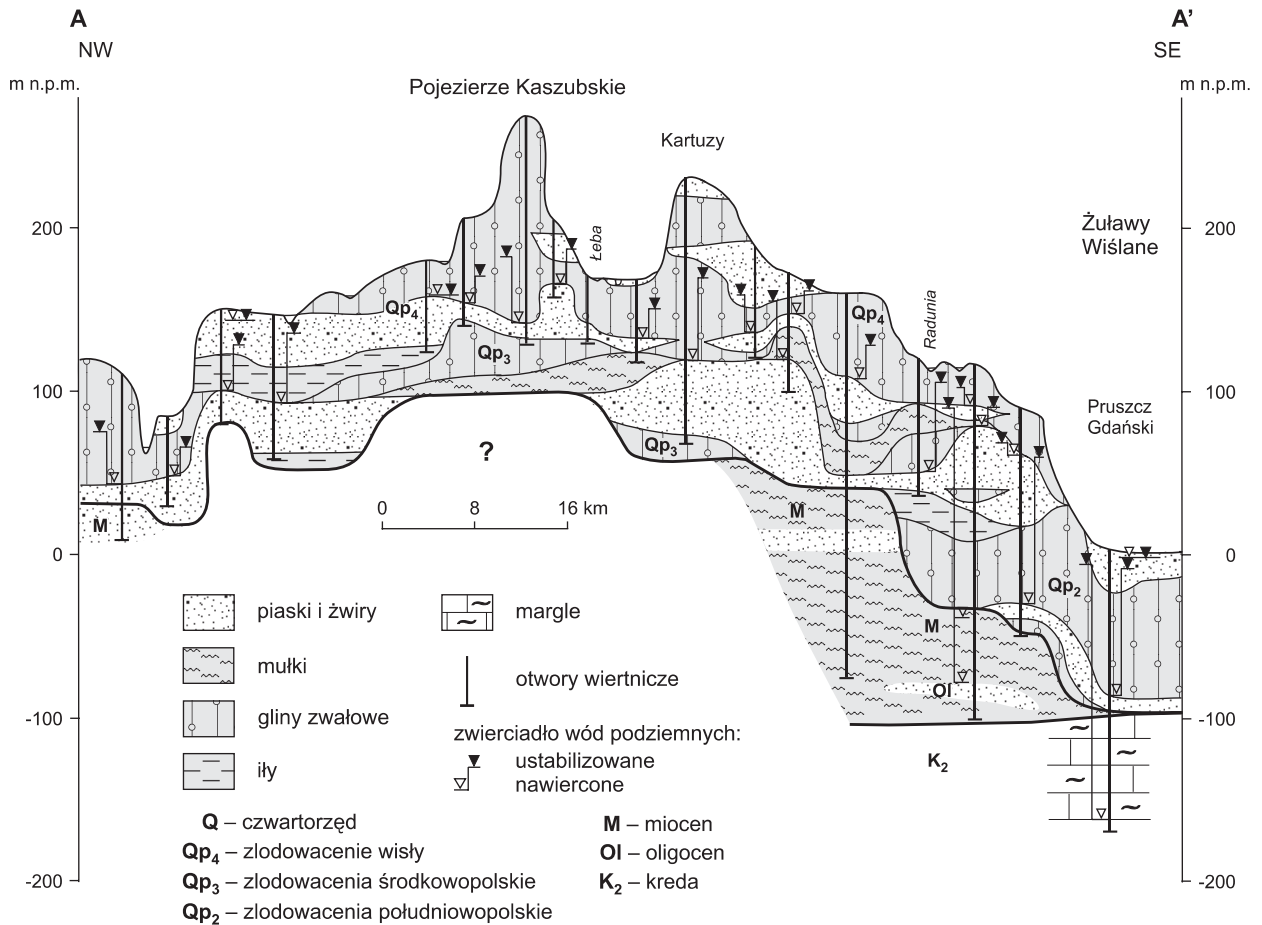


Fig. 9.9. Przekrój hydrogeologiczny A-A'; lokalizacja na fig. 9.7

Na nizinach nadmorskich występuje górny poziom wodonośny, który łączy się często z wodonośnymi piaskami holocenu, tworząc wspólny poziom plejstoceno-holoceni. Swobodne zwierciadło wody układu się na rzędnej ok. 2 m n.p.m. Często jednak wody poziomu holoceni są oddzielone od wodonośnych utworów plejstoceni warstwą namulów i torfów, a głębokość ich występowania nie przekracza 1 m.

W rejonie Łeby w przedziale głębokości 50–100 m występuje dolny poziom wodonośny. Cechuje go znaczna miąższość warstwy wodonośnej, 20–50 m. Również przewodność i wydajność potencjalna są bardzo wysokie i sięgają odpowiednio 40 m²/d i 70 m³/h.

W utworach **neogenu** występują dwa poziomy wodonośne związane z miocenijskimi piaskami drobnymi o miąższości do 40 m i o podobnych parametrach filtracyjnych: współczynnik filtracji 0,008–2,02 m/h, przewodnictwo wodne 0,1–16 m²/h. Poziom dolny występuje na głębokości 0–75 m p.p.m., zaś górny został stwierdzony tylko w elewacjach podłoża plejstocenijskiego, na rzędnych 60–100 m n.p.m. Wodonośne osady neogenu występują powszechnie w południowej i w centralnej części regionu, z wyjątkiem głębokich struktur erozyjnych i egzarycyjnych. Na Wysoczyźnie Żarnowieckiej i w północnej części Wysoczyzny Głównicyńskiej poziom miocenijski występuje wypow. W południowej części obszaru zo-

stał rozpoznany tylko lokalnie. W niektórych miejscach dolne piaski miocenu leżą bezpośrednio pod piaszczystymi osadami czwartorzędu, stanowiąc wspólny czwartorzędowo-mioceni poziom wodonośny. Również głęboko wcięte rynny czwartorzędowe, rozcinające wodonośne utwory miocenu, ułatwiają kontakt hydrauliczny między tymi poziomami wodonośnymi (M. Lidzbarski, Z. Kordalski, 2003). Na wysoczyznach stwierdzono, że lokalnie górnomioceni poziom wodonośny łączy się ze środkowym i dolnym poziomem plejstoceńskim, zaś poziom dolnomioceni łączy się lub pozostaje w kontakcie hydraulicznym z poziomem oligoceńskim. Tworzą się w ten sposób wspólne, zasobne poziomy wodonośne, z których uzyskuje się wydajności od 50 do 110 m³/h (M. Pruszkowska 2004).

W utworach **paleogenu** występuje jeden poziom wodonośny zbudowany z drobnoziarnistych piasków glaukonitowych oligocenu. Występuje on w centralnej i północnej części regionu, z wyjątkiem głębokich struktur w podłożu czwartorzędu, gdzie osady oligocenu zostały całkowicie zniszczone. Najczęściej zalega na rzędnych od –80 m n.p.m. na Pojezierzu Kaszubskim do –40 m n.p.m. w północnej części regionu. Jego miąższość na ogół oscyluje między 10 a 25 m. Współczynnik filtracji wynosi 0,0054–1,6 m/h, a przewodnictwo wodne 1–28,6 m²/h (M. Lidzbarski, Z. Kordalski, 2003; M. Pruszkowska, 2004; M. Pruszkowska, A. Wargin, 2005).

W obrębie **kredowego piętra wodonośnego** wyróżniono dwa poziomy wodonośne. Poziom górny występuje lokalnie tylko w rejonie Gdańska w szczelinach serii węglanowo-krzemionkowej kampanu i mastrychtu o miąższości do ok. 80 m. Jego strop stwierdzono na rzędnych –100–120 m n.p.m. Poziom dolny tworzą glaukonitowe piaski drobnoziarniste santonu i koniaku o miąższości 100–150 m, których strop leży na rzędnych –160–180 m n.p.m. Poziom ten stanowi ważny i zasobny główny zbiornik wód podziemnych GZWP nr 111 – Subniecka gdańska. Współczynnik filtracji wynosi ok. 0,2 m/h, a przewodnictwo wodne dochodzi do 13 m²/h (M. Kreczko, 1996). W spągu tego zbiornika występuje seria mułowcowo-ilasta górnej kredy, która stanowi naturalną granicę strefy aktywnej wymiany wód całego systemu wodonośnego (B. Kozerski, 1977; A. Sadurski, 1989).

Dynamika i system krążenia wód podziemnych

Rozkład ciśnień hydrostatycznych wód podziemnych regionu wschodniopomorskiego charakteryzuje się zróżnicowaniem przestrzennym. Najwyżej układa się zwierciadło wód w utworach plejstoceńskich: 160–180 m n.p.m. na wysoczyznach Pojezierza Pomorskiego oraz 45–70 m n.p.m. na Wysoczyźnie Żarnowieckiej, obniża się do 20–50 m n.p.m. w strefie krawędziowej wysoczyzn i do 2 m n.p.m. na nizinach nadmorskich. Zwierciadło wód z utworów paleogenu i neogenu stabilizuje się na wysokości 120–160 m n.p.m. na Pojezierzu Pomorskim, 40–65 m n.p.m. na Wysoczyźnie Żarnowieckiej, ok. 20 m n.p.m. w strefie krawędziowej wysoczyzn, 5–10 m n.p.m. na nizinach nadmorskich i 0,5–5 m n.p.m. w linii brzegowej morza (M. Pruszkowska, 2004; M. Lidzbarski, Z. Kordalski, 2003). Wody występujące w utworach kredy stabilizują się na wysokości ok. 100–150 m n.p.m. w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego, obniżając się w strefie krawędziowej wysoczyzny do 20–40 m n.p.m., zaś w Pradolinie Kaszubskiej do 4–20 m n.p.m.

Przedstawiony rozkład ciśnień piezometrycznych ujawnia obieg wód w gdańskim systemie wodonośnym (B. Kozerski, 2001). Główne obszary zasilania obejmują znaczne połacie Pojezierza Kaszubskiego i Pojezierza Bytowskiego oraz Wysoczyzny Żarnowieckiej i Wysoczyzny Damnickiej, gdzie infiltracja opadów atmosferycznych do systemu wodonośnego jest największa (fig. 9.10). Wody głębszych poziomów wodonośnych są intensywnie zasilane z poziomów czwartorzędowych, osiągając miejscami 150 mm/rok. Dalsza infiltracja w głąb systemu wodonośnego do oligocenu i kredy jest jednak znacznie ograniczona i najczęściej nie przekracza 50 mm/rok (A. Sadurski, 1989; M. Lidzbarski, Z. Kordalski, 2003). Na obszarach zasilania formowane są główne strumienie przepływu wód we wszystkich poziomach wodonośnych. Zaznaczają się trzy główne strumienie przepływu wód: dwa z nich kierują się na północ i północny zachód ku pradolinie Redy i Łeby oraz dolinie Łupawy i Słupi, trzeci skierowany jest na wschód i zasila wodonośne struktury Tarasu Nadmorskiego i Żuław Gdańskich położone poza granicami omawianego regionu. Główne obszary alimentacji znacznie wykraczają poza granice zlewni to-

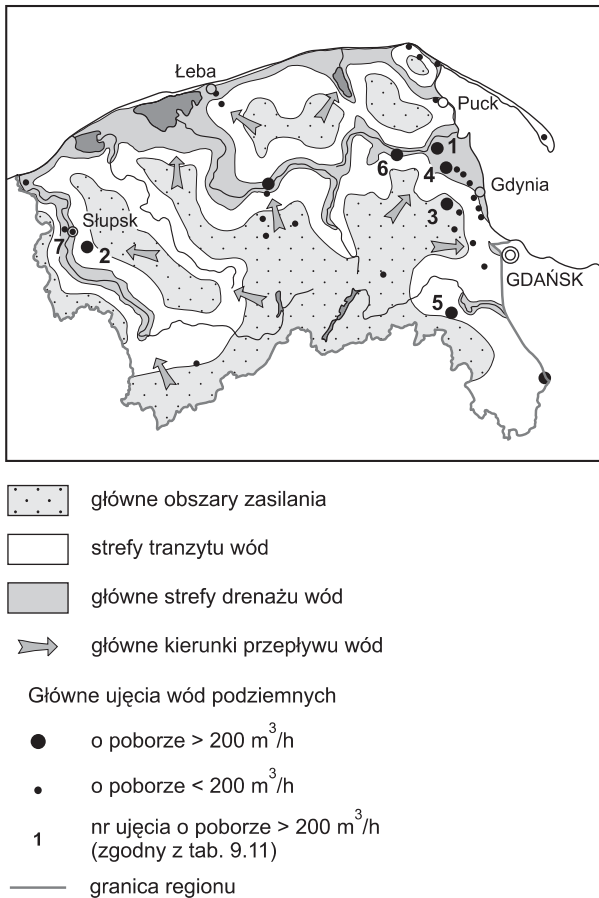


Fig. 9.10. System krążenia wód podziemnych w regionie wschodniopomorskim

pograficznych. Dotyczy to zwłaszcza Pojezierza Kaszubskiego oraz Wysoczyzny Żarnowieckiej i Wysoczyzny Damnickiej.

Strefa tranzytu wód najwyraźniej występuje w strefie krawędzowej Pojezierza Kaszubskiego. Cechują ją znaczne spadki zwierciadła wód podziemnych. Miejscami warunki hydrogeologiczne są bardzo skomplikowane i przepływy poziome zachodzą drogą przesączania przez utwory słabo i półprzepuszczalne.

Jak wynika z badań modelowych, natężenie strumienia lateralnego zasilającego rejon wschodniego odcinka pradoliny Redy–Łeby i Pradoliny Kaszubskiej z obszaru Pojezierza Kaszubskiego sięga 4600 m³/h (M. Lidzbarski, Z. Kordalski, 2003).

Strefy drenażu wód związane są z pradolinami, dolinami większych rzek, strefą nadmorską, obszarem Żuław Wiślanych, Tarasem Nadmorskim (poza granicami regionu) oraz wodami Bałtyku. Dominują tu przepływy pionowe skierowane ku powierzchni. Intensywność przepływu wód jest największa w miejscach bezpośrednich kontaktów hydraulicznych, głębszych poziomów wodonośnych z wodami czwartorzędowymi. W niektórych rejonach pradoliny Redy–Łeby przekracza ona wartość efektywnej infiltracji opadów atmosferycznych. Miejscami naturalny kierunek drenażu wód jest odwrócony na skutek zmienionych warunków hydrodynamicznych, wywołanych wieloletnią eksploatacją wód podziemnych. Dotyczy to niektórych ujęć komunalnych w Słupsku, w rejonie Łeby oraz w Pradolinie Kaszubskiej.

Wody podziemne nizin nadmorskich i mierzei pozostają w bezpośrednim kontakcie z wodami morskimi. Kontakt ten ma miejsce wzdłuż linii brzegowej i tworzy strefę o szerokości od kilkudziesięciu do 300 m (A. Sadurski, A. Krawiec, 1998). W obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego oraz związanego z nim poziomu mioceńskiego zachodzi przepływ lokalny (fig. 9.11). Wiek tych wód na ogół wynosi od kilku do kilkudziesięciu lat, chociaż lokalnie może sięgać kilkuset lat. Wody lokalnego obiegu zasilane są przez infiltrację bezpośrednią oraz wodami płytkich poziomów wodonośnych. Miejscami są one wspomagane infiltrującymi wodami z rzek i jezior Pojezierza Kaszubskiego. Bazę drenażu tych wód stanowi system wód powierzchniowych. Przepływ pośredni związany jest z wodonośnymi utworami paleogenu i głębokich struktur czwartorzędowych. Wody te zasilane są pośrednio przez czwartorzędowe piętro wodonośne, głównie na obszarze Pojezierza Kaszubskiego oraz częściowo w rejonie Wysoczyzny Żarnowieckiej i Wysoczyzny Damnickiej. Drenowane są przez wody płytszych poziomów wodonośnych na obszarze pradolin, obniżek nadmorskich i dolnych odcinków rzek przymorza. Wiek wód poziomu oligoceńskiego sięga kilku tysięcy lat. Najgłębszy jest przepływ regionalny obejmujący wody kredowego piętra wodonośnego (subniecki gdańskiej) o najdłuższej drodze krążenia. Zasilanie ma miejsce przede wszystkim na obszarze Pojezierza Kaszubskiego i częściowo Pojezierza Starogardzkiego. W strefie przykrawędzowej Żuław i na Tarasie Nadmor-

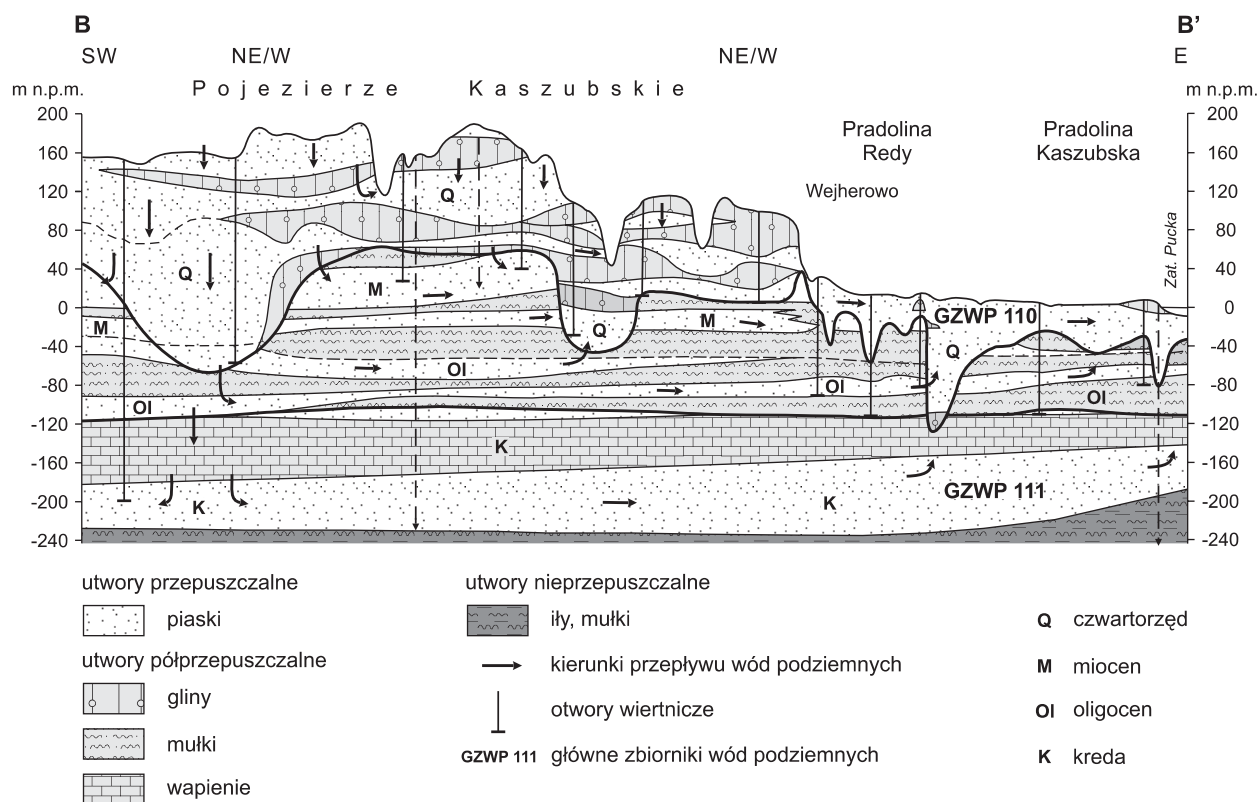


Fig. 9.11. Przekrój hydrogeologiczny B-B'; lokalizacja na fig. 9.7

skim następuje drenaż poprzez płytsze poziomy wodonośne. Ostateczna baza drenażu znajduje się na obszarze Zatoki Gdańskiej. Wiek tych wód przekracza kilka tysięcy lat, a w rejonie Gdańska sięga kilkunastu tysięcy lat (A. Sadurski, 1989).

Chemizm i jakość wód podziemnych

Właściwości fizyczno-chemiczne wód podziemnych występujących w utworach **kredowych** gdańskiego basenu artezyjskiego są zbliżone. Wody są głównie typu $\text{HCO}_3\text{-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ lub stanowią ich mieszaninę. Mineralizacja wynosi $150\text{--}500\text{ mg/dm}^3$, twardość ogólna $0,1\text{--}2\text{ mval/dm}^3$, zasadowość ogólna $5\text{--}6\text{ mval/dm}^3$, barwa $5\text{--}10\text{ mg Pt/dm}^3$, a pH $7,0\text{--}8,9$. W serii piaszczystej średnia wartość pH wynosi ok. $7,5$, natomiast wody szczytlinowe są słabo alkaliczne i dominuje w nich pH ok. $8,0$.

Stężenie jonów chlorkowych wynosi najczęściej poniżej 20 mg/dm^3 , siarczanów przeważnie do 30 mg/dm^3 , natomiast żelazo i mangan występują zazwyczaj w ilościach śladowych. Wśród głównych kationów w serii piaszczystej dominują jony wapnia i magnezu, zaś w serii węglanowej – jony sodu i potasu. Azotany i azotyny występują w ilościach śladowych, lecz stężenia amoniaku lokalnie przekraczają dopuszczalne zawartości dla wód pitnych. Charakterystyczną cechą tych wód jest lokalne występowanie zwiększonej ilości jonu fluorkowego (do $5,48\text{ mg/dm}^3$ w rejonie Tczewa). Drugą ważną cechą charakteryzującą kredowe piętro wodonośne jest obecność siarkowodoru i jego form jonowych HS^- i S^{2-} , objawiająca się przykrym smakiem i zapachem ($0,006\text{--}0,04\text{ mg/dm}^3$) (K. Olańczuk-Neyman i in., 1998).

Skład chemiczny i jakość wód podziemnych poziomów **oligocennego i miocennego** są bardzo podob-

Tabela 9.7

Zakres tła hydrogeochemicznego kenozoicznych poziomów wodonosnych
(opracowano na podstawie Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000)

Parametr	Obszary zasilania			Obszary drenażu			
	Pojezierze Kaszubskie	Wysoczyzny Żarnowiecka i Damnicka		pradoliny Redy-Łeby i Kaszubska		niziny nadmorskie	
	poziomy wodonosne						
	Q+M	Q+M	Ol	Q	Ol	Q	Q+Ol
pH	7,2–7,8	7,5–8	7,3–7,9	7,1–7,8	7,1–7,6	7–8	7,4–8
Barwa [mgPt/dm ³]	5–10	1–10	1–10	6–26	2–12	10–60	4–20
Zasadowość ogólna [mval/dm ³]	3–5	2–6	2,8–3,4	3,5–5,0	3,7–4,0	2–6	2–4
Twardość ogólna	3–5	1–6	3–6	3,1–7,6	2–10	1–8	2–4
Sucha pozost.	140–380	130–560	200–400	250–490	230–310	200–400	200–310
Chlorki	2–24	5–30	6–18	15–48	8–20	20–150	11–20
Azot azotanowy	0,05–1,4	<3,5	<0,05	0,1–2,5	0,2–0,4	<0,02	0,01–0,5
Azot amonowy [mg/dm ³]	<0,4	<0,3	<0,1	0,02–0,15	0,1–0,4	0,1–2	0,05–0,4
Żelazo	0,05–2	0,01–0,9	0,01–1	0,4–2,4	0,3–0,8	0,3–4	0,01–0,6
Mangan	0,02–0,2	<0,1	<0,2	0,06–0,24	0,08–0,2	0,05–0,6	0,03–0,15
Siarczany	5–65	20–100	20–60	20–100	10–30	5–20	20–40

Poziomy wodonosne: Q – czwartorzędowy, M – mioceński, Ol – oligoceński

ne. Są to wody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, o niskiej mineralizacji ogólnej do 400 mg/dm^3 , twardości ogólnej w granicach $2,8\text{--}5,5 \text{ mval/dm}^3$, zasadowości ogólnej $2,3\text{--}6,2 \text{ mval/dm}^3$ i pH $6,9\text{--}8,2$. Wody te charakteryzują się barwą w przedziale $10\text{--}15 \text{ mg Pt/dm}^3$. Tylko w poziomie mioceńskim lokalnie barwa jest podwyższona do 25 mg Pt/dm^3 , co jest związane z obecnością związków organicznych pochodzących z węgla brunatnego. Stężenie jonów żelaza i manganu najczęściej wynosi $0,4\text{--}2,0 \text{ mg Fe/dm}^3$ i $0,1\text{--}0,15 \text{ mg Mn/dm}^3$. Związki azotu spotykane są w ilościach śladowych, z wyjątkiem formy amonowej, lokalnie nawet do $5 \text{ mg NH}_4/\text{dm}^3$ (np. w Łebie). Stężenie siarczanów nie przekracza 60 mg/dm^3 , niewielkie jest również stężenie chlorków, do 30 mg/dm^3 . Tylko w strefie nadmorskiej występują wody powierzchniowe o podwyższonej zawartości chlorków: jezioro Gardno do 1012 mg/dm^3 , jezioro Łebsko do 3160 mg/dm^3 , Jezioro Żarnowieckie 781 mg/dm^3 .

W ujęciu regionalnym chemizm wód podziemnych występujących w utworach **plejstoceniowych** jest zbliżony (tab. 9.7). Są to wody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, a jedynie lokalnie $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ lub $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$ oraz $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca}$. Mineralizacja ogólna zazwyczaj nie przekracza 600 mg/dm^3 , tylko w górnym poziomie wzrasta do 900 mg/dm^3 . Są to wody średnio twarde ($3\text{--}6 \text{ mval/dm}^3$), o odczynie $6,8\text{--}8,2$. Stężenia siarczanów na ogół wahają się w przedziale od kilku do ok. 50 mg/dm^3 , a chlorków nie przekraczają 30 mg/dm^3 . Podobnie jak w głębszych poziomach wodonosnych stężenia chlorków są wysokie tylko lokalnie, zwłaszcza w strefie nadmorskiej (w rejonie Słupska, Łeby i Władysławowa do 3050 mg/dm^3).

Zasolenie występujące w strefie brzegowej (zarówno w poziomach paleogenu, neogenu, jak i plejstocenu) może mieć trojkie pochodzenie: ascenzja wód z głębszego podłoża (Żarnowiec, Ustka, Łeba), „młodoreliktowe”

związane z ewolucją linii brzegowej Bałtyku (np. rejon Łeba), a także ingresja wód morskich (Władysławowo, Łeba) (B. Kozerski, M. Pruszkowska, 1996).

Charakterystyczną cechą wód podziemnych występujących w plejstocenijskich strukturach wodonośnych pradolin, obniżen nadmorskich i dolin rzecznych są wysokie zawartości manganu (do $0,6 \text{ mg/dm}^3$) i żelaza (do 10 mg/dm^3). Związki azotu występują na ogół w niewielkich ilościach, nie przekraczających wartości dopuszczalnych dla wód do picia. Podwyższone zawartości wskaźników antropopresji (mineralizacja, chlorki, siarczany, związki azotu czy metale ciężkie) występują tylko miejscami i wiążą się z lokalnymi ogniskami zanieczyszczeń bytowych i rolniczych oraz przemysłowych.

Na Mierzei Helskiej wody górniego poziomu plejstocenijskiego, łączącego się z wodami z utworów holocenu, kontaktują się z wodami w utworach kredy. Są to wody typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ o mineralizacji $170\text{--}400 \text{ mg/dm}^3$ i twardości $2,5\text{--}6,7 \text{ mval/dm}^3$. Występują również wody miękkie typu $\text{HCO}_3\text{-Na}$ i średnio twarde typu Cl-Na . Zawartość chlorków jest zmienna, maksymalnie do 1300 mg/dm^3 . W holoceńskim poziomie wodonośnym stwierdzano natomiast stopniowy wzrost stężenia chlorków. W studniach oddalonych o 500 m od brzegu po trzyletniej eksploatacji zasolenie wzrosło z 20 do prawie 200 mg Cl/dm^3 , a w rejonie niektórych ujęć do 800 mg Cl/dm^3 . Te okresowe wahania oraz wzrost stężenia chlorków związane są ze zmienną eksploatacją i migracją zasolonych wód z podłoża oraz intruzją wód z Zatoki Puckiej i Zatoki Gdańskiej (E. Frączek, 1998).

Na nizinach nadmorskich wody w utworach plejstocenu łączą się z wodami holoceńskimi, a ze względu na bezpośrednie sąsiedztwo torfowisk wzbogacone są naturalnie w substancję organiczną (J. Borawska, A. Sadurski, 1988). Zawierają wysokie ilości żelaza, dochodzące do 20 mg/dm^3 , manganu do $0,9 \text{ mg/dm}^3$ oraz mają naturalną brunatną barwę, nawet do 250 mg Pt/dm^3 , mętność do $80 \text{ mg SiO}_2/\text{dm}^3$, twardość do 21 mval/dm^3 . Mogą tu lokalnie występować w podwyższonych ilościach chlorki, siarczany, związki azotu i mineralizacja, co związane jest z lokalnymi zanieczyszczeniami rolniczymi i bytowymi. Zasolenie wód może sięgać $90\text{--}150 \text{ mg Cl/dm}^3$, co najprawdopodobniej związane jest z ewolucją linii brzego-

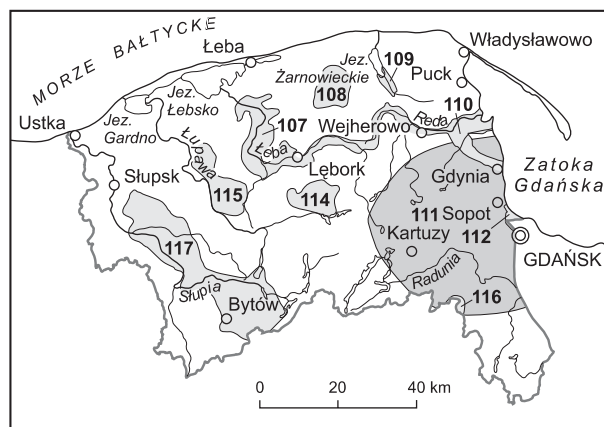
wej Bałtyku i niskim w tym rejonie odpływem wód. Może się także wiązać z tzw. bryzą odmorską (B. Kozerski, M. Pruszkowska, 1996).

Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP)

Na obszarze regionu wschodniopomorskiego wyodrębniono 9 głównych zbiorników wód podziemnych o numerach: 107, 108, 109, 110, 111, 114, 115, 116 i 117 (fig. 9.12, tab. 9.8). Granice zbiorników oraz zasięg strefy ochronnej zostały szczegółowo rozpoznane i udokumentowane w latach 1996–2004.

Pod względem zasobności i wysokich wartości parametrów hydrogeologicznych wyróżniają się zbiorniki związane z osadami pradolin i struktur rynnowych: GZWP nr 107, 109 i 110.

Jednym z najważniejszych zbiorników w regionie gdańskim jest GZWP nr 110. Cechują go wyjątkowo wysokie zasoby wód podziemnych i istotna rola w zaopatrzeniu zespołu miejskiego Gdyni, Rumi, Redy i Wejherowa. Zbiornik zlokalizowany jest w północnej części regionu



Główne zbiorniki wód podziemnych w utworach:

- plejstocenu
- kredy
- granica regionu

Fig. 9.12. Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) wydzielone w regionie wschodniopomorskim (A.S. Kleczkowski red., 1990; Z. Kordalski, 2005)

Tabela 9.8

**Charakterystyka hydrogeologiczna głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wydzielonych
w regionie wschodniopomorskim (M. Lidzbarski, 2001)**

Nr i nazwa GZWP	Powierzchnia zbiornika [km ²]	Typ zbiornika; poziom wodonośny	Izolacja	Szacunkowe zasoby dyspozycyjne [m ³ /h]	Moduł zasobów dyspozycyjnych [m ³ /h·km ²]
107 – Pradolina rzeki Łeby	212	Q _p	brak	6700	31,6
108 – Salino	80	Q _m	częściowa	704	8,8
109 – Żarnowiec	15	Q _k	brak i częściowa	917	61,1
110 – Pradolina Kaszubska	147	Q _p	brak	6000	40,8
111 – Subniecka gdańska	1600 (w granicach regionu)	K	całkowita	3700	2,3
114 – Maszewo	82	Q _m	częściowa	1250	15,2
115 – Łupawa	120	Q _m	częściowa	1208	10,1
116 – Gołębiewo	183	Q _m	częściowa	1040	5,7
117 – Bytów	510	Q _d , Q _m	brak i częściowa	5833	11,4

Typ zbiornika: Q_p – pradolinny, Q_m – międzymorenowy, Q_k – doliny kopalnej, Q_d – dolinny, K – kredowy

Wielkość zasobów dyspozycyjnych została oszacowana na podstawie dokumentacji hydrogeologicznych lub Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000

i obejmuje wschodni odcinek pradoliny Redy–Łeby i Pradolinę Kaszubską. Warstwę wodonośną w obrębie zbiornika stanowią piaszczysto-żwirowe utwory wodolodowcowe (poziom pradolinny). Miąższość poziomu wodonośnego wynosi 20–35 m, z wyjątkiem rynien występujących w spągu pradolin, gdzie sięga nawet 100 m. W tych przegłębieniach poziom pradolinny kontaktuje się z wodami głębszych poziomów wodonośnych miocenu i oligocenu. Zwierciadło wody o charakterze swobodnym występuje płytko i jest nachylone w kierunku rzeki Redy, Zatoki Puckiej i basenów portowych Gdyni. Współczynnik filtracji najczęściej zawiera się w przedziale od 0,5 do 3,0 m/h, przewodność od 20 do 500 m²/h, a wydajność potencjalna studni na ogół przekracza 100 m³/h.

Zasoby wodne zbiornika kształtują dopływy boczne, efektywna infiltracja wód opadowych, ascenzja z głębszych poziomów wodonośnych oraz infiltracja wód powierzchniowych. Po stronie rozchodów dominuje drenaż rzek, odpływy boczne, w tym do Zatoki Gdańskiej, prze-

sączenie do głębszych poziomów wodonośnych oraz eksploatacja. Całkowita ilość wód podziemnych biorąca udział w zasilaniu GZWP nr 110 sięga 14 tys. m³/h. Na znaczne zasoby wodne zbiornika wskazują również wyjątkowo wysokie odpływy jednostkowe, od 6 do 20 l/s·km². Są one głównie kształtowane przez zasilanie podziemne – od 73 do 94%. Współczynnik ten należy do najwyższych w Polsce (A. Frydrych i in., 1984).

Główne kierunki dopływów bocznych do GZWP nr 110 ilustruje figura 9.13. Ponad połowa wód zasilających lateralnie zbiornik dopływa z Pojezierza Kaszubskiego. Potwierdza to wyjątkowe znaczenie tego obszaru w kształtowaniu zasobów wodnych pradoliny Redy i Pradoliny Kaszubskiej. Największe natężenie strumieni zasilających (wyrażone za pomocą przepływu jednostkowego) obejmuje spagową część zbiornika. Wynika z bardzo dobrych warunków filtracyjnych, znacznej miąższości tej części poziomu pradolinnego i ułatwionych kontaktów hydraulicznych z otoczeniem. Wartość przepływu jednostkowe-

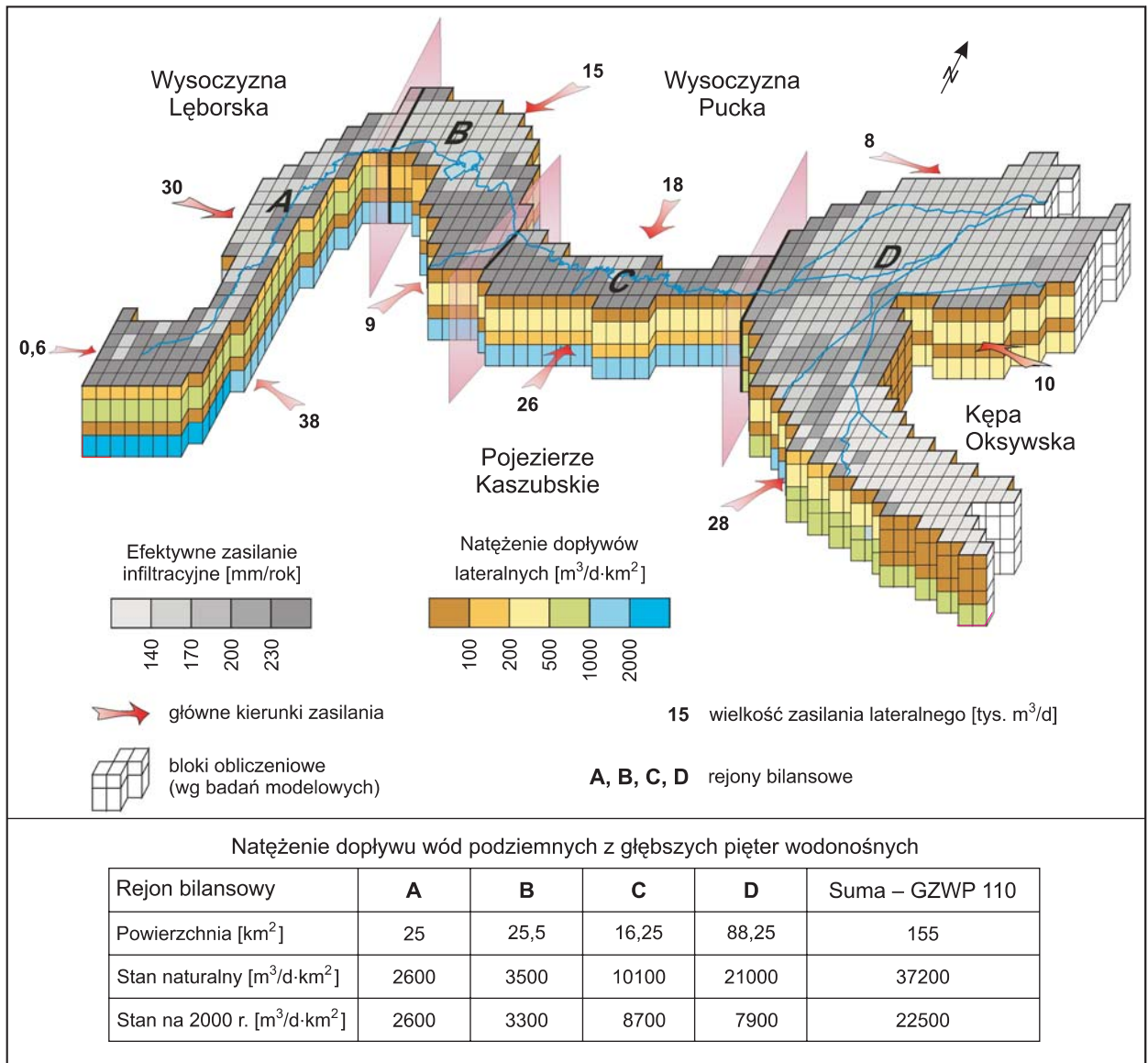
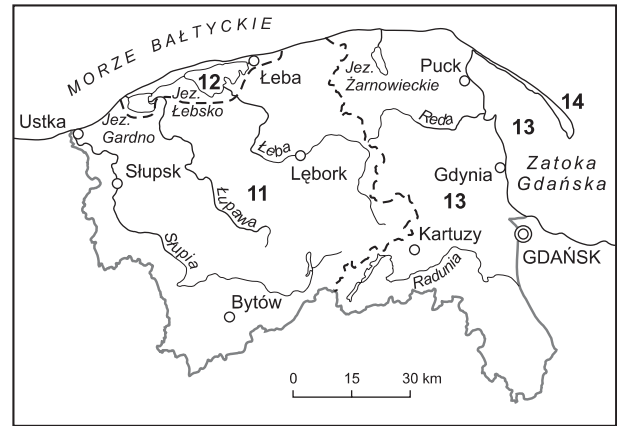


Fig. 9.13. Kierunki i natężenie strumieni wód podziemnych zasilających GZWP nr 110 (M. Lidzbarski, 2007)

go zmienia się jednak w szerokim zakresie; w zachodniej części zbiornika jest rekordowo wysoka i przekracza 2000 m³/d·km, w pozostałej części pradoliny Redy mieści się w przedziale 500–2000 m³/d·km. Natężenie dopływu lateralnego do płytszej (stropowej) części poziomu pradolinowego jest znacznie mniejsze i na ogół nie przekracza 1000 m³/d·km.

Ważnym czynnikiem kształtującym przepływ wód w obrębie zbiornika jest ascenzja z głębszych pięter wodonośnych. Przed podjęciem eksploatacji wód podziemnych stanowiła ona ok. 12% udziału po stronie składników zasilających. Dane na figurze 9.13, według stanu na 2000 r., ukazują natężenie ascenzji w poszczególnych częściach zbiornika. Wyróżnia się część środkowa, gdzie dopływ

z podłoża przekraczał 10 tys. m³/d. Biorąc pod uwagę niewielką powierzchnię tego rejonu bilansowego, jednostkowe natężenie strumienia zasilającego było wyjątkowo wysokie i wynosiło ok. 600 dm³/d·km². Tak intensywny dopływ wód z podłoża ułatwiały liczne okna hydrogeologiczne, umożliwiające bezpośredni kontakt hydrauliczny poziomu pradolinowego z poziomami mioceniowym i oligoceniowym. Eksploatacja poziomów oligoceniowego i kredowego spowodowała ograniczenie ilości wód przesączających się do zbiornika. Szczególnie widoczne jest to na obszarze Pradoliny Kaszubskiej (rejon D). W efekcie strumień zasilający zmniejszył się tam prawie trzykrotnie.



— granica regionu
 - - - 11 - - - granice i numery JCWPd

Jednolite części wód podziemnych (JCWPd)

W obrębie omawianego regionu wydzielono cztery jednolite części wód podziemnych (JCWPd) o numerach: 11, 12, 13 i 14 (fig. 9.14, tab. 9.9). Największy, JCWPd

Fig. 9.14. Jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wydzielone w regionie wschodniopomorskim

Tabela 9.9

Charakterystyka hydrogeologiczna jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) wydzielonych w regionie wschodniopomorskim

Nr i położenie JCWPd	Pow. [km ²]	Stratygrafia	Rodzaj ośrodka skalnego	Miąższość [m]	Współcz. filtracji [m/d]	Izolacja	Uwagi
11 – zlewnia Słupi, Łupawy i Łeby	4097	Q	porowy	10–20	5–26	2a	kredowe piętro wodonośne występuje we wschodniej części
		Ng/Pg	porowy	10–40	3–20	1a	
12 – Słowiński Park Narodowy	279	Q	porowy	20–40	8–25	3a	
		Ng/Pg	porowy	10–20	3–26	1a	
13 – zlewnia Piaśnicy, Redy, Raduni i Motławy	2818	Q	porowy	20–50	8–25	2a (3a)	
		Ng/Pg	porowy	10–30	5–26	1a	
		K	porowy, szczelinowy	>40	3–8	1a	
14 – Mierzeja Helska	31	Q	porowy	20–40	8–25	3a	
		Q–K	porowy	>40	25–80	1a	

Q – czwartorzęd, Ng – neogen, Pg – paleogen, K – kreda

Izolacja: 1a – korzystna (ciągły nadkład wód podziemnych ze spoiwych warstw o rozległym rozprzestrzenieniu i miąższości >10m); 2a – średnia (ciągły nadkład wód podziemnych ze spoiwych warstw, jednak ze zmienną miąższością); 3a – niekorzystna (nadkład wód podziemnych ze spoiwych warstw o miąższości <10 m)

nr 11, obejmuje zlewnie Słupi, Łupawy i Łeby w zachodniej części regionu. Stan wód podziemnych w tych zlewniach jest dobry; pod względem jakości są one niezagrażone, wystarczające są również rezerwy wód podziemnych.

Z uwagi na specyfikę warunków hydrogeologicznych występujących w północnej części regionu został wyodrębniony JCWPd nr 12. Obejmuje on Słowiński Park Narodowy i jego bezpośrednie otoczenie. Charakterystyczną cechą tego obszaru są ekosystemy gruntowo-wodne występujące w bezpośredniej więzi hydraulicznej z wodami podziemnymi. Warunki hydrodynamiczne wód podziemnych i stany morza decydują o trwałości i nienaruszalności środowiska gruntowo-wodnego obszarów podmokłych i wydm ruchomych. Jakość wód na tym obszarze jest słaba. Decydują o tym czynniki naturalne. Tylko w rejonie Łeby i Rowów obserwuje się ingresje wód słonych wywołane nadmierną eksploatacją wód podziemnych. Rozpoznane zasoby dyspozycyjne nie pokrywają zapotrzebowania. Od 2000 r. sytuacja nieco się poprawiła z uwagi na przeniesienie ujęcia komunalnego Łeby do JCWPd nr 11.

We wschodniej części regionu został wyodrębniony JCWPd nr 13. Obejmuje on m.in. zlewnie Redy, Piaśnicy oraz „wysoczyznową” część zlewni Raduni i Motławy. Pod względem jakości i ilości stan wód podziemnych jest dobry. Niekorzystne zmiany składu chemicznego obserwuje się tylko w płytkich poziomach wodonośnych w rejonie Gdyni i Rumi. Nie obniżają one jednak znacząco dostępu do wód użytkowych poziomów wodonośnych.

JCWPd nr 14 został wydzielony na obszarze Mierzei Helskiej. Z uwagi na niewielką powierzchnię obszaru i bliskie sąsiedztwo morza wody podziemne występują tu w ograniczonym zakresie. Pod względem jakości stan wód jest dobry, natomiast poziom eksploatacji wód podziemnych prawie w całości wyczerpuje ich zasoby. Dalsze pozyskanie wód jest możliwe tylko spoza granic mierzei.

Zagrożenia wód podziemnych

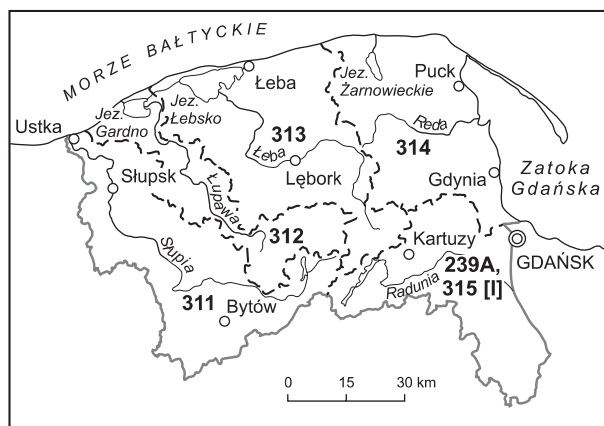
W regionie wschodniopomorskim najbardziej narażone na zanieczyszczenia są wody pozbawione wystarczającej izolacji od powierzchni: poziomów sandrowych

w południowej części regionu, pradolinnych poziomów wodonośnych oraz płytko występujących warstw międzymorenowych. Wody głębszych poziomów międzymorenowych, neogenu, paleogenu i kredy są na ogół całkowicie izolowane od wpływów z powierzchni.

Drugim czynnikiem decydującym o stopniu zagrożenia wód podziemnych są rzeczywiste i potencjalne ogniska zanieczyszczeń. W omawianym regionie zagrożenia o charakterze antropogenicznym występują lokalnie i związane są z obszarami miejsko-przemysłowymi Trójmiasta i innych miast. Zagrożenie stwarza również możliwość ingresji wód morskich w strefie brzegowej Bałtyku i wpływ słonych wód z głębokiego podłoża. Wynikiem naturalnej odporności poziomów wodonośnych oraz występujących ognisk zanieczyszczeń jest stopień zagrożenia. Niski i bardzo niski stopień zagrożenia wód podziemnych obejmuje przeważającą część pojezierzy Kaszubskiego i Starogardzkiego oraz wysoczyzn nadmorskich. W strefie nadmorskiej w obrębie dolin rzecznych i obniżen nadmorskich izolacja głównych poziomów wodonośnych jest częściowa. W związku z tym obszar ten cechuje średni i wysoki stopień zagrożenia. Bardzo wysoki stopień zagrożenia obejmuje pradolinę Redy–Łeby oraz lokalne strefy, gdzie wody podziemne nie są izolowane. W rejonie dużych ujęć komunalnych i przemysłowych położonych w pradolinie Redy–Łeby obserwuje się wyraźne podwyższenie zawartości niektórych składników chemicznych występujących w wodach pradolinnego poziomu wodonośnego, np. żelaza, manganu, siarczanów, barwy. Zjawisko to jest typowe dla struktur dolinnych i pradolinnych i wynika z przemian hydrogeochemicznych wywołanych znaczącą i zmienną eksploatacją wód podziemnych.

Gospodarowanie wodami podziemnymi

Zdecydowana większość obszaru regionu wschodniopomorskiego posiada rozpoznane i udokumentowane zasoby dyspozycyjne wód podziemnych (fig. 9.15, tab. 9.10). Łączna wartość zatwierdzonych zasobów dyspozycyjnych sięga 53 tys. m³/h. Natomiast moduł zasobów dyspozycyjnych zawiera się w granicach 5–15 m³/h·km², co świadczy o wysokiej zasobności wód podziemnych. Najmniej zasobna w wodę jest Mierzeja Helska, ze wzglę-



- granica regionu
 - - - 311 granice i numery
 - - - zlewni bilansowych RZGW

Fig. 9.15. Zlewnie bilansowe RZGW w regionie wschodniopomorskim

du na niewielki system wodonośny, ograniczone zasila-
 nie i zagrożenie ingresją wód morskich. Z kolei w rejonie
 Słowińskiego Parku Narodowego wody podziemne są niskiej
 jakości i objęte prawną ochroną parku narodowego.
 Z uwagi na wymienione uwarunkowania rezerwy zasobów
 dyspozycyjnych w rejonie Słowińskiego Parku Narodowego
 i na Mierzei Helskiej są niewielkie lub ich brak. Na pozostałym
 obszarze regionu zasoby wód podziemnych znacznie przekraczają
 zapotrzebowanie (M. Lidzbarski i in., 2005).

Główne ujęcia wód podziemnych zlokalizowane są w rejonie
 aglomeracji Trójmiasta oraz w sąsiedztwie pozostałych miast
 regionu. Ich lokalizację warunkuje zwiększone zapotrzebowanie
 na wodę dużych zespołów miejsko-przemysłowych oraz brak
 alternatywnych źródeł zaopatrzenia (fig. 9.10, tab. 9.11). Ponad
 80% eksploatowanych wód podziemnych przeznaczonych jest
 na potrzeby komunalne miast i osiedli wiejskich.

Tabela 9.10

Wykaz zasobów dyspozycyjnych i perspektywicznych, region wschodniopomorski

Nazwa zlewni bilansowej lub obszaru zasobowego [nr zlewni bilansowej wg RZGW]	Kategoria zasobów	Powierzchnia obszaru [km ²]	Zasoby [m ³ /h]	Moduł zasobów dyspozycyjnych [m ³ /h·km ²]	Rezerwa zasobów dyspozycyjnych [%]
Zlewnia Słupi [311]	D	1643	15585	9,5	>90
Zlewnia Łupawy [312]	D	925	8780	9,5	>90
Zlewnia Łeby [313] w tym Nizina Gardziensko-Łebska	D	1801 261	9700 93	5,4 0,4	>90 <30
Zlewnia Redy, Zagórskiej Strugi i Piaśnicy [314] (bez strefy krawędziowej Poj. Kaszubskiego)	D	1480	7624	5,1	64
Zlewnia Raduni i Motławy [239A, 315I] (bez strefy krawędziowej Poj. Kaszubskiego)	P	969	7292	7,5	>80
Strefa krawędziowa Poj. Kaszubskiego (w granicach 314, 239A, 315I])	D	272	3965	14,6	60
Mierzeja Helska [314]*	–	31	50	1	0
Łącznie:		7121	52996	7,4	ok. 80

D – zasoby dyspozycyjne, P – zasoby perspektywiczne,

* – na podstawie Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000, ark. Hel

Największe ujęcia wód podziemnych (o średnim poborze powyżej 200 m³/h) w regionie wschodniopomorskim

Nr ujęcia (zgodny z fig. 9.10)	Miejscowość	Użytkownik ujęcia	Nazwa ujęcia	Średni pobór wód [m ³ /h]
1	Gdynia	PWiK Sp. z o.o.	Ujęcie wody Reda II	1015
2	Słupsk	Wodociągi Słupsk Sp. z o.o.	Ujęcie wody Głobino	485
3	Gdynia	PWiK Sp. z o.o.	Ujęcie wody Wiczlino I	332
4	Gdynia	PWiK Sp. z o.o.	Ujęcie wody Rumia Janowo	330
5	Pręgowo	Saur Neptun Gdańsk Spółka Akcyjna	Ujęcie wody miasta Gdańska – Pręgowo	290
6	Gdynia	PWiK Sp. z o.o.	Ujęcie wody Cedron	223
7	Słupsk	Wodociągi Słupsk Sp. z o.o.	Ujęcie wody Westerplatte	200

Od początku lat 90. ubiegłego wieku rejestrowano systematyczny spadek eksploatacji wód podziemnych. W latach 2003–2005 nastąpiła stabilizacja poboru, a w niektórych ujęciach nawet niewielki wzrost. Łączny pobór wód podziemnych na obszarze regionu wschodniopomorskie-

go wynosi ok. 7000 m³/h (wg stanu na 2005 r.). Stanowi to ok. 13% udokumentowanych zasobów dyspozycyjnych i perspektywicznych. W związku z tym region wyróżnia się pod względem zasobności i istniejących rezerw niezagospodarowanych wód podziemnych.

Literatura

- AUGUSTOWSKI B. (red.), 1979 – Pojezierze Kaszubskie. Ossolineum. Warszawa.
- AUGUSTOWSKI B. (red.), 1984 – Pobrzeże Pomorskie. Ossolineum. Warszawa.
- BORAWSKA J., SADURSKI A., 1988 — Warunki hydrogeochemiczne w rejonie Bielawskich Błot. *W: Aktualne problemy hydrogeologii*, t. 4, cz. 1: 33–43. Gdańsk.
- FRĄCZEK E., 1998 – Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Hel. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- FRYDRYCH A., OSTROWSKI J., RENERT K., 1984 – Charakterystyka hydrologiczna zlewni rzeki Redy i Zagórskiej Strugi. NOT. Słupsk.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony, 1:500 000. Wyd. AGH. Kraków.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- KORDALSKI Z., 2005 – System informacji hydrogeologicznej woj. pomorskiego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Oddz. Geologii Morza. Gdańsk.
- KOZERSKI B., 1977 – Hydrogeologiczne problemy badawcze polskiego wybrzeża Bałtyku. *Tech. Gosp. Mor.*, 27, 12: 735–738.
- KOZERSKI B., 2001 – Praktyczne aspekty regionalizacji hydrogeologicznej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 10, cz. 1: 25–31. Wyd. Sudety. Wrocław.
- KOZERSKI B., PRUSZKOWSKA M., 1996 – O pochodzeniu zasolenia wód podziemnych polskiego wybrzeża Bałtyku. *Inż. Mor.*, 1: 46–48.
- KRECKO M., 1996 – Dokumentacja hydrogeologiczna zbiornika wód podziemnych nr 111 – Subniecka Gdańska. Arch. Przeds. Geol. Gdańsk.
- LIDZBARSKI M., 2001 – Główne zbiorniki wód podziemnych na obszarze województwa pomorskiego. Wybrane problemy ochrony środowiska gruntowo-wodnego w wojewódz-

- twie pomorskim. Arch. Państw. Inst. Geol., EKOKONSULT. Gdańsk.
- LIDZBARSKI M., 2007 – Systemy krążenia wód podziemnych w zlewni Redy i Zagórskiej Strugi. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Oddz. Geologii Morza. Gdańsk.
- LIDZBARSKI M. i in., 2005 – Ogólna charakterystyka geologiczna i hydrogeologiczna Regionu Wodnego Dolnej Wisły. Arch. Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej w Gdańsku.
- LIDZBARSKI M., KORDALSKI Z., 2003 – Występowanie i dynamika trzeciorzędowego piętra wodonośnego w regionie gdańskim. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 11, cz. 1: 121–128.
- LORENC H. (red.), 2005 – Atlas klimatu Polski. IMGW. Warszawa.
- NATHER M. i in., 1998 – Charakterystyka ogólna fizjograficzna i klimatyczna oraz warunki przyrodnicze i naturalne woj. gdańskiego. Arch. Hydroprojekt Sp. z o.o. Gdańsk.
- OLAŃCZUK-NEYMAN K., PRUSZKOWSKA M., WARGIN A., 1998 – Chemical and bacteriological quality of ground water of Cretaceous formation in Gdańsk region. *W: Water management and hydraulic engineering*, t. 2: 349–358. Croatia – Dubrownik.
- POŻARYSKI W., 1974 – Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *W: Budowa geologiczna Polski*. T. 4 Tektonika, cz. 1: 24–34. Wyd. Geol. Warszawa.
- PRUSZKOWSKA M., 2004 – Hydrogeochemia wód podziemnych z utworów czwartorzędu Pojezierza Kaszubskiego. Monografie, 51. Wyd. Polit. Gdańskiej. Gdańsk.
- PRUSZKOWSKA M., WARGIN A., 2005 – Bakterie redukujące siarczany w hydrogeochemicznych badaniach wód piętra trzeciorzędowego w regionie gdańskim. *Mat. Konf. Hydrogeochemia 05*: 123–128. Bratysława.
- SADURSKI A., 1989 – Górnokredowy system wód podziemnych Pomorza Wschodniego. *Zesz. Nauk. AGH, 1324, Geol.*, 46.
- SADURSKI A., KRAWIEC A., 1998 – Zagrożenie zasobów wód podziemnych w nadmorskich obszarach zurbanizowanych Bałtyku Południowego. *W: Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych*: 176–184. Wyd. Uniw. Śląskiego. Katowice.
- STACHY J. (red.), 1987 – Atlas hydrologiczny Polski. IMGW. Warszawa.

Część trzecia

Zasoby słodkich wód podziemnych, ich wykorzystanie i zagrożenia



10. Zasoby słodkich wód podziemnych

10.1. Przegląd oceny zasobów regionalnych

Powszechnie wyróżnia się cztery kategorie zasobów wód podziemnych (Słownik..., 2002):

- **statyczne** (wiekowe), określane również jako zretencjonowane, wyznaczające objętość wody wolnej zawartej w porach skalnych;

- **dynamiczne** lub odnawialne, które stanowią stronę przychodową (głównie z infiltracji efektywnej opadów atmosferycznych) bilansu hydrogeologicznego systemów krążenia wód podziemnych;

- **eksploatacyjne**, dotyczące ilości wód możliwych do pobrania z ujęć w określonych warunkach hydrogeologicznych, środowiskowych, technicznych i ekonomicznych;

- **dyspozycyjne**, stanowiące ilość wód podziemnych możliwych do pobrania z użytkowych poziomów wodonośnych w określonych warunkach hydrogeologicznych i środowiskowych, ustaloną w trybie opracowania dokumentacji hydrogeologicznej, uregulowanym przez Prawo geologiczne i górnicze (1994, z późniejszymi zmianami) wraz z rozporządzeniami wykonawczymi; zasoby możliwe do zagospodarowania, ustalone w sposób przybliżony poza trybem dokumentowania hydrogeologicznego, o niższej wiarygodności, określa się jako perspektywiczne.

Trzy z podanych kategorii zasobów: statyczne, dynamiczne i dyspozycyjne, w tym perspektywiczne, mają charakter regionalny (P. Herbich i in., 2003; P. Herbich, 2005).

Jeszcze w latach 70. ubiegłego wieku, przy pierwszej ocenie możliwych do zagospodarowania regionalnych zasobów wód podziemnych Polski, stosowano zamiennie zasoby dyspozycyjne, perspektywiczne i eksploatacyjne. W *Atlasie zasobów zwykłych wód podziemnych w Polsce i ich wykorzystania w skali 1:500 000* (J. Malinowski red., 1976) podjęto pierwszą próbę oceny zasobów wód

podziemnych, powiązaną z regionalizacją hydrogeologiczną (fig. 3. 3), dla zdefiniowanych ilościowo użytkowych poziomów całej hydrosfery podziemnej wód słodkich (zwykłych). Ocena zawarta w atlasie zamykała pierwszy etap rozpoznania regionalnego kraju (lata 1958–1974), prowadzonego przez Instytut Geologiczny, uczelnie (głównie Uniwersytet Warszawski) i przedsiębiorstwa hydrogeologiczne. Większość opracowań regionalnych, zrealizowanych w skalach przeglądowych 1:100 000–1:500 000, zawierało oceny zasobów wód podziemnych, które mimo szacunkowych metod analitycznych były często potwierdzane późniejszymi badaniami modelowymi. Przykładowo, zasoby poziomów paleogeńskiego i neogeńskiego niecki mazowieckiej, oszacowane w ilości 500 tys. m³/d (B. Paczyński i in., 1962), zostały ustalone dla centralnej, najbardziej zasobnej, części niecki metodą modelową w ilości 372,1 tys. m³/d (B. Kazimierski i in., 1998). Uwzględniając różnice powierzchni zbiornika (cały zbiornik ok. 48 tys. km², a część centralna ok. 15 tys. km²) i słabą wodonośność północnej części niecki, zbieżność jest duża.

W przytoczonym atlasie podjęto pierwszą i na razie jedyną próbę oszacowania zasobów zretencjonowanych (statycznych) poziomów użytkowych (tab. 10.1). Największa część tj. 44% jest zretencjonowana w piętrze czwartorzędowym, 23% w piętrze paleogeńsko-neogeńskim zaś 33% w piętrach starszych. Ogólnie zasoby zretencjonowane poziomów użytkowych kraju są dość wysokie, przekraczają bowiem 35-letni średni odpływ podziemny określany na 30,41 km³/rok (B. Paczyński red., 1995).

Zasoby regionalne słodkich (zwykłych) wód podziemnych Polski (tab. 10.1) ustalone zostały w ilości 38 022 tys. m³/d, tj. 13,878 km³/rok, co daje średnią wartość jednost-

Tabela 10.1

Zasoby słodkich wód podziemnych Polski (B. Paczyński w: J. Malinowski red., 1976)

Region hydrogeologiczny	Powierzchnia [km ²]	Zasoby zretencjonowane i udział systemów wodonośnych [km ³ /rok] / [%]				Zasoby regionalne*** i udział systemów wodonośnych [km ³ /rok] / [%]				M [m ³ /d·km ²]
		ogółem	Q	Ng-Pg	starszych*	ogółem	Q	Ng-Pg	starszych*	
1	2	3				4				5
I podlaski	27 230	104,40	63,79 / 61	17,60 / 16	23,01 / 23	1,300	1,245 / 96	0,048 / 4	0,007 / <1	131
II niecki mazowieckiej	47 950	191,35	103,1 / 53	54,22 / 28	34,02 / 19	2,256	1,954 / 87	0,171 / 8	0,131 / 5	129
III niecki mazurskiej	16 440	68,09	41,74 / 61	21,84 / 32	4,51 / 7	0,886	0,823 / 93	0,053 / 6	0,010 / 1	148
IV kredy gdańskiej	3 920	16,64	9,53 / 57	2,97 / 17	4,13 / 26	0,206	0,166 / 80	0,016 / 8	0,024 / 12	144
V pomorski	25 070	86,37	52,93 / 61	33,31 / 38	0,14 / <1	1,532	1,407 / 92	0,125 / 8	–	167
VI ntyklinorium pomorskiego	11 000	33,86	20,35 / 60	7,30 / 21	6,21 / 19	0,441	0,385 / 87	0,040 / 9	0,016 / 4	110
VII niecki szczecińskiej	11 800	47,23	32,28 / 68	14,92 / 31	0,03 / <1	0,487	0,442 / 91	0,045 / 9	–	113
VIII pradolina toruńsko-eberswaldzkiej	3 500	16,95	10,56 / 62	6,39 / 38	–	0,522	0,501 / 96	0,021 / 4	–	408
IX lubuski	3 190	14,60	8,71 / 59	5,89 / 41	–	0,269	0,246 / 91	0,023 / 9	–	231
X obrzański	3 840	20,02	10,10 / 50	9,92 / 50	–	0,196	0,173 / 88	0,023 / 12	–	140
XI niecki poznańskiej	11 000	31,37	11,99 / 38	15,56 / 50	3,82 / 12	0,241	0,199 / 82	0,032 / 13	0,010 / 5	60
XII mogileńsko-kujawski	15 500	65,00	21,85 / 33	27,06 / 41	16,08 / 28	0,525	0,424 / 81	0,062 / 12	0,039 / 7	93
XIII barycko-głogowski	5 170	16,68	9,67 / 57	7,01 / 43	–	0,198	0,181 / 92	0,017 / 8	–	105
XIV trzebnicko-ostrzesz.	6 000	8,56	4,47 / 52	4,09 / 48	–	0,112	0,089 / 79	0,023 / 21	–	51
XV niecki wrocławskiej	9 000	18,89	9,28 / 49	9,61 / 51	–	0,188	0,154 / 82	0,034 / 18	–	57
XVI górnej Odry	3 140	4,41	1,48 / 33	2,87 / 66	0,05 / <1	0,077	0,044 / 57	0,033 / 43	–	67
XVII górnośląski	3 870	4,41	3,19 / 72	0,02 / <1	1,20 / 28	0,083	0,052 / 63	–	0,031 / 37	59
XVIII triasu śląskiego	4 860	12,33	2,49 / 20	0,08 / <1	9,77 / 80	0,250	0,050 / 20	–	0,200 / 80	141
XIX jury krakowsko-wieluńskiej	9 000	33,06	5,89 / 17	1,41 / 4	25,76 / 79	0,539	0,073 / 13	0,009 / 2	0,457 / 85	164
XX niecki łódzkiej	10 660	62,67	13,96 / 22	2,01 / 3	46,70 / 75	0,740	0,251 / 34	0,008 / 1	0,481 / 65	190

1	2	3				4				5
XXI niecki niedziańskiej	7 350	22,43	1,64 / 7	–	20,80/ 93	0,367	0,033 / 9	–	0,334 / 91	137
XXII świętokrzyski	1 900	3,29	0,17 / 5	0,01 / <1	3,11 / 95	0,085	0,002 / 2	–	0,083 / 98	123
XXIII świętokrzyskiej osłony mezozoicznej	9 170	45,25	6,14 / 14	0,61 / 14	38,05/ 85	0,634	0,109 / 17	0,005 / 1	0,520 / 82	189
XXIV kredy lubelskiej	17 930	90,54	5,16 / 5	1,12 / 1	84,26/ 94	1,168	0,056	0,024 / 2	1,088 / 93	178
XXV zapadli-ska przeddkarpackiego	14 450	14,85	11,10 / 74	1,84 / 12	1,92 / 14	0,219	0,183	0,010 / 4	0,026 / 13	39
XXVI karpacki	17 710	18,82	2,21 / 11	–	16,61/89**	0,071	0,030 / 42	–	0,041 / 58	11
XXVII podsu-decki	4 210	1,65	0,99 / 59	0,65 / 41	0,02 / <1	0,035	0,027 / 76	0,008 / 23	<0,001 / 1	23
XXVIII sudecki	5 620	6,95	0,78 / 11	–	6,17 / 89	0,077	0,033 / 43	–	0,044 / 57	38
XXIX Żyta-wy-Węglińca	1 120	1,70	1,22 / 72	0,26 / 15	0,21 / 13	0,057	0,049 / 86	0,007 / 13	0,001 / 1	140
POLSKA	311 600	1 061,96	466,79	248,60	346,57	13,878	9,342	0,834	3,700	121
			44%	23%	33%		67%	6%	27%	

* dotyczy głównie pięt mezozoicznych, ponieważ zasoby pięt paleozoicznych i proterozoicznych nie przekraczają łącznie 5%,

** wody podziemne przeważnie lub wyłącznie w utworach fliszu karpackiego,

*** zasoby regionalne w ilości 13,877 km³/rok (37 713 tys. m³/d) zostały zaakceptowane przez KDH w 1977 r.,

M – moduł zasobów wód podziemnych.

kową 121 m³/d·km². Dominujący udział w tych zasobach miały wodonośne piętra kenozoiku: czwartorzędowe – 67%, paleogeńsko-neogeńskie – 6%. Istotną rolę odegrały też wodonośne systemy, głównie szczelinowe, mezozoiku: kredowe – 16%, jurajskie – 6% i triasowe – 4%, natomiast podrzędną pozycję zajmują starsze formacje, prowadzące łącznie poniżej 1% zasobów. Stopień odnawialności, kształtujący wielkość zasobów regionalnych, wprowadza więc istotną korektę udziału poszczególnych pięt wodonośnych w porównaniu z zasobami zretencjonowanymi: dla piętra czwartorzędowego wzrost z 44% do 67%, a pozostałe piętra spadek: paleogenu i neogenu z 23% do 6%, starsze z 33% do 27%.

Zagadnienie weryfikacji i uaktualnienia zasobów regionalnych Polski ponownie pojawiło się przy realizacji prac nad *Atlasem hydrogeologicznym Polski w skali 1:500 000* w latach 1982–1995 (B. Paczyński i in., 1982–

1985; B. Paczyński, red., 1995). Zakres tych prac był bardzo szeroki i prowadzony przez Państwowy Instytut Geologiczny, Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej oraz wyższe uczelnie i przedsiębiorstwa hydrogeologiczne. Okres 20-lecia (1976–1995), między ukazaniem się obu atlasów, zaznaczył się największą degradacją środowiska i wyraźnymi przejawami obszarowego zanieczyszczenia wód podziemnych, co było m.in. impulsem dla podjęcia przez Akademię Górniczo-Hutniczą (A.S. Kleczkowski red., 1990) szerokiego programu badawczego dla ochrony głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP), a przez Państwowy Instytut Geologiczny problemu waloryzacji wód podziemnych (B. Paczyński, 1988; B. Paczyński i in., 1991; B. Paczyński, 1993).

Istotnym odzwierciedleniem tych przemian było również przeniesienie głównego akcentu treści atlasu hydrogeologicznego Polski (B. Paczyński red., 1995) z oceny

zasobowej na charakterystykę waloryzacyjną oraz aspekty zagrożenia i ochrony wód podziemnych. W konsekwencji zrezygnowano z ustalania zasobów dyspozycyjnych, ograniczając się do oceny zasobów odnawialnych. Łączne zasoby odnawialne użytkowych systemów wodonośnych oceniono w tym atlasie na około $18 \pm 3 \text{ km}^3/\text{rok}$. Przyjęty przedział błędu $3 \text{ km}^3/\text{rok}$ wynika z uśrednionych wartości wydzielen. Uzyskany wynik jest zbliżony do średnich niskich i najniższych odpływów wód podziemnych do rzek. Dla zadań bilansowych zalecono aby zasoby dyspozycyjne kraju nie przekraczały najniższej wartości zasobów odnawialnych użytkowych systemów wód podziemnych, a więc $15 \text{ km}^3/\text{rok}$.

Już w toku prac wydawniczych tego atlasu było jasne, że niezbędne jest pilne opracowanie programu regionalnych i kartograficznych badań wód podziemnych Polski, obejmującego również ocenę formalnie już zdefiniowanych zasobów dyspozycyjnych. Opracowany zarys programu rozpoznania zasobów dyspozycyjnych, uwzględniający harmonogram badań GZWP oraz wstępna informacja o podjęciu realizacji *Mapy hydrogeologicznej Polski (MhP) w skali 1:50 000* (B. Paczyński i in., 1994), już po kilku miesiącach zostały zaakceptowane i wdrożone przez Ministerstwo Ochrony Środowiska i Zasobów Naturalnych (Polityka..., 1994). Dokonana po 4 latach (W. Ciężkowski i in., 1998) analiza realizacji programu Ministerstwa Środowiska wykazała bardzo szybki postęp badań związanych z oceną zasobów dyspozycyjnych i konieczność wprowadzenia niewielkiej tylko jego korekty. Najlepszą ilustracją szybkiego tempa rozpoznawania zasobów dyspozycyjnych kraju jest publikowany corocznie bilans zasobów (Bilans, 2005), z którego wynika, że po pierwszych 3 latach „rozruchu”, gdy przyrosty udokumentowanych zasobów nie przekraczały $0,5 \text{ mln m}^3/\text{d}$ (1994 r. – $0,234$; 1995 r. – $0,468$ i w 1996 r. – $0,150 \text{ mln m}^3/\text{d}$), w kolejnych wzrastały one systematycznie (1997 r. – $1,843$; 1998 r. – $1,897$; 1999 r. – $2,343$ i w 2000 r. – $2,907 \text{ mln m}^3/\text{d}$).

Mimo postępującego rozpoznania zasobów dyspozycyjnych, które w ciągu 10 lat (do 2005 r.) objęło ponad 40% powierzchni kraju, już w 2001 roku stało się jasne, że zachodzi pilna potrzeba oceny zasobów dla całego kraju. Powstała więc koncepcja opracowania zasobów per-

spektywicznych dla obszaru pozostałej części kraju (fig. 10.1), które mimo niższej rangi legislacyjnej pozwalają na planową gospodarkę wodami podziemnymi (P. Herbich i in., 2003; P. Herbich, 2005). Z dokonanej oceny uzyskano łącznie $13,9 \text{ km}^3/\text{rok}$ ($38\,224 \text{ tys. m}^3/\text{d}$) zasobów dyspozycyjnych i perspektywicznych, w tym $5,11 \text{ km}^3/\text{rok}$ zasobów dyspozycyjnych. W ilości tej dla obszaru dorzecza Wisły uzyskano $8,1 \text{ km}^3/\text{rok}$, a dla obszaru dorzecza Odry $5,83 \text{ km}^3/\text{rok}$ (rozd. 7 i 8). Praca ta zamyka 30-letni okres syntetycznych badań Państwowego Instytutu Geologicznego dla ustalenia zasobów wód podziemnych Polski. Warto więc porównać wyniki uzyskane w pierwszej próbie (J. Malinowski red., 1976) z oceną pośrednią (B. Paczyński red., 1995) i końcową (P. Herbich i in., 2003).

Pierwsza, choć oparta była na uproszczonych równaniach (N. N. Bindeman, F. M. Boczewier, 1964) i znacznie słabszym rozpoznaniu wód podziemnych, miała ściśle adresowanie wszystkich typów zasobów do poziomów uznanych za użytkowe. Brak symulacji komputerowych, pominięcie w ocenie wymagań ochrony środowiska, zwłaszcza przepływów nienaruszalnych w rzekach, a także dopuszczenie szczyptywania zasobów statycznych w założonym czasie 25 lat sprawiły, że pierwszy wariant obliczeń Komisja Dokumentacji Hydrogeologicznych uznała za zawyżony. Po korekcie, uzasadnionej stanem rozpoznania i koniecznością ochrony środowiska, regionalne zasoby eksploatacyjne w wysokości $13,7 \text{ km}^3/\text{rok}$, przyjęte przez Komisję Dokumentacji Hydrogeologicznych, zostały pośrednio potwierdzone późniejszymi badaniami (B. Paczyński red., 1995).

Ocena zasobów wód podziemnych podana w wyżej cytowanym atlasie (Malinowski red., 1976; Paczyński, 1977), choć nie precyzuje zasobów dyspozycyjnych, ma istotne znaczenie z uwagi na pogłębioną analizę odnawialności wód podziemnych, w którą duży wkład miał zespół badawczy z IMiGW (H. Czarnecka i in., 1988; B. Fal i J. Stachy, 1988; B. Jacenkov i in., 1988; J. Jaworski i in., 1988; J. Orsztynowicz, 1988). Badania prowadzone przez ten zespół oparte były na analizie 30-letnich obserwacji, m. in. w 2000 posterunkach opadowych, 900 studniach i w ponad 200 przekrojach wodowskazowych. Analiza uzyskanych wyników pozwoliła na oszacowanie głównych

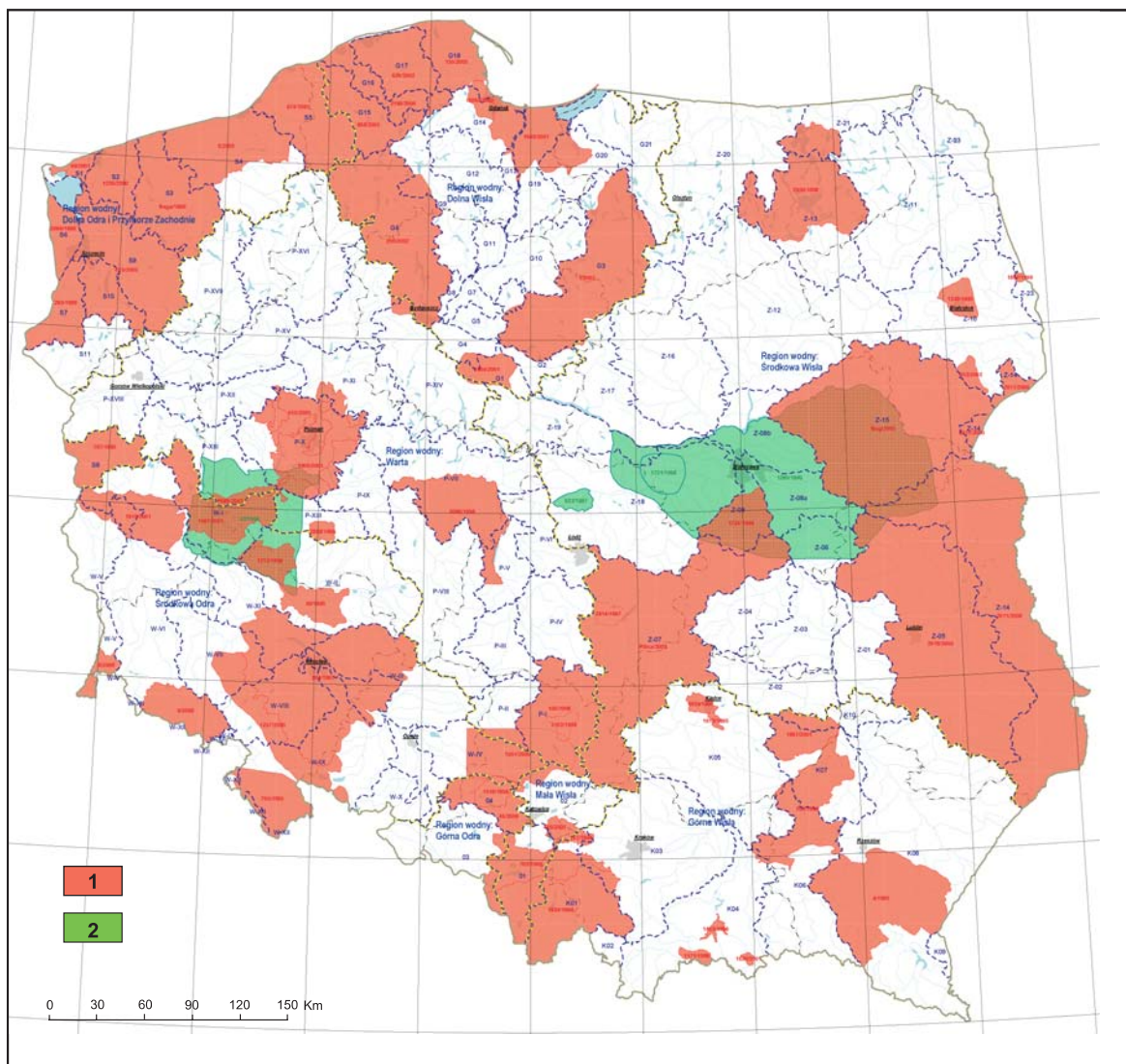


Fig. 10.1. Zasięg obszarów o ustalonych zasobach dyspozycyjnych i perspektywicznych wód podziemnych (wg stanu z 1.03.2006 r.)

Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych ustalone dla obszaru bilansowego, stanowiącego: 1 – system wodonośny w obrębie zlewni, 2 – system wód głębszych; w rejonach poza ich zasięgiem ustalono zasoby perspektywiczne; niebieską linią przerywaną zaznaczono granice obszarów bilansowych wydzielonych przez RZGW na potrzeby prowadzenia gospodarki wodnej

wskaźników charakteryzujących odnawialność wód podziemnych: wskaźnik potencjalnego zasilania strefy saturacji (rozumianego jako całkowita infiltracja opadu do strefy aeracji, rozkładająca się na infiltrację efektywną i ewapotranspirację), który przeważnie mieścił się w przedziale

600–400 $\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$; odpływ podziemny do rzek oraz moduły odnawialności zasobów poziomów użytkowych: głębokich, tj. > 150 m – do 10 $\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$ i 50–150 m w przedziale 10–50 $\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$ oraz płytkich, tj. do 50 m w przedziale 50–200 $\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$ (B. Paczyński red., 1995).

Wielkość zasobów odnawialnych poziomów użytkowych oszacowana w atlasie (B. Paczyński, *op. cit.*) na 18 ± 3 km³/rok jest niższa od średniego odpływu podziemnego do rzek, ocenionego przez IMGW (J. Orsztynowicz, 1988) na 30,4 km³/rok. W poprzednim atlasie (J. Malinowski red., 1976) odpływ podziemny szacowano na 28,5 km³/rok.

Relacja między potencjalnym zasilaniem strefy saturacji, odpływem podziemnym do rzek, a zasilaniem użytkowych systemów wód podziemnych wyraża się następująco 100:30:18 (B. Paczyński red., 1995).

Wysoka wartość wskaźnika potencjalnego zasilania strefy saturacji została uzyskana w wyniku uproszczenia schematu obliczeniowego, pomijającego zróżnicowanie wartości współczynnika czynnej pojemności wodnej w zależności od charakteru zwierciadła wody w warstwach ujmowanych przez studnie obserwacyjne. Analiza wieloletnich wykresów wahań przeprowadzona dla posterunków wód gruntowych IMiGW, wyłącznie ujmujących warstwy o zwierciadle swobodnym, w regionie kredy lubelskiej, w zlewni Krzny oraz w zlewni Wkry wykazała infiltrację efektywną opadów najczęściej w przedziale 150–350 m³/d·km² i nieprzekraczającą 600 m³/d·km² (P. Herbich, 1997, 1999 i 2002).

Dokonana ostatnio ocena zasobów dostępnych do zagospodarowania (P. Herbich i in., 2003, P. Herbich 2005), z uwagi na znaczny udział zasobów perspektywicznych (60%), ma również charakter szacunkowy i bardzo ostrożny. Z dotychczasowych wyników ustaleń zasobowych można oczekiwać, że choć należy spodziewać się niewielkiej korekty „w górę”, ilość zasobów dyspozycyjnych nie przekroczy zapewne bezpiecznego poziomu 15 km³/r. Ponieważ powszechnie stosowana metoda oceny zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych uzależnia ich wielkość od podlegającej zmianom ilościowym ocenie przepływu nienaruszalnego w rzekach, jako elementu środowiska wymagającego ochrony, można oczekiwać także formalnych korekt w ocenie zasobów dyspozycyjnych.

Co się tyczy „rozrzędu” zasobów wód podziemnych na regiony hydrogeologiczne, regiony wodne, jednolite części wód podziemnych (JCWPd) oraz na użytkowe pię-

tra i poziomy wodonośne, to podstawą dla takiej operacji mogą być wyniki ostatniej syntezy ogólnokrajowej (P. Herbich i in., 2003). Przeprowadzenie „rozrzędu” zasobów na regiony hydrogeologiczne i jednolite części wód podziemnych z wykorzystaniem danych zgromadzonych w trakcie opracowania *Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000* jest aktualnie dokonywane, w ramach prac realizowanych przez Państwowy Instytut Geologiczny, jako jedno z zadań Państwowej Służby Hydrogeologicznej (PSH). Aktualizacja danych z 1976 roku (tab.10.1), oprócz kontynuacji badań dla ustalania zasobów dyspozycyjnych, wiąże się również z koniecznością syntetycznej oceny zasobów zretencjonowanych, co wymaga opracowania szczegółowej regionalizacji strefy wód słodkich.

Rozmieszczenie zasobów regionalnych omówiono w rozdziale 4, zaś stan ich udokumentowania ilustruje figura 10.1. Analiza ogólnych prawidłowości w regionalnym rozkładzie wartości wskaźnika jednostkowych zasobów wód podziemnych (M) oparta na ocenie z 1976 r. (por. tab. 10.1), umożliwia wydzielenie trzech grup regionów: mało zasobnych o $M < 60$ m³/d·km², średnio zasobnych gdzie $60 < M < 140$ m³/d·km² oraz zasobnych o $M > 140$ m³/d·km². Do pierwszej grupy należą regiony: XI, XIV, XV, XVII, XXV oraz najbardziej ubogie: XXVI, XXVII i XXVIII. Za najbardziej zasobne można uznać regiony: III, IV, V, VIII, IX, XVIII, XIX, XX, XXIII i XXIV. Pozostały obszar można zakwalifikować jako średnio zasobny.

Wykonane po 1994 r. dokumentacje zasobów dyspozycyjnych wprowadziły znaczne korekty do pierwotnej oceny zasobności niektórych regionów, głównie z uwagi na złą jakość wody podziemnej i zagrożenia antropogeniczne oraz warunki środowiskowe. Dotyczy to zwłaszcza pradolina toruńsko-eberswaldzkiej (fig. 3.3 – region VIII), zaliczonej w 1976 r. do regionów zasobnych zaś po udokumentowaniu hydrogeologicznym w 2004 roku – zakwalifikowanej do regionów ubogich. Oba regiony świętokrzyskie (fig. 3.3 – XXII i XXIII) zostały przekwalifikowane z grupy regionów zasobnych i średnio zasobnych do ubogich, natomiast dokumentacje wykonane dla regionów górskich wykazały zasoby wyższe niż w ocenie z 1976 r.

10.2. Aktualna ocena zasobów wód podziemnych dostępnych do zagospodarowania

Do końca 2005 roku zostały ustalone zasoby dyspozycyjne wód podziemnych – zgodnie z obowiązującym od 1994 r. Prawem geologicznym i górniczym – dla obszarów o łącznej powierzchni 125 340 km², co stanowi 40,3 % powierzchni kraju (fig. 10.1). W skali poszczególnych regionów wodnych – obszarów działalności siedmiu regionalnych zarządów gospodarki wodnej (RZGW) – stan ten jest przedstawiony w tabelach 10.2 i 10.3. Można zauważyć, że najwyższy stopień udokumentowania zasobów dyspozycyjnych został osiągnięty w obszarze działalności RZGW Szczecin, Warszawa i Gdańsk zaś najslabiej rozpoznanym w tym zakresie są obszary działania RZGW Poznań i Kraków.

W sytuacji braku pełnego udokumentowania zasobów dyspozycyjnych zaistniała pilna konieczność odpowiedniego uzupełnienia rozpoznania zasobów wód podziemnych w pozostałych obszarach kraju z dokładnością, która umożliwiłaby przeprowadzenie analizy stanu zasobów wód podziemnych dla wszystkich 8 regionów wodnych (fig. 10.2).

Dla tak postawionego celu, Ministerstwo Środowiska podjęło decyzję o ustaleniu tzw. zasobów perspektywicznych, których wielkość zostałaby oszacowana w krótkim okresie czasu, z zastosowaniem metod uproszczonych,

i których znaczenie dla analiz stanu zasobów miałyby charakter tymczasowy – do osiągnięcia stanu pełnego objęcia kraju udokumentowaniem zasobów dyspozycyjnych.

Zasoby takie – wstępnie zdefiniowane przez Komisję Dokumentacji Hydrogeologicznych na posiedzeniu w dniu 12 lipca 2001r. jako zasoby perspektywiczne wód podziemnych – nie mogą być podstawą do wydawania decyzji dotyczących pozwoleń wodno-prawnych i zasobów eksploatacyjnych ujęć wód podziemnych, zwłaszcza w rejonach zagrożonych deficytem bilansu wodno-gospodarczego. Mogą natomiast stanowić podstawę do przeprowadzenia analizy stanu ilościowego zasobów wodnych w obszarach dorzeczy i w regionach wodnych, do wstępnej identyfikacji obszarów bilansowych zagrożonych deficytem zasobów wód podziemnych oraz do opracowania analizy ekonomicznej gospodarowania wodami i wykazu wód podziemnych wykorzystywanych do zaopatrzenia w wodę przeznaczoną do spożycia. Dokumenty te dyrektorzy RZGW są zobowiązani sporządzać na potrzeby opracowania planu gospodarowania wodami w obszarach dorzeczy i warunków korzystania z wód w regionie wodnym.

Uwzględniając powyższe uwarunkowania, przyjmuje się, że zasoby perspektywiczne wód podziemnych są to szacunkowo ustalone zasoby użytkowych pięt/pozi-

Tabela 10.2

Dyspozycyjne i perspektywiczne zasoby wód podziemnych w obszarze dorzecza Wisły (P. Herbich i in., 2003)

Nazwa regionu wodnego	Zasoby dyspozycyjne		Zasoby perspektywiczne		Łącznie	
	obszar [km ²]	[tys. m ³ /d]	obszar [km ²]	[tys. m ³ /d]	obszar [km ²]	[tys. m ³ /d]
Małej Wisły	2 202	298,04	1604	529	3 806	827
Górnej Wisły	10 738	742,12	32 870	4 076	43 608	4 818
Środkowej Wisły	61 343	5 253,32	50 962	7 209	112 305	12 463
Dolnej Wisły	15 820	1 747,80	18 850	2 376	34 670	4 124
DORZECZE WISŁY	90 103	8 041,28	104 286	14 190	194 389	22 232

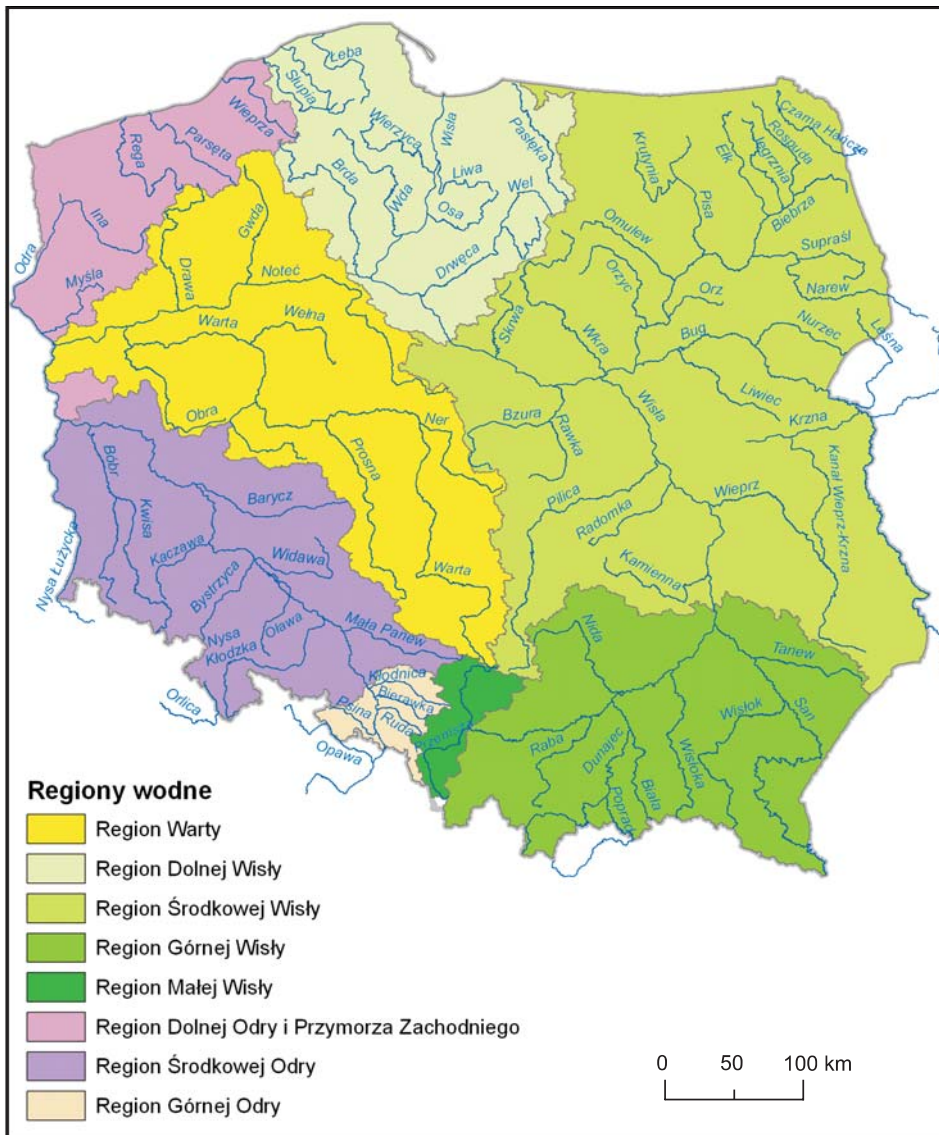


Fig. 10.2. Podział na regiony wodne – obszary działalności regionalnych zarządów gospodarki wodnej (RZGW)

mów wodonośnych w określonych obszarach bilansowych, możliwe do zagospodarowania z uwzględnieniem potrzeby zachowania określonego stanu ekosystemów, które są od nich zależne.

Przez szacunkowy charakter ustalania zasobów perspektywicznych rozumie się taki tok prac i obliczeń hydrogeologicznych, w którym stosowane są metody przy-

bliżonej oceny odnawialnych zasobów wód podziemnych, bez prowadzenia dodatkowych obserwacji terenowych oraz bez modelowego odwzorowania warunków hydrogeologicznych obszaru bilansowego, zaś potrzeby wodne ekosystemów zależnych od wód podziemnych są uwzględnione w sposób uproszczony, bez modelowej weryfikacji stopnia dopuszczalnego przekształcenia pola

**Dyspozycyjne i perspektywiczne zasoby wód podziemnych w obszarze dorzecza Odry
(P. Herlich i in., 2003)**

Nazwa regionu wodnego	Zasoby dyspozycyjne		Zasoby perspektywiczne		Łącznie	
	obszar [km ²]	[tys. m ³ /d]	obszar [km ²]	[tys. m ³ /d]	[obszar km ²]	[tys. m ³ /d]
Górnej Odry	328	97,48	3 365	525	3 693	623
Środkowej Odry	14 987	2 037,30	23 821	2 856	38 808	4 893
Warty	7 687	1 328,03	46 833	5 830	54 520	7 158
Dolnej Odry i Przy- morza Zach.	12 235	2 362,80	7 727	956	19 962	3 318
DORZECZE ODRY I PRZYMORZA ZACHODNIEGO	35 237	5 825,61	81 746	10 167	116 983	15 992

hydrodynamicznego i bilansu krążenia wód podziemnych. Potrzeby ekosystemów dolinnych są uwzględniane poprzez zachowanie rezerwy odpływu podziemnego do rzek w wysokości hydrobiologicznych przepływów nie-naruszalnych w profilach wodowskazowych, zamykających zlewnie obliczeniowe oraz poprzez przyjęcie odpływu podziemnego do rzek jako podstawy ustalenia zasobów dyspozycyjnych. Różnica między zasobami odnawialnymi systemu wodonośnego a odpływem podziemnym do rzek stanowi rezerwę na pokrycie ewapotranspiracyjnego drenażu wód podziemnych w ekosystemach łąkowych i bagiennych dolin rzecznych.

Badania terenowe i modelowe, pominięte przy określaniu zasobów perspektywicznych, są elementami rozpoznania hydrogeologicznego, prowadzącymi do ustalenia zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych. Przeprowadzenie tych prac umożliwia uzyskanie stopnia dokładności oceny zasobowej, upoważniającej m.in. do wydawania szeregu decyzji administracyjnych w zakresie gospodarki wodnej, a w szczególności do opiniowania i zatwierdzania projektów wykonania ujęć wód podziemnych, opiniowania zasobów eksploatacyjnych ujęć wód podziemnych, opiniowania wniosków o udzielenie pozwolenia na pobór wód podziemnych i wreszcie – do formułowania wskazań hydrogeologicznych dla warunków korzystania z wód podziemnych w skali zlewni.

Podsumowując powyższe uwagi należy podkreślić, że zasoby perspektywiczne odnoszą się do zwykłych wód podziemnych w użytkowych piętrach/poziomach wodonośnych. Są one ustalane z pominięciem tych wszystkich elementów rozpoznania, które są niezbędne dla ustalenia zasobów dyspozycyjnych, a zatem bez identyfikacji układu krążenia wód podziemnych, inwentaryzacji poboru wód podziemnych, rozpoznania stref o korzystnych warunkach ujmowania wód podziemnych, identyfikacji jakości wód podziemnych, prognozowania zmian dynamiki i jakości wód poziomów/pięter użytkowych w wyniku zwiększenia poboru do wysokości zasobów możliwych do zagospodarowania oraz bez ustalania hydrogeologicznych wskazań do programów działań i warunków korzystania z wód.

Metodyka ustalania zasobów perspektywicznych została dostosowana do trzech podstawowych typów hydrodynamicznych systemów wodonośnych.

- Zlewniowego, drenowanego przez podstawową sieć hydrograficzną. Jest to system obejmujący ponad 90% zasobów odnawialnych wód podziemnych. Ustalenie zasobów perspektywicznych przeprowadzono w zlewniach obliczeniowych o odpływie kontrolowanym wodowskazowo, a następnie w zlewniach bilansowych wydzielonych w obrębie regionów wodnych – obszarów działalności RZGW. Zasoby perspektywiczne ustalano

jako odpływ podziemny średni w wieloletnim reprezentatywnym, dobranym odpowiednio do warunków zasilania i drenażu systemu zlewniowego, pomniejszony o przepływ nienaruszalny, wyznaczony dla przekroju zamykającego zlewnię obliczeniową. Dla wielopoziomowych systemów wodonośnych, o zwierciadle napiętym i stanie retencji praktycznie niezależnym od okresowych cykli lat posusznych i mokrych, w obliczeniach uwzględniano wartości odpływu podziemnego średnie z trzydziestolecia „normalnego” 1951–1980, zaś dla systemów z płytkimi poziomami, o zwierciadle swobodnym i retencji silnie zależnej od bieżącego zasilania infiltracją wód opadowych, z pięciolecia posusznego 1951–1955. W obliczeniach zasobów perspektywicznych brano pod uwagę procentowy udział pięter/poziomów użytkowych w zlewniowym systemie krążenia. W zlewniach niekontrolowanych wodowskazowo zasoby perspektywiczne zostały ustalone z wykorzystaniem metod analogii hydrogeologicznej.

- Wgłębnego, o niewielkich zasobach odnawialnych, drenowanego w dolinach rzek głównych w warunkach utrudnionego kontaktu hydraulicznego. Ustalenie zasobów perspektywicznych zostało przeprowadzone metodami analogii hydrogeologicznej do zbiorników o rozpoznanych zasobach dyspozycyjnych.

- Regionalnego drenażu antropogenicznego (odwodnienia górnicze, zespoły ujęć w aglomeracjach miejsko-przemysłowych). Ustalenie zasobów perspektywicznych zostało dokonane metodą analogii hydrogeologicznej z wykorzystaniem ekstrapolacji i przenoszenia modułów wartości zasilania i drenażu wód podziemnych z obszarów o udokumentowanych zasobach dyspozycyjnych.

Do określenia zasobów odnawialnych wód podziemnych – jako podstawy dla ustalenia zasobów perspektywicznych – zostały wykorzystane istniejące przeglądowe kartograficzne syntezy hydrogeologiczne, tj. *Atlas hydrogeologiczny Polski w skali 1:500 000*, Paczyński red., (1995) oraz *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:200 000* (1981–1988). W szczególnych przypadkach uwzględniono *Mapę hydrogeologiczną Polski w skali 1:50 000* (1997–2004), opublikowane i archiwalne wyniki regionalnych badań hydrogeologicznych, w tym dokumentacje szczegółowych badań regionalnych sprzed 1994 r. oraz dokumentacje dużych ujęć wód podziemnych,

odwodnień kopalnianych posiadających modele matematyczne i ustalenia odnawialności wód podziemnych – jako dane wejściowe do przeprowadzenia obliczeń metodami analizy odpływu podziemnego do rzek i analogii hydrogeologicznej dla oceny zasobów perspektywicznych.

Na potrzeby przeprowadzenia analizy stanu ilości zasobów wodnych danego regionu wodnego – obszaru działalności RZGW – zasoby perspektywiczne wód podziemnych zostały zsumowane z ustalonymi zasobami dyspozycyjnymi, a następnie zestawione w układzie kraju, dorzeczy, regionów wodnych i jednostek bilansowych zasobów wodnych oraz scharakteryzowane z uwzględnieniem podziału stratygraficznego użytkowych pięter/poziomów wodonośnych o zasięgu regionalnym.

Przeprowadzona analiza wykazała, że duża zgodność (różnica do 10%) modułów zasobów perspektywicznych i dyspozycyjnych wystąpiła w zlewniach o systemie wodonośnym regionalnie jednopoziomowym, ciągłym i swobodnym, o ściślejszej więzi hydraulicznej z wodami powierzchniowymi, dla których zasoby dyspozycyjne ustalono z zastosowaniem kryterium hydrologicznego jako głównego wyznacznika oceny zasobów wód podziemnych możliwych do zagospodarowania, tj. z różnicy odpływu podziemnego do rzek dokumentowanej zlewni i przepływu nienaruszalnego w przekrojach kontrolnych. Podobnie wysoką zgodność modułów zasobów perspektywicznych i zasobów dyspozycyjnych uzyskano dla systemów wielopoziomowych, pięterowych zlewni rzek Przymorza, dla których zasoby dyspozycyjne określone były metodą modelowania hydrodynamicznego przy zachowaniu przepływów nienaruszalnych w ciekach/rzekach oraz ograniczeń środowiskowych związanych z ochroną walorów przyrodniczych. Natomiast najmniejszą zgodność omawianych modułów (różnica do 200–300%) stwierdzono w terenach górskich, dla których metodyka ustalania zasobów perspektywicznych jest zbyt daleko idącym uproszczeniem w stosunku do specyfiki warunków hydrogeologicznych tych rejonów. Niezgodności obu modułów (różnica rzędu 50–100%) stwierdzono w części zlewni o wielopoziomowych kenozoicznych systemach wodonośnych, charakteryzujących się słabą więzią hydrauliczną wgłębnymi poziomami użytkowymi z wodami powierzchniowymi.



Fig.10.3. Dorzecza występujące w granicach Polski

Obszar dorzecza Wisły obejmuje oprócz jej dorzecza, znajdującego się w obrębie terytorium Rzeczypospolitej Polskiej, także fragmenty dorzeczy: Dniestru, Dunaju poprzez rzekę Wag, Niemna, Świeżej i Pregoly znajdujące się również w granicach RP oraz Słupi, Łupawy, Łęby, Redy i rzek wpadających bezpośrednio do Zalewu Wiślanego. Obszar dorzecza Odry obejmuje oprócz jej dorzecza, znajdującego się na terytorium Rzeczypospolitej Polskiej, także fragmenty dorzeczy: Łaby, Dunaju przez rzekę Morawę i Ucker znajdujące się również w granicach RP, a także dorzecza: Regi, Parsęty, Wieprzy i rzek wpadających do Zalewu Szczecińskiego (fig. 10.3).

W obszarze dorzecza Wisły zasoby dyspozycyjne i perspektywiczne (P. Herbich i in., 2003) wynoszą łącznie 22,2 mln m³/d (8,10 km³/rok). Uwzględniając powierzchnię obszaru dorzecza – 194,4 tys. km² – otrzymujemy średnią wartość modułu zasobów możliwych do zagospodarowania (perspektywicznych i dyspozycyjnych łącznie) wynoszącą 114 m³/d·km² (1,32 dm³/s·km² czyli 42 mm/rok). Dokumentowane zasoby dyspozycyjne wód podziemnych stanowią 36,2% tej wartości.

Odływ podziemny w dorzeczu Wisły wynosi około 17,4 km³/rok, co stanowi 52% odpływu całkowitego z dorzecza Wisły, średniego w 45-leciu 1951–1995. Zatem zasoby dyspozycyjne i perspektywiczne łącznie stanowią około 47% odpływu podziemnego do rzek w dorzeczu Wisły.

W obszarze dorzecza Odry oraz Przymorza Zachodniego zasoby dyspozycyjne i perspektywiczne wynoszą łącznie 15,9 mln m³/d (5,83 km³/rok). Uwzględniając powierzchnię obszaru dorzecza – 116,9 tys. km² – moduł zasobów możliwych do zagospodarowania (perspektywicznych i dyspozycyjnych łącznie) wynosi 137 m³/d·km² (1,58 dm³/s·km² czyli 50 mm/rok). Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych stanowią 36,4% tej wartości.

Odływ podziemny w obszarze dorzecza Odry wraz z rzekami Przymorza Zachodniego wynosi około 9,72 km³/rok, co stanowi 43,8% odpływu całkowitego z dorzecza, średniego w 45-leciu 1951–1995. Zasoby dyspozycyjne i perspektywiczne łącznie stanowią więc 60% odpływu podziemnego do rzek w obszarze dorzecza Odry i Przymorza Zachodniego.

10.3. Ocena stanu zagospodarowania zasobów wód podziemnych

W terenach o wystarczająco rozpoznanych warunkach hydrogeologicznych i środowiskowych, co uzasadnia zastosowanie metod modelowania matematycznego, ustalane są zasoby dyspozycyjne wód podziemnych. Tryb ten normuje Prawo geologiczne i górnicze (2001, z późniejszymi zmianami) i jest on zgodny z zaleceniami Ramowej Dyrektywy Wodnej Unii Europejskiej (Dyrektywa 2000/60/UE). Od 1994 r. do końca 2003 r. zasoby dyspozycyjne wód podziemnych w obszarze naszego kraju zostały udokumentowane w łącznej ilości 13,86 mln m³/d (5,06 km³/rok) w obszarze o łącznej powierzchni 125,3 tys.km² (40% terenu kraju). Dla obszarów bilansowych w pozostałej części kraju zostały ustalone w 2003 r. przez Państwowy Instytut Geologiczny zasoby perspektywiczne wód podziemnych w ilości 24,3 mln³/d (8,89 km³/rok).

Dostępne dla zagospodarowania zasoby wód podziemnych – dyspozycyjne i perspektywiczne łącznie –

zostały przez Państwowy Instytut Geologiczny ustalone dla całego obszaru kraju w ilości 38,2 mln m³/d (13,9 km³/rok). W odniesieniu do statystycznego Polaka wynosi to zatem 1,0 m³ wody na dobę.

W 2002 r. wydobycie wód podziemnych na zaopatrzenie komunalnych sieci wodociągowych na obszarze naszego kraju wyniosło 1 427 mln m³, średnio 3,91 mln m³/d czyli 101 litrów na dobę na statystycznego Polaka. Stanowiło to 66% ogółu wód pobranych na te cele (zaopatrzenie wodami powierzchniowymi wyniosło 744 mln m³ w 2002 r.) oraz 80% poboru wód podziemnych pobranych na łączne potrzeby gospodarki narodowej i ludności wraz z odwodnieniami górniczymi (1 777 mln m³; GUS, 2003).

W skali całego kraju, rejestrowany przez GUS pobór wód podziemnych wynosi zatem jedynie 13% zasobów dostępnych do wykorzystania gospodarczego.

Literatura

- BILANS zasobów kopalini i wód podziemnych według stanu na 31.XII.2004r. – 2005. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- BINDEMAN N.N., BOCZEWIER F.M., 1964 – Regionalna ocena eksploatacyjnych zasobów wód podziemnych. *Sow. Geol.*, **1**: 65–78.
- CIĘŻKOWSKI W. i in., 1998 – Ocena realizacji i weryfikacja dokumentu „Polityka resortu w dziedzinie hydrogeologii”. MŚ, Warszawa.
- CZARNECKA H., CZERNUSZENKO W., HAŁADYJ-WASZAK M., 1998 – Studium naukowo-badawcze do Atlasu hydrogeologicznego Polski – opracowanie opadów. Zakł. „Mech” Sp.z o.o. Warszawa.
- DYREKTYWA 2000/60/UE z dn. 23.10.2000 r. w sprawie ustanowienia ram dla działalności wspólnoty w dziedzinie polityki wodnej. Dz. Urzędowy UE L 327/1, z dn. 22.12.2000 (Ramowa Dyrektywa Wodna). Bruksela.
- FAL B., STACHY J., 1988 – Studium naukowo-badawcze do Atlasu hydrogeologicznego Polski. Charakterystyka odpływu rzeczno-gospodarczych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **8**: 63–73. Wyd. WIND. Poznań.
- GUS, 2003 – Ochrona środowiska – Informacje i opracowania statystyczne. Zak. Wyd. Staty. Warszawa.
- HERBICH P., 1997 – Określanie wpływu eksploatacji wód podziemnych na zasoby wód powierzchniowych dla potrzeb bilansów wodno-gospodarczych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **8**: 63–73. Wyd. WIND. Poznań.
- HERBICH P., 1999 – Hydrogeologiczne i środowiskowe uwarunkowania oceny zasobów eksploatacyjnych ujęć wód podziemnych w Chełmie. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **9**: 97–113. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HERBICH P., 2002 – Dokumentowanie i bilansowanie zasobów wód podziemnych w gospodarowaniu wodami. *W: Proble-*

- my wykorzystania wód w gospodarce komunalnej:58–67. PZITS, ŚUW. Częstochowa.
- HERBICH P., 2005 – Zasoby perspektywiczne wód podziemnych – cel ustalenia i metodyka obliczeń dla zlewniowych systemów wodonośnych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **12**: 261–268. UMK. Toruń.
- HERBICH P., DĄBROWSKI S., NOWAKOWSKI Cz., 2003 – Ustalenie zasobów perspektywicznych wód podziemnych w obszarach działalności regionalnych zarządów gospodarki wodnej. MŚ, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JACENKOW B. i in., 1988 – Studium naukowo-badawcze do Atlasu hydrogeologicznego Polski. Obliczenia i zestawienia przyrostów stanów wód podziemnych. Zak. „Mech” Sp. z o.o. Warszawa.
- JAWORSKI J., KRUPA- MARCHLEWSKA J., GŁODKOWSKA A., 1988 – Studium naukowo-badawcze do Atlasu hydrogeologicznego Polski.. Analiza czasowej zmienności ewapotranspiracji w trzech punktach na obszarze Polski. IMiGW, Zakł. Fiz. Wody. Warszawa.
- KAZIMIERSKI B. i in., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna regionu mazowieckiego centralnej części niecki mazowieckiej. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) wymagających szczególnej ochrony. AGH. Kraków.
- MALINOWSKI J. (red.), 1976 – Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystania w Polsce. Inst. Geol. Warszawa.
- MAPA hydrogeologiczna Polski 1:200 000, 1981–1988. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MAPA hydrogeologiczna Polski 1:50 000, 1997–2004. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- OCHRONA środowiska. Opracowania statystyczne GUS, 2003. Warszawa.
- ORSZTYNOWICZ J., 1988 – Studium naukowo-badawcze do Atlasu hydrogeologicznego Polski. Średnie roczne i wieloletnie odpływy podziemne na obszarze Polski w okresie 1951–1980. IMiGW, Zakł. Dynamiki Wód Podz., Warszawa.
- PACZYŃSKI B. i in., 1962 – Zasoby wód podziemnych w kat.”C” niecki mazowieckiej. CAG Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., 1977 – Z zagadnień systematyki i oceny zasobów wód podziemnych. *Kwart. Geol.*, **21**, 3: 619–628.
- PACZYŃSKI B., 1988 – Waloryzacja zbiorników wód podziemnych w aspekcie ich ochrony. Aktualne problemy hydrogeologii, **4**, 3: 66–73. Wyd. Inst. Morski. Gdańsk.
- PACZYŃSKI B., 1993 – Metodyka waloryzacji zwykłych wód podziemnych. *Prz. Geol.*, **51**, 3: 168–170.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., HORDEJUK T., JEZERSKI H., 1982–1985 – Programy Atlasu hydrogeologicznego Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., NOWAKOWSKICH., NOWICKI K., PICH J., 1994 – Kryteria wyboru i klasyfikacja obszarów wymagających szczegółowych badań regionalnych. Hydroconsult–Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., PŁOCHNIEWSKI Z., SADURSKI A., 1991 – Regionalne badania wód o wysokiej i trwałej jakości. Stan ich rozpoznania i perspektywy użytkowania. Publ. CPBP 04.10, z.56. Wyd. SGGW-AR. Warszawa.
- POLITYKA resortu w dziedzinie hydrogeologii, 1994 – MOŚZN i L – Depart. Geol. Warszawa.
- PRAWO geologiczne i górnicze – Ustawa Sejmu RP z dnia 4 lutego 1994 r. Dz. U. 2001 nr 27 poz. 96 (z późniejszymi zmianami).
- SŁOWNIK hydrogeologiczny, red. nauk. Dowgiałło J., Kleczkowski A.S., Macioszczyk T., Rózkowski A., 2002. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

11. Pobór wód podziemnych

Woda podziemna eksploatowana do celów pitnych, bytowych i gospodarczych jest traktowana jako dobro powszechne, ale jej zasoby uznawano za nieograniczone. Wraz z rozwojem cywilizacji nasz stosunek do wody, jako odnawialnego surowca naturalnego, ulegał radykalnym zmianom, w tym także zmienił się pogląd o nieograniczonej wielkości jego zasobów. Pogląd o nieograniczonych zasobach wód sprzyjał mało racjonalnemu czerpaniu wód, co doprowadziło do degradacji nie tylko wód powierzchniowych, ale również wód podziemnych – stanowiących rezerwy wody do picia dla przyszłych pokoleń.

Obecna polityka ekologiczna kraju przyjęła kierunek kompleksowej ochrony środowiska, rejestrację wielkości poboru z ujęć wody podziemnej i bilansowanie sumarycznej wielkości poboru z danego obszaru, jednostki administracyjnej oraz w skali całego kraju. Działania te nie mają jedynie charakteru poznawczego. Ocena stanu poboru wód podziemnych przyjęła formę monitoringu wielkości poboru i stała się prawnie wymaganym elementem systematycznych działań w ramach racjonalnej gospodarki wodnej kraju.

Badania nad rozpoznaniem wielkości poboru słodkich wód podziemnych w skali kraju nie były prowadzone systematycznie, ani też ewidencja danych o poborze nie była przedmiotem usystematyzowanego w pełnym zakresie działania, choć waga samego zagadnienia poboru sumarycznego była zawsze właściwie doceniana. Powoduje to, że istniejący obraz stanu rozpoznania aktualnego poboru wód podziemnych jest niejednorodny i posiada różną wiarygodność.

Informacje dotyczące wielkości poboru wód podziemnych znajdują się w opracowaniach hydrogeologicznych, takich jak: regionalne dokumentacje hydrogeologiczne zasobów wód podziemnych, bilanse wodno-gospodarcze zlewni oraz bilanse zasobów wód podziemnych powiatów. Zawarte w nich informacje o wielkości

poboru wody dotyczą wybranych okresów i odnoszą się wyłącznie do zdefiniowanego obszaru badania. Stan taki stwarza brak podstaw do bardziej ogólnego wnioskowania o wielkości poboru w szerszej skali przestrzennej, dla jednolitej podstawy czasu. Wyjątkami w ogólnym obrazie aktualnego rozpoznania ilości czerpanych wód podziemnych są dane dotyczące wielkości odwodnień zakładów górniczych oraz poboru wód podziemnych leczniczych i termalnych, które prezentowane są w corocznych bilansach zasobów kopalni i wód podziemnych w Polsce (L. Skrzypczyk, 2005), jak również dane dotyczące zaopatrzenia ludności, których ewidencję prowadzi Krajowy Zarząd Wodociągów i Kanalizacji.

Systematyczne prace nad gromadzeniem danych o poborze wód podziemnych dla potrzeb statystyki krajowej prowadzi Główny Urząd Statystyczny (GUS) w Warszawie. W ramach ustaw i rozporządzeń dotyczących prowadzenia statystyki krajowej, coroczne zestawienia danych o zasobach oraz jakości i wykorzystaniu wód podziemnych realizuje dla GUS szereg instytucji naukowo-badawczych, w tym: Państwowy Instytut Geologiczny, organy administracji samorządowej (gminy i powiaty) oraz administracji rządowej (urzędy wojewódzkie), a także przedsiębiorstwa. Wieloletni zbiór ogólnokrajowych danych statystycznych charakteryzuje ciągła kontynuacja w skali czasowej oraz uwzględnienie w zestawieniach działów gospodarki narodowej, ludności oraz gałęzi przemysłu według ich krajowej klasyfikacji. Ogólnokrajowe dane statystyczne nie mogą być w całości traktowane jako zbiór jednako wiarygodny i dokładny, ponieważ w niektórych przypadkach pobór wód traktowany jest ekwiwalentnie ze zużyciem wód. Dla współczesnych prac badawczych dane GUS są podstawą do analiz wykorzystania zasobów wód podziemnych, a także do prognoz zapotrzebowania na wodę w ogólnopolskim ujęciu gospodarki wodnej, jak również w podstawowych działach gospodarki narodowej.

11.1. Przegląd badań i ocen wielkości poboru

11.1.1. Badania ukierunkowane na ustalenie wielkości poboru

Badania i prace naukowe, które uwzględniały ustalenie wielkości poboru słodkich wód podziemnych w różnych rejonach kraju prowadzone były w szeregu instytucjach naukowo-badawczych. Państwowy Instytut Geologiczny rozpoczął prace badawcze nad oszacowaniem poboru wód podziemnych w skali kraju już w 1957 r. Prace dokumentacyjne miały charakter przeglądowy i oparte były na istniejących materiałach hydrogeologicznych i gospodarki wodnej. Prace o podobnym charakterze były podejmowane również w innych instytucjach, np. resortu rolnictwa.

Bardziej precyzyjne podejście do oceny wielkości poboru wód podziemnych oraz jego struktury rozpoczęło się z chwilą dokumentowania regionalnych zasobów wód podziemnych. Zakres badań i rozpoznania oraz sposób ustalania zasobów najlepiej oddawała instrukcja Centralnego Urzędu Geologii (Przepisy, 1969), która obowiązywała do 1994 r. W myśl tych dokumentów, najpełniejszy zakres badań obowiązywał przy rozpoznawaniu zasobów eksploatacyjnych w skali regionalnej – struktur hydrogeologicznych zlewni, jak również jednostek administracyjnych (województw, powiatów, regionów gospodarczych) oraz dla dużych ujęć wody podziemnej (B. Paczyński, 1995). W okresie obowiązywania instrukcji wykonano szereg dokumentacji hydrogeologicznych, które swoim zakresem nie objęły jednak całego kraju. Pierwszą ocenę wielkości poboru, również dla całego kraju, przeprowadzono w ramach realizacji opracowania: *Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce* (J. Malinowski red., 1976). Atlas wykonany w skali 1:500 000 był pierwszą monografią hydrogeologiczną, zawierającą ustalenie poboru wód podziemnych, które zostało oparte na badaniach regionalnych prowadzonych przez przedsiębiorstwa geologiczne i ośrodki uniwersyteckie. Według stanu na 1971 r. (J. Malinowski *op. cit.*), krajowy sumaryczny pobór słodkich

wód podziemnych z różnego rodzaju ujęć (uwzględniono studnie wiercone i kopane, systemy odwodnienia kopalń, nie uwzględniono ujęć infiltracyjnych) wynosił 7,3 mln m³/d (tj. ok. 2,7 km³/rok), przy ówczesnych łącznych zasobach eksploatacyjnych kraju oszacowanych na 17 mln m³/d. Opracowanie to stało się podstawą dla ustalenia długoplanowych zamierzeń racjonalnego gospodarowania wodami podziemnymi kraju.

W latach 90. XX w. pojawiło się kilka znaczących prac monograficznych syntetyzujących wiedzę o słodkich wodach podziemnych kraju. Została opracowana m.in. *Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony w skali 1:500 000* (A.S. Kleczkowski red., 1990) oraz szereg prac badawczych dotyczących ochrony wód podziemnych (A.S. Kleczkowski i in., 1991; A.S. Kleczkowski red., 1994). Prace zawierały ustalenie zaktualizowanych wielkości poboru dla wybranych rejonów oraz podkreślały kluczową pozycję właściwej oceny poboru wód podziemnych dla poprawnego planowania ich ochrony. W opracowaniu monograficznym – *Atlas hydrogeologicznego Polski w skali 1: 500 000* (B. Paczyński red., 1995), z uwagi na brak pełnych wiarygodnych danych wyjściowych, nie dokonano oceny zasobów dyspozycyjnych, w tym również wielkości poboru wód podziemnych. Syntezę informacji o wykorzystaniu wód w wybranych gałęziach przemysłu i rolnictwie oraz zmian w gospodarowaniu wodami zawarto w monografii poświęconej strategii ochrony wód podziemnych, w świetle przystąpienia Polski do Unii Europejskiej (M. Gromiec red., 1999).

Pobór wód podziemnych przez ujęcia wodociągowe, od połowy lat 90. XX w., był przedmiotem dokumentowania przez Państwowy Instytut Geologiczny dla potrzeb realizacji *Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000*. Od 2003 r. Państwowy Instytut Geologiczny w ramach terenowej weryfikacji komunalnych ujęć wód podziemnych

(ujęcia, z których pobór wód przekracza 100 m³/h) prowadzi prace aktualizujące ich dane wraz z ewidencją wielkości poboru (Działalność ..., 2004).

Dane o wielkości poboru zbierane w ramach sporządzania regionalnych dokumentacji hydrogeologicznych w celu określenia zasobów wód podziemnych, zasobów dużych ujęć wody podziemnej, zasobów dyspozycyjnych jednostek naturalnych i administracyjnych, bilansów wodno-gospodarczych oraz opracowania *Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1: 50 000* (Instrukcja, 1999) mają charakter nieciągły, tak w wymiarze czasowym, jak i obszarowym.

Ciągłość czasową ewidencji poboru wód podziemnych posiadają jedynie ogólnokrajowe dane statystyczne (GUS). W przypadku tych danych pojawia się zagadnienie wiarygodności, wynikające z kompletności przedstawianych informacji oraz istoty prezentowanego przedmiotu – pobór wody, zużycie, wykorzystanie czy sprzedaż wody.

11.1.2. Ocena wielkości poboru

W ramach bilansowania zasobów w 1994 r. uzyskano wielkość całkowitego poboru wód podziemnych na poziomie 2,9 km³ (L. Skrzypczyk, 1995). Przeświadczenie, że wielkość poboru nie jest rejestrowana z wymaganą dokładnością, stało się podstawą dla dokonania kolejnej oceny poboru, w wyniku której uzyskano wielkość 5 km³. Przyjęto, że wynik ten daje pełniejszy obraz wielkości eksploatacji wód podziemnych w skali kraju. W świetle tego oszacowania, struktura poboru wód podziemnych przedstawiła się w sposób następujący:

- zaopatrzenie ludności i przemysł – 3,5 km³,
- odwodnienia budowlane – 0,4 km³,
- odwadnianie kopalni – 1 km³.

Należy zaznaczyć, że w pierwszej połowie lat 90. XX w. pobór wód podziemnych na potrzeby przemysłu był nadal duży.

Poza syntezami na poziomie ogólnokrajowym wykonywane były oceny poboru wód podziemnych w ujęciu głównych działów gospodarki narodowej. W przemyśle pozwalały one na poszukiwanie rozwiązań na rzecz racjonalizowania zużycia i poboru wody poprzez ograni-

czanie wodochłonności. Częściowo dzięki tym ocenom pobór wód podziemnych na cele produkcji przemysłowej systematycznie maleje. Szczególną pozycję w zakresie użytkowników przemysłowych zajmuje górnictwo. Eksponowana odrębność górnictwa wynika z wielkości poboru wód podziemnych przez tę gałąź przemysłu oraz skrupulatność rejestracji poboru wód podziemnych, która wiąże się z koniecznością utrzymania bezpieczeństwa kopalń, w kontekście ich zagrożenia wodnego. Ilość wód podziemnych pochodzących z odwadniania zakładów górniczych oraz obiektów budowlanych (w tym wody zasolone traktowane jako ścieki) wyniosła ogółem około 0,85 km³/rok (GUS, 2005). Pobór tych wód w przemyśle wydobywczym przyjmuje następującą regionalną strukturę: węgiel kamienny 40%, węgiel brunatny 40%, cynk i ołów 15%, miedź 5% (Z. Wilk red., 2003).

Rolnictwo, jako dział gospodarki narodowej, jest wyodrębnione w strukturze poboru z uwagi na wielkość obszarów wiejskich (ponad 60% powierzchni kraju, na której znajduje się blisko 60 000 jednostek osadniczych i żyje 40% ludności kraju) oraz charakterystyczny dla tego

działu przemysł – wodochłonna produkcja rolnicza (ok. 20 mln trzody chlewnej, 7,3 mln bydła i nawadnianie upraw; M. Gromiec, 1999). Obszary wiejskie są zaopatrywane w wodę przede wszystkim z ujęć wody podziemnej (blisko 95% całości zaopatrzenia). Potrzeby wodne wsi kształtowane są bezpośrednio przez: liczbę ludności wiejskiej, w ramach określonej liczby i rodzaj gospodarstw domowych na wsi, oraz techniczne uwarunkowania w korzystaniu z wody. Infrastruktura zaopatrzenia w wodę na obszarach wiejskich nie została jeszcze prawidłowo rozpoznana. Świadczą o tym dane, np. resortu rolnictwa (MRiGŻ, 1998) i urzędu statystycznego (GUS, 2005).

Infrastruktura poboru wody w 1997 r. na obszarach wiejskich (MRiGŻ, 1998) obejmowała:

- 9044 wodociągów zbiorowych (jednoosiedlowe lub grupowe, zaopatrujące dwie lub więcej jednostek osadniczych, eksploatowane przez samorządy gminne);
- 4563 wodociągów zakładowych, własność Agencji Własności Rolnej Skarbu Państwa (AWRSP);
- ponad 700 000 wodociągów indywidualnych (ujęcia własne rolników);
- około 8200 studni publicznych;
- ponad 520 000 studni kopanych.

Według ewidencji wodociągów (na koniec 2004 r.) prowadzonej przez GUS (2005), liczba wodociągów o wydajności poniżej 1000 m³/d wynosiła 16 778, o większej wydajności 413, a studni publicznych 408.

W świetle różnych ocen (S. Żelichowski, 1996; M. Gromiec red., 1999) na obszarach wiejskich powstaje od 0,8 do 1,2 km³/rok ścieków, co oznacza, że wielkość poboru wody musi być większa od tych wartości. Stąd resort rolnictwa ocenia, że zużycie wód podziemnych na obszarach rolniczych kształtowało się następująco:

- 1965 r. – 500 mln m³/rok (0,5 km³/rok,
- 1992 r. – 1 500 mln m³/rok (1,5 km³/rok).

Obecnie na wsi obserwuje się przewagę wodociągów zbiorowych, lecz jednocześnie znacząco wzrasta liczba wodociągów zagrodowych. Ogólnokrajowe dane statystyczne na ten temat są całkowicie rozbieżne. Określają one wielkość poboru w 2004 r. (GUS, 2005) na poziomie 0,34 km³/rok dla domostw i 0,06 km³/rok dla przemysłu rolniczego (łącznie ok. 0,4 km³/rok). O zbliżonej wielkości pobór

wód (rzędu 0,5 km³/rok) na obszarach wiejskich był szacowany przez resort rolnictwa w 1965 r. (M. Gromiec, *op.cit.*).

Gospodarka komunalna służy zaspokojeniu potrzeb społeczeństwa w wodę do picia i cele socjalne. Obsługuje ona około 21 mln ludzi. Dane dotyczące zmian w liczbie ujęć wody podziemnej ilustrują proces centralizowania rozproszonych ujęć w większe wodociągowe systemy zaopatrzenia w wodę. Zachodzące zmiany w organizacji wodociągów nie mają istotnego wpływu na wielkość poboru, który utrzymuje się na poziomie z lat 90. XX w. Ujęcia komunalne korzystają obecnie w znacznie większym stopniu z wód podziemnych niż z wód powierzchniowych (fig. 11.1). Ogólnokrajowe dane statystyczne charakteryzują się istotną wiarygodnością w odniesieniu do obszarów miejskich, gdzie ponad 88% budynków i mieszkań zaopatrywanych jest z wodociągów sieciowych, a około 9% z wodociągów lokalnych (łącznie blisko 98,5% mieszkań).

W ocenie wielkości poboru jednym z podstawowych zagadnień jest wielkość strat sieciowych. Istnieją poważne różnice pomiędzy zarejestrowaną wielkością poboru

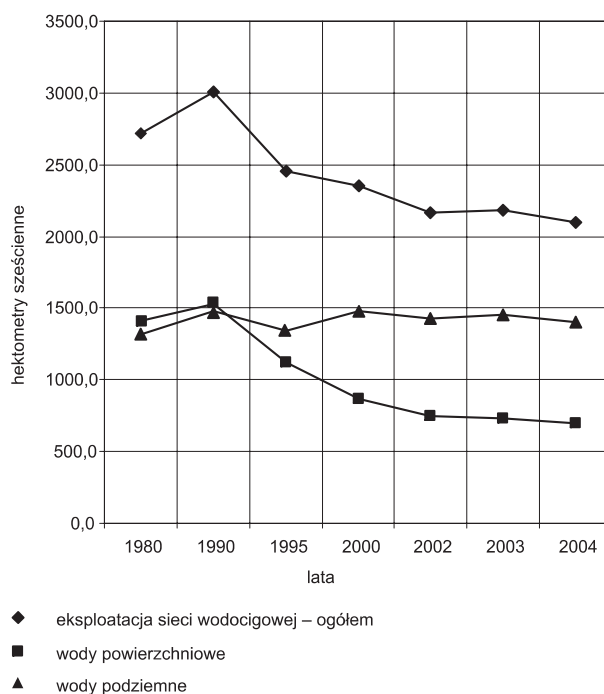


Fig. 11.1. Pobór wód na potrzeby ludności – sieć wodociągowa (GUS, 2005)

wody przez ujęcia a ilością wody sprzedanej użytkownikom. Różnicę tą stanowią straty wody w sieci wodociągowej. Komponentami całkowitych strat sieciowych wody są:

- straty technologiczne, rozumiane jako potrzeby własne stacji uzdatniania, które wynoszą od ułamka procentu do 10%;

- straty z innych przyczyny to głównie ucieczka wody spowodowana nieszczelnością rurociągów oraz pozaprawny (pozostający poza kontrolą dostawy i ewidencją odbiorcy) lub zniekształcany pobór przez odbiorców.

W tym kontekście, w ujęciu regionalnym, rysuje się niski stopień stabilności w corocznej ilości sprzedawanej użytkownikom wody lub jej rejestracji. Zwłaszcza na obszarach rolniczych wielkość strat w sieci wodociągowej, sięga, po odliczeniu strat technologicznych, nawet ponad 50% wielkości poboru rejestrowanego. Rejestruje się przypadki, że na tym samym ujęciu straty w jednym roku mogą sięgać 80%, a w kolejnym nieco ponad 20% wielkości poboru. Wielkość strat wodociągowych wzrasta wprost proporcjonalnie do wielkości poboru.

Dystrybucja poboru wód podziemnych jest bardzo różnicowana. Dominujący, i wciąż rosnący, udział notowany jest obecnie w gospodarce komunalnej. W ostat-

nich kilku latach wystąpiło zjawisko pewnego zmniejszenia wydobycia wody podziemnej, głównie wśród odbiorców przemysłowych, a także w rezultacie ograniczenia eksploatacji górniczej. Wprowadzane uregulowania prawne, dotyczące monitorowania wielkości poboru z ujęć wody podziemnej i jej odbioru przez użytkowników, oraz dalszy rozwój sieci wodociągowej na obszarach wiejskich mogą zmanifestować się istotnym, ale przejściowym wzrostem rejestrowanego poboru. Wzrost ten będzie miał formalny wymiar z jednej strony, ale z drugiej będzie on w znacznej mierze tylko pozorny (Z. Frankowski i in., 2006). Wynika to z faktu, że pobór rejestrowany to tylko część poboru całkowitego.

Wielkość poboru nie rejestrowanego, wykorzystując istniejące prace badawcze na ten temat, można oszacować na 1,5 km³/rok. Łącznie, uwzględniając rejestrowane zaopatrzenie ludności na obszarach miejskich i wiejskich na poziomie 1,3 km³/rok (GUS, 2005) oraz wielkość poboru nie rejestrowanego na obszarach wiejskich (wg średniej z różnych metod szacunkowych), wielkość zaopatrzenia ludności może obecnie wynosić około 2,8 km³/rok. Całkowity, przewidywalny pobór wód podziemnych w połowie pierwszej dekady XXI wieku może osiągnąć wielkość 4 km³/rok (Z. Frankowski i in., 2006).

11.2. Wykorzystanie wód podziemnych na podstawie ogólnokrajowych danych statystycznych

Prezentowany pobór wód podziemnych opracowano według stanu na 31.12.2004 r. (dane ewidencjonowane przez GUS zestawiono w tab. 11.1–11.2). Pobór wody na potrzeby gospodarki narodowej i ludności przedstawiono w tabeli 11.1. W wielkości ogólnego poboru – 11 km³ (10 990 hm³), pobór wód podziemnych wynosi 1,6 km³ (1630,6 hm³), co stanowi 14,8 % poboru ogółem. Na cele eksploatacji sieci wodociągowej (ujęcia wód dla celów pitnych) ogółem przypada 2,1 km³ (2101,5 hm³), przy czym dominuje pobór wód podziemnych (66,9%), tj. 1,4 km³ (1405,9 hm³), przy poborze wód powierzchniowych

(33,1%), tj. 0,7 km³ (695,7 hm³). Dla potrzeb konsumpcyjnych udział poboru wód podziemnych zdecydowanie przeważa nad poborem wód powierzchniowych (fig. 11.1). W wieloletniu 1980–2004 zaznaczył się wyraźny spadek poboru wód powierzchniowych (rzędu 23%) przy jednoczesnym utrzymaniu trendu dla stałej wielkości poboru wód podziemnych (fig. 11.2). Dane przytoczone w tabelach i na figurach przedstawiono w ujęciu administracyjnym, które jest formatem ogólnokrajowych informacji statystycznych.

Tabela 11.1

Pobór wody na potrzeby gospodarki narodowej i ludności według źródeł poboru i województw w 2004 r. (GUS, 2005)

Województwa	Ogółem		Na cele						
			produkcyjne (poza rolnictwem i leśnictwem – z ujęć własnych)			nawodnień w rolnictwie i leśnictwie oraz napełniania i uzupełniania stawów rybnych	eksploatacji sieci wodociągowej*		
			razem	w tym wody			razem	wody	
	powierzchniowe	podziemne		powierzchniowe	podziemne**				
	hm ³ [10 ⁶ m ³]	na 1 km ² [10 ³ m ³]	w hektometrach sześciennych [10 ⁶ m ³]						
P O L S K A	10990,0	35,1	7817,0	7485,0	224,7	1071,5	2101,5	695,7	1405,9
Dolnośląskie	456,0	22,9	126,7	112,9	10,0	145,3	183,9	57,4	126,5
Kujawsko-pomorskie	236,4	13,2	73,3	64,8	8,3	48,1	115,0	21,4	93,6
Lubelskie	355,0	14,1	111,0	91,9	17,4	157,9	86,1	0,1	86,0
Lubuskie	101,1	7,2	15,7	5,8	7,9	33,2	52,3	4,0	48,3
Łódzkie	326,9	17,9	88,0	71,6	15,1	90,5	148,4	14,4	134,0
Małopolskie	879,9	57,9	639,2	594,8	11,8	85,6	155,1	103,3	51,8
Mazowieckie	2678,3	75,3	2286,9	2253,1	32,9	100,3	291,1	160,4	130,7
Opolskie	127,0	13,5	47,8	32,4	12,0	28,2	51,0	5,1	45,9
Podkarpackie	274,0	15,4	133,6	121,3	8,8	60,2	80,1	43,6	36,5
Podlaskie	88,8	4,4	14,3	2,2	11,5	19,7	54,8	7,6	47,2
Pomorskie	284,8	15,6	139,6	119,9	17,4	26,3	118,8	9,5	109,3
Śląskie	528,9	42,9	126,2	55,2	20,0	72,1	330,6	205,4	125,2
Świętokrzyskie	1110,5	94,8	963,9	951,5	8,7	81,1	65,5	9,7	55,8
Warmińsko-mazurskie	124,1	5,1	30,5	21,0	9,4	25,1	68,6	0,0	68,5
Wielkopolskie	1894,8	63,5	1607,0	1583,4	23,4	91,8	196,0	28,8	167,2
Zachodniopomorskie	1523,5	66,5	1413,2	1403,1	10,1	6,1	104,2	24,9	79,3

* pobór wód na ujęciach, przed wtłoczeniem do sieci,

** dane nie uwzględniają poboru wód podziemnych, użytkowanych na cele pitne w ramach zwykłego korzystania z wód, oszacowanego na około 1500 x 10⁶ m³/rok (1,5 km³/rok) (Frankowski i in., 2006).

W analizie struktury poboru wody na cele produkcyjne w wieloletnim okresie 1980–2004 obserwuje się również trend malejącego udziału wód powierzchniowych (tab. 11.2). W celach porównawczych zestawiono dane o ustalonych zasobach eksploatacyjnych wód podziemnych kra-

ju (tab. 11.3 i 11.4). W grupie ujęć wód podziemnych komunalnych i wiejskich sieci wodociągowych pobory są z reguły kilkakrotnie niższe od ustalonych zasobów eksploatacyjnych (tab. 11.1 i 11.3). Przy wielkości ogólnej 16,5 km³ (16 500,1 hm³) dla ustalonych zasobów

Tabela 11.2

Pobór wody na potrzeby gospodarki narodowej i ludności według źródeł poboru (GUS, 2005)

WYSZCZEGÓLNIENIE	1980	1990	1995	2000	2002	2003	2004
w hektometrach sześciennych [10^6 m ³]							
O G Ó Ł E M	14183,6	14247,7	12065,5	11048,5	10833,5	11069,9	10990,0
Wody powierzchniowe	11899,0	11927,7	10078,0	9150,6	9066,7	9287,3	9252,2
Wody podziemne	1958,3	2029,4	1720,7	1747,3	1656,6	1674,7	1630,6
Wody z odwadniania zakładów górniczych oraz obiektów budowlanych (użyte do produkcji)*	326,2	290,6	266,0	150,6	110,2	107,9	107,3
Cele produkcyjne**	10137,6	9549,4	8431,6	7637,9	7554,8	7875,7	7817,0
Wody powierzchniowe	9168,5	8706,1	7783,4	7221,5	7214,8	7542,8	7485,0
Wody podziemne	642,9	552,7	381,4	265,8	229,8	225,0	224,7
Wody z odwadniania zakładów górniczych oraz obiektów budowlanych (użyte do produkcji)	326,2	290,6	266,9	150,6	110,2	107,9	107,3
Nawodnienia w rolnictwie i leśnictwie- oraz napelnianie i uzupełnianie stawów rybnych (wody powierzchniowe)	1323,4	1693,7	1176,8	1060,6	1108,2	1014,8	1071,5
Eksploracja sieci wodociągowej***	2722,6	3004,6	2457,1	2350,1	2170,5	2179,4	2101,5
Wody powierzchniowe	1407,2	1527,9	1117,8	868,5	743,7	729,7	695,7
Wody podziemne	1315,4	1476,7	1339,3	1481,5	1426,8	1449,7	1405,9
w odsetkach							
O G Ó Ł E M	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Cele produkcyjne*	71,5	67,0	69,9	69,1	69,8	71,1	71,1
Nawodnienia w rolnictwie i leśnictwie oraz uzupełnienia stawów rybnych	9,3	11,9	9,7	9,6	10,2	9,2	9,7
Eksploracja sieci wodociągowej***	19,2	21,1	20,4	21,3	20,0	19,7	19,2

* do 1999 r. wykazywane jako wody kopalniane,

** poza rolnictwem i leśnictwem – z ujęć własnych,

*** pobór wody na ujęciach, przed wtłoczeniem do sieci.

eksploatacyjnych kraju, sumaryczny pobór wód podziemnych na ujęciach, przed wtłoczeniem do sieci wodociągowych, wynosił ok. 1,4 km³ (1405,9 hm³) (tab. 11.1). Stanowi to 8,5% ustalonych zasobów eksploatacyjnych. Na obszarze kraju pobór wód podziemnych dla

sieci wodociągowych wynosi 12,8% ogólnego poboru (tab. 11.1). Procentowy udział poboru wód podziemnych dla sieci wodociągowych w poszczególnych regionach jest różny, np. w województwie warmińsko-mazurskim wynosi 55,2%, w podlaskim 53,2%, w dolno-

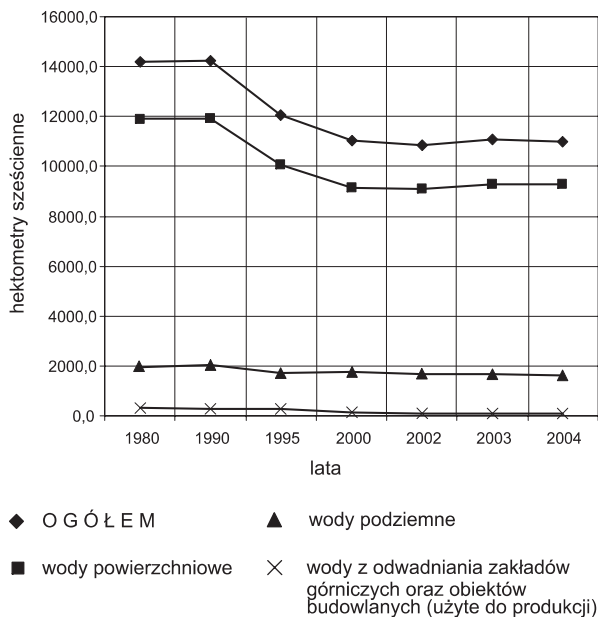


Fig. 11.2. Pobór wody na potrzeby gospodarki narodowej i ludności (GUS, 2005)

śląskim 27,7%, natomiast w mazowieckim zaledwie 4,9% ogólnego poboru w regionie.

Inaczej przedstawia się wykorzystanie ustalonych zasobów eksploatacyjnych w poszczególnych województwach. Największy wskaźnik wykorzystania zasobów eksploatacyjnych występuje w województwach: dolnośląskim (16,6%), śląskim (12,8%) i wielkopolskim (10,6%). Największa nadwyżka ustalonych zasobów eksploatacyjnych w stosunku do poborów występuje w obrębie czwartorzędowych poziomów wodonośnych mimo, że są one najczęściej eksploatowane. Wynika to z powszechnego występowania czwartorzędowych zasobnych warstw wodonośnych na niewielkich głębokościach od powierzchni terenu. W porównaniu do wielkości odpływu wód (50 km³), jaki miał miejsce w kraju w 2004 r. (fig. 11.3), rejestrowany pobór wód podziemnych (łącznie ze zrzucanymi jako ścieki wodami kopalnianymi) stanowi blisko 5%, natomiast pobór całkowity szacuje się na około 8%. Łączny pobór wód na cele produkcyjne (wody powierzchniowe i podziemne) wynosi 7,8 km³. Stanowi to 15,6% odpływu wód.

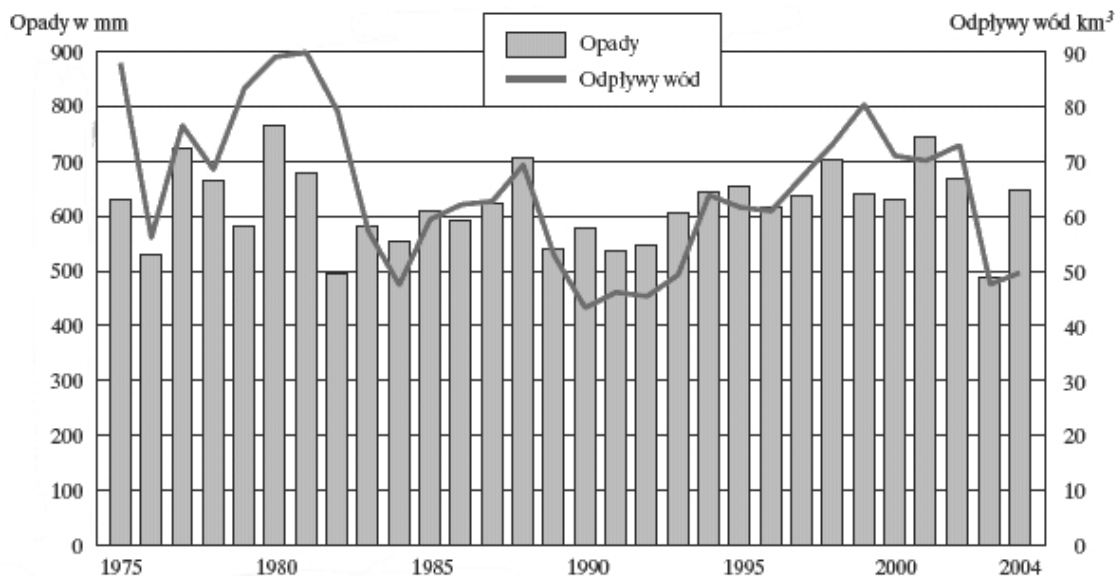


Fig. 11.3. Opady i odpływ w latach 1975–2004 (GUS, 2005)

Tabela 11.3

Zasoby eksploatacyjne wód podziemnych według województw w 2004 r. (Skrzypczyk, 2005)

Województwa	Ogółem		Z utworów			
	stan w dniu 31 XII	przyrost lub ubytek (-) w stosunku do 2003 r.	czwartorzędowych	neogeńsko-paleogeńskich	kredowych	starszych
	w hektometrach sześciennych [10^6 m^3]					
P O L S K A	16500,1	124,9	10860,2	1674,5	2252,9	1712,5
Dolnośląskie	761,4	3,7	519,3	171,0	29,2	41,9
Kujawsko-pomorskie	1263,9	16,1	1008,8	198,9	45,5	10,6
Lubelskie	1137,7	7,2	186,0	106,2	838,4	7,1
Lubuskie	791,5	4,1	734,3	57,1	0,1	0,0
Łódzkie	1307,9	26,3	501,6	53,9	501,7	250,7
Małopolskie	579,3	8,5	323,4	60,2	108,7	87,0
Mazowieckie	1911,2	26,7	1466,1	151,9	208,1	85,1
Opolskie	469,3	2,9	204,9	123,6	16,8	124,0
Podkarpackie	501,4	2,2	451,3	37,5	12,3	0,3
Podlaskie	659,1	3,3	640,6	18,1	0,3	0,1
Pomorskie	1423,9	6,4	1181,2	136,3	105,9	0,4
Śląskie	978,7	-2,6	195,5	17,2	36,8	729,2
Świętokrzyskie	530,2	-4,7	61,0	36,7	122,0	310,5
Warmińsko-mazurskie	1130,2	2,8	1068,8	60,1	1,3	0,0
Wielkopolskie	1570,8	13,4	949,9	382,4	213,5	25,0
Zachodniopomorskie	1483,7	8,8	1367,4	63,5	12,1	40,7

Źródło: dane Państwowego Instytutu Geologicznego

Tabela 11.4

Zasoby eksploatacyjne wód podziemnych (Skrzypczyk, 2005)

Wyszczególnienie	1990	1995	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
	w hektometrach sześciennych [10^6 m^3]								
O G Ó Ł E M	14039,6	15393,2	15792,0	15879,6	16050,2	16167,2	16180,5	16330,4	16500,1
Z utworów :									
czwartorzędowych	9125,7	9993,6	10249,2	10485,0	10570,4	10652,2	10650,0	10742,9	10860,2
neogeńsko-paleogeńskich	1544,4	1643,1	1674,8	1612,6	1626,6	1630,7	1631,6	1653,8	1674,5
kredowych	1825,1	2105,8	2129,4	2146,4	2179,1	2189,4	2197,9	2228,2	2252,9
starszych	1544,4	1650,7	1738,6	1635,6	1674,1	1694,9	1701,0	1705,5	1712,5

Źródło: dane opracowane na podstawie materiałów GUS

11.3. Użytkowanie wód podziemnych w ujęciu sektorów gospodarki narodowej

Gospodarowanie wodą z sieci wodociągowej dowodzi, że dla celów zaopatrzenia ludności i potrzeb komunalnych podstawowe znaczenie ma woda podziemna. Wskazuje na to utrzymująca się od 1990 r. stabilna wielkość poboru wód podziemnych, na poziomie zbliżonym do 1,4 km³/rok (1400 hm³, tj. 1400·10⁶ m³/d), na tle zmniejszającej się w tym okresie (o 30%) ogólnej wielkości eksploatacji wód na ujęciach komunalnych (tab. 11.2). Uderzająco widoczna jest duża dysproporcja w ewidencji poboru wód podziemnych dla gospodarstw na obszarach miejskich – 931 hm³/rok i wiejskich – 338 hm³/rok, co przekłada się na następujące wskaźniki zużycia wody, odpowiednio: miasto – od 30 do 66 m³/mieszkańca na rok, wieś – 23,3 m³/mieszkańca na rok (GUS, 2005).

Zdecydowane ograniczenie eksploatacji wód podziemnych na cele przemysłowe w aglomeracjach miejskich znalazło odzwierciedlenie w modyfikacji warunków hydrogeologicznych – zmanifestowało się zmniejszeniem zarówno zasięgu regionalnych lejów depresji, jak i wielkości depresji regionalnej, wywołanych skoncentrowanym poborem wody. Takie zmiany zarejestrowano w odniesieniu do centrum miast m.in. Łodzi, Warszawy czy Gdańska.

Na obszarze Warszawy spadek wielkości poboru wód podziemnych z utworów oligoceńskich, w których powstał regionalny lej depresji, odnotowuje się od 1972 r. Brak jest kompletnej i wiarygodnej informacji o wielkości poboru rzeczywistego. W okresie najintensywniejszej eksploatacji ujęć pobierano łącznie od 40 000 do 45 000 m³/d. W pierwszej połowie lat 90. XX w. wielkość poboru kształtowała się na poziomie od 12,5 do 18,5 tys. m³/d (średnio ok. 15 tys. m³/d). Spadek wielkości poboru do blisko jednej trzeciej w stosunku do najintensywniejszej eksploatacji spowodował, że w 1996 r. redukcja wielkości depresji regionalnej osiągnęła kilkanaście metrów (J. Bażyński, 1997).

Przemysł jest najbardziej wodochłonnym działem gospodarki narodowej w związku z wytwarzaniem i zaopa-

trzeniem w energię i wodę. W tym dziale gospodarki udział wód podziemnych zajmuje znikomą pozycję (ok. 0,3%) ponieważ podstawowe znaczenie mają w nim wody powierzchniowe. W gałęziach przemysłu, w których zaopatrzenie z ujęć wód podziemnych ma znaczenie i jest duże, zużycie wody wyrażone jako procent całości pobranej wody przez określony rodzaj przemysłu kształtuje się następująco (GUS, 2005):

- obiekty wojskowe resortu obrony (i administracja publiczna) – 89%,
- zakłady przetwórstwa rolno-spożywczego – 72%,
- roboty budowlane – 72%,
- usługi: służba zdrowia – 75%, pozostałe (oświata i nauka, kultura i sztuka, sport i turystyka, handel, gastronomia, usługi, zakłady pracy) – 64%,
- przemysł mineralny – 50%,
- zakłady produkcji tekstyliów – 30%,
- produkcja i obróbka metalu – 10%.

Pobór wód podziemnych przez górnictwo jest zawsze rozpatrywany odrębnie w stosunku do innych użytkowników wód podziemnych, w tym przemysłu (patrz cz. 2, tom II). W wykorzystaniu wód kopalnianych bardzo istotną rolę odgrywa czynnik ekonomiczny – przy obecnym sposobie liczenia kosztów, wody kopalniane nie są konkurencyjne dla wód z ujęć powierzchniowych (Z. Wilk red., 2003). W porównaniu do lat 90. XX w. obecne wykorzystanie wód podziemnych z odwodnień górniczych spadło prawie do 12,7% wielkości odwodnienia; wykorzystanie wód z odwodnień górniczych na cele produkcyjne wynosi 0,1 km³ (108 hm³/rok) (GUS, 2005). Dopływy poniżej 1500 m³/d są w całości wykorzystywane przez same kopalnie (Z. Wilk *op. cit.*). W kopalniach o dopływie wód słodkich powyżej 1500 m³/d są one ujmowane selektywnie, a stopień wykorzystania sięga do 80% (30% potrzeby własne i ponad 50% sprzedaż do Rejonowych Przedsiębiorstw Wodociągów i Kanalizacji).

Dane o poborze wód podziemnych w sektorze rolniczym i użytkowaniu tych wód na obszarach wiejskich są

najmniej kompletne. Z dostępnych informacji (GUS, 2005) wynika, że do celów nawodnienia wykorzystuje się 0,1 km³/rok, przy czym dominującą pozycję (blisko 95%)

stanowi nawodnianie metodą podsiąkania. Blisko 5% wody podziemnej zużywane jest podczas nawadniania metodą deszczowania.

11.4. Uwarunkowania zmian wielkości poboru

Trendy demograficzne i gospodarcze będą określały wielkość dalszego zapotrzebowania na wodę i stan zanieczyszczenia zasobów wodnych, co oznacza, że możliwość zaspokojenia tych potrzeb zależna będzie od zmian cywilizacyjnych i zrównoważonej gospodarki zasobami wodnymi. Wzrost zapotrzebowania na wodę oraz towarzysząca jemu zwiększająca się eksploatacja zasobów wodnych na potrzeby gospodarcze oraz dla zaopatrzenia ludności jest ogólnym zjawiskiem, które rejestruje się na obszarze całej Europy. Trend ten zaznacza się szczególnie wyraźnie w przypadku wód podziemnych, które stanowią istotny element w budżecie wodnym każdego z państw UE.

Przewiduje się, że w Polsce przemiany społeczne i gospodarcze spowodują wzrost zapotrzebowania na wodę, który w perspektywie roku 2050 może osiągnąć 170% wielkości poboru wody w 1990 r. (Z. Kaczmarek, 1996). Oznaczałoby to, że wzrost poboru wód mógłby przebiegać w tempie 1% rocznie. Zaktualizowana prognoza całkowitego zapotrzebowania na wodę (bez wód przeznaczonych na cele chłodnicze, które praktycznie pochodzą wyłącznie z zasobów wód powierzchniowych) przewiduje na przestrzeni okresu 1990–2050 wzrost wielkości zaopatrzenia ludności w wodę o 35% (tj. ok. 1 km³) oraz zaopatrzenie rolnictwa do celów hodowlanych i nawadniania o 50% (także ok. 1 km³). Przewidywany, blisko 100%, wzrost zapotrzebowania na wodę przez przemysł raczej nie będzie wiązał się z poborem wód podziemnych, ponieważ w tym sektorze dominuje wykorzystanie wód powierzchniowych.

Potwierdzeniem dla słuszności długoterminowych prognoz może być rosnący trend w poborze wód podziemnych, który rejestruje się w wykorzystywaniu wód przez wodociągi do zaopatrzenia ludności i do celów publicznych (w gospodarce komunalnej). Wzrost poboru ja-

ki odnotowano w ciągu ostatnich 20 lat (1982–2003), odzwierciedlają to odpowiednio liczby: 1,31 oraz 1,45 km³, jest systematyczny i wyniósł około 10%. Należy również wziąć pod uwagę fakt, że o ile w chwili obecnej z wodociągów zbiorowych korzysta tylko 66% gospodarstw wiejskich, to zakłada się w celach strategicznych rozwoju obszarów rolniczych (ok. 2010 r.) zaopatrywanie 95% ludności wiejskiej w wodę z wodociągów sieciowych (M. Gromiec red., 1999).

Na obszarach rolniczych będzie również istotnie wzrastał pobór wód podziemnych do nawadniania upraw, celem zaspokojenia potrzeb ze strony produkcji roślinnej. W 2003 r. zużycie wód podziemnych na ten cel (metodą deszczowania i podsiąkania) wyniosło około 0,1 km³. Powszechnie wartość tę uważa się jednak za zaniżoną z uwagi na fakt, że do tych celów część poboru wody odbywa się w znacznej mierze poza prawem. Dawka nawadniająca, według zapotrzebowania, przyjmowana jest na poziomie 2000 m³/ha na rok (J. Szymańska, 1991).

Czynnikami mogącym znacznie wpływać na całkowity bilans poboru wód podziemnych jest górnictwo, ściślej odwodnienia zakładów górniczych (ok. 30% udziału). Prowadzenie odwodnień górniczych w okresie ostatnich 15 lat powodowało pobór wód podziemnych na poziomie 0,8 do 0,9 km³/rok. Roczne wahania w wielkości poboru wynikały głównie z wielkości odwodnienia kopalń odkrywkowych, szczególnie wrażliwych na dopływ wód pochodzących z bieżącej infiltracji opadów atmosferycznych.

Istotne, regionalne zmiany wielkości poboru wód związane z odwodnieniami górniczymi mogą się pojawić w przypadku uruchamiania nowych złóż kopalni. Do takich inwestycji zaliczyć można podjęcie eksploatacji rud cynku i ołowiu w rejonie zawierciańskim (Z. Wilk red., 2003). Uwzględniając obecnie realizowany plan zamyka-

nia kopalń można przypuszczać, że do 2010 r. dopływ/pobór pozostaną w miarę stabilne, co wynika z faktu, że na obecnym etapie zamykanie kopalń nieznacznie wpływa na zmniejszenie poboru, a to ze względu na utrzymania bezpieczeństwa pracy w pozostałych kopalniach (Z. Wilk, *op. cit.*).

Intensywna eksploatacja wód podziemnych może w niektórych rejonach kraju uruchamiać procesy, w wyniku których następuje degradacja jakości ujmowanych wód podziemnych. Procesami takimi są na przykład ascenzja wód zasolonych lub ingresja wód morskich. Nadmierne oddziaływanie na jakość wód użytkowych poziomów wodonośnych jest czynnikiem zmuszającym do ograniczania wielkości poboru wód podziemnych w niektórych rejonach kraju. Zagrożenia tego rodzaju występują na obszarach o względnie małej głębokości (najczęściej mniejszej niż 200 m) występowania wód zasolonych – na Kujawach, w zapadlisku przedkarpackim i Karpatach (czasem już w pierwszej warstwie wodonośnej), fragmentach Wielkopolski i doliny Odry oraz środkowej i dolnej Warty, w strefie przymorskiej i na Żuławach.

Przykładem konieczności ograniczenia wielkości poboru wód podziemnych, i skali tego ograniczenia, z powodu oddziaływania wód zasolonych jest aglomeracja miejska Gdańska (B. Kozerski i in., 2005). W tym przypadku woda eksploatowana była przez ujęcia komunalne. Maksimum eksploatacji wód podziemnych piętra czwartorzędowego przypadało na lata 1980–1985. Wynosiło ono wówczas 100 000 m³/d. W wyniku intensywnej eksploatacji wystąpiły daleko idące przeobrażenia składu chemicznego wód, w efekcie ingresji wód zasolonych. Znaczne ograniczenie wielkości poboru, do poziomu

40 000–50 000 m³/d, nastąpiło pod koniec lat 90. XX w. Zmniejszenie eksploatacji wpłynęło na stopniowe zmniejszenie koncentracji jonu chlorkowego w obszarach objętych zasoleniem. Tempo wysładzania się wód następuje względnie szybko z uwagi na wielkość redukcji poboru (o ponad połowę).

Równie ważnym czynnikiem kształtującym w przyszłości poziom popytu i podaży wody mogą stać się zmiany warunków klimatycznych. Obecna tendencja tych zmian interpretowana jest przez niektóre grupy naukowców jako globalne ocieplenie się klimatu. Obserwowane na obszarze Polski trendy zmian hydrologicznych w XX w. wskazują na: zmniejszanie się odpływu rzeczno- i zmniejszanie się opadów (R. Farat i in., 1995; IMiGW, 1995).

W gospodarce wodnej kraju obserwować się będzie realny wzrost poboru wód podziemnych. Wzrost ten nie powinien jednak zagrozić dobremu stanowi ilościowemu z wyjątkiem tych jednostek hydrogeologicznych, dla których już obecnie zdefiniowano takie zagrożenie. Zasoby zretencjonowane w obrębie użytkowych poziomów słodkich wód podziemnych wynoszą w skali kraju 1100 km³ (B. Paczyński red., 1995). Prawie 40% tych zasobów mieści się w czwartorzędowych poziomach wodonośnych, 20% w utworach neogeńsko-paleogeńskich i blisko 35% w spękanych poziomach kredy i jury. Reszta występuje w rozwiniętych lokalnie, niekiedy bardzo zasobnych poziomach triasu i dewonu oraz słabiej wodonośnych utworach permu, karbonu i starszego paleozoiku. Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych w użytkowych poziomach wodonośnych, w aspekcie ich odnawialności, oceniane są na 12 km³/rok (A.S. Kleczkowski, S. Mikulski, 1995) do 15 km³/rok (B. Paczyński, 1995).

11.5. Instrumenty prawne i działania administracyjne do prowadzenia racjonalnego poboru wód podziemnych

Monitoring poboru wody oraz bilansowanie jego aktualnej wielkości, w tym także z dostępnymi zasobami wód podziemnych, jest jednym ze strategicznych zadań gospodarki wodnej kraju, mającym na celu osiągnięcie

zrównoważonej gospodarki zasobami wodnymi (Prawo wodne, 2001 z późniejszymi zmianami).

Tego rodzaju gospodarka artykułuje ogólnie sformułowane priorytety dla programu działania (art. 2, *op. cit.*):

- 1) zapewnienie ilości i jakości wody,
- 2) ochrona przed nadmierną eksploatacją,
- 3) utrzymanie ekosystemów zależnych od wody,
- 4) zaopatrzenie w wodę dla rolnictwa i przemysłu.

Priorytety te uwzględniają równocześnie kryterium trwałości poboru wód w kontekście stałości zaopatrzenia w wodę. W odniesieniu do wód podziemnych dodatkowo wyszczególnia podstawowe cele ich wykorzystania (art. 32, *op. cit.*), tj.:

- zaopatrzenie ludności w wodę do spożycia i na potrzeby socjalno-bytowe,
- produkcja artykułów żywnościowych oraz farmaceutycznych.

Obowiązujące zasady prawne oraz wynikające z nich procedury i działania administracyjne przekładają się na pakiet działań podstawowych (art. 113a ust. 2, *op. cit.*). Należy do nich także kreowanie działań na rzecz kontroli poboru wody. Kontrola i systematyczna ocena wielkości poboru wód podziemnych mają zapobiegać marnotrawstwu wody i jej zasobów, co znajduje stosowne odzwierciedlenie w zapisie Prawa wodnego (art. 31 ust. 2, *op. cit.*).

Działania w zakresie kontroli i oceny wielkości poboru mogą być realizowane w obrębie porządku prawnego, który ustala zasady dla zwykłego i szczególnego korzystania z wód (art. 36 i 37, *op. cit.*). Zasady te pośrednio wprowadzają klasyfikację poboru wody podziemnej, odpowiednio: na pobór nie rejestrowany (niewymagający bezpośredniego ewidencjonowania i pomiarów urządzeniami kontrolnymi, jeśli ilość pobieranej wody nie przekracza 5 m³/d) oraz pobór rejestrowany. W przypadku poboru rejestrowanego, przedmiotem systematycznego pomiaru urządzeniami kontrolnymi jest każde ujęcie czerpiące wodę podziemną w ilości przekraczającej 100 m³/dobę. Kontrolowana również musi być ilość wody zużywanej przez użytkownika, tj. dostarczonej do odbiorcy (Ustawa, 2001). Informacje o ilości czerpanej wody podziemnej, które podlegają ewidencji (pobór rejestrowany) są zbierane i przechowywane w określonych instytucjach na mocy Prawa wodnego (2001, z późniejszymi zmianami).

Stosowne zapisy (art. 2 ust. 1, art. 36 ust. 2 i 3 oraz art. 37, *op. cit.*) określają również ramową strukturę poboru wody, która ustalona jest poprzez zdefiniowanie głównych grup użytkowników:

- ludność,
- rolnictwo,
- przemysł.

Ludność stanowi grupę użytkowników, która jest zaopatrywana w wodę w ramach obu form korzystania z wód – zwykłego, indywidualnie na potrzeby gospodarstwa domowego lub rolnego, oraz szczególnego, które ma kształt zbiorowego zaopatrzenia w wodę. Pobór wody odbywający się w ramach zwykłego korzystania z wód jest nadal bardzo duży na obszarach wiejskich.

Rolnictwo użytkuje wodę na potrzeby gospodarcze (hodowla, produkcja roślinna) w ramach szczególnego korzystania z wód. W przypadku wykorzystywania wód podziemnych do produkcji roślinnej wyróżniane są dodatkowe sposoby poboru – nawadnianie za pomocą deszczowni oraz za pomocą zabiegów melioracyjnych (podsiąki).

Przemysł stanowi grupę użytkowników pobierających wodę podziemną wyłącznie w ramach szczególnego korzystania z wód. Z uwagi na różnorodność przemysłu i związaną z tym wielkość poboru wód podziemnych, dodatkowo wyodrębnia się w tej grupie – odwodnienia obiektów lub wykopów budowlanych oraz zakładów górniczych (art. 31 ust. 4 oraz art. 122 ust. 1, *op. cit.*).

Racjonalnemu gospodarowaniu wodami służą instrumenty zarządzania zasobami wodnymi (art. 2 ust. 2, *op. cit.*). Znajdują one odzwierciedlenie w konieczności sporządzania stosownych dokumentacji planistycznych, których elementami są, m.in.: identyfikacja oddziaływania zmian poziomów wód podziemnych (art. 113 ust. 2, *op. cit.*) oraz sprecyzowanie warunków korzystania z wód regionu wodnego (art. 115 ust. 1, *op. cit.*), które w nawiązaniu do poboru wód podziemnych uwzględniają wprowadzenie ograniczenia w korzystaniu z wód, w tym także poboru wód podziemnych dla osiągnięcia ustalonych celów środowiskowych.

W obecnie obowiązującym porządku prawnym kraju, zagadnienie poboru wód zostało praktycznie dostosowane do wymagań zawartych w Ramowej Dyrektywie Wodnej (Dyrektywa 2000/60/WE), która ustanawia ramy działania wspólnotowego w dziedzinie polityki wodnej. Wielkość poboru z ujęcia wody podziemnej przedstawiana jest w formie rocznego bilansu ilości czerpanych wód. Monitoring wielkości poboru rejestrowanego stanowi

podstawę dla sporządzania długotrwałych prognoz, których aktualizacja następuje w cyklu 6-letnim (art. 113 ust. 7 – Prawo wodne, 2001 z późniejszymi zmianami).

Wielkość poboru nie rejestrowanego nie może być dokładnie przedstawiana, ponieważ jej określenie może jedynie powstać na drodze przybliżonego oszacowania. Jedyną drogą dla przeprowadzenia obliczeń szacunkowych jest uwzględnienie reprezentatywnych wskaźni-

ków zużycia wody, mających dokumentację w rzeczywistej wielkości poboru, oraz danych statystycznych uzyskanych na drodze Powszechnego Spisu Rolnego oraz Narodowego Spisu Ludności i Mieszkań. Dane statystyczne są aktualizowane co 15–20 lat, a to oznacza, że pobór całkowity może zostać zaktualizowanym dopiero w takim horyzoncie czasu.

Literatura

- BAŻYŃSKI J., 1997 – Eksploatacja wód poziomu oligoceńskiego w Warszawie na tle zmian depresji regionalnej. *W: Oligoceński zbiornik wód podziemnych regionu mazowieckiego* (red. J. Dowgiałło, A. Macioszczyk): 48–61. PAN, MOŚZNIŁ. Warszawa.
- DZIAŁALNOŚĆ Państwowej Służby Hydrogeologicznej 2004 – Synteza. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DYREKTYWA 2000/60/UE z dn. 23.10.2000 r. w sprawie ustanowienia ram dla działalności wspólnoty w dziedzinie polityki wodnej. Dz. Urzędowy UE L 327/1, z dn. 22.12.2000 (Ramowa Dyrektywa Wodna). Bruksela.
- FARAT R., KĘPIŃSKA-KASPRZAK M., KOWALCZAK P., MAGER P., 1995 – Susze na obszarze Polski w latach 1951–1990. IMiGW. Warszawa.
- FRANKOWSKI Z., HERBICH P., HORDEJUK T., MITRĘGA J. SKRZYPCZYK L., 2006 – Metodyka oceny poboru wód podziemnych w skali ogólnokrajowej (etap I). CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- GROMIEC M. (red.), 1999 – Podstawy naukowe strategii ochrony wód w Polsce w świetle przystąpienia do Unii Europejskiej. Mat. XVIII symp. PKM Stowarzyszenia Jakości Wody. IMiGW. Warszawa.
- GUS, 2005 – Ochrona środowiska – Informacje i opracowania statystyczne. Zak. Wyd. Staty. Warszawa.
- IMiGW, 1995 – Ocena i stan środowiska przyrodniczego Polski i innych krajów. Mat. I Międzynarodowe Symp. Nauk. Jachranka. IMiGW. Warszawa.
- INSTRUKCJA opracowania i komputerowej edycji Mapy hydrogeologicznej Polski, skala 1:50 000, 1999. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KACZMAREK Z., 1996 – Problemy gospodarki wodnej w świecie i Polsce. *Nauka*, 4/96: 43–58.
- KLECZKOWSKI A. S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony. AGH. Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1994 – Metodyczne podstawy ochrony wód podziemnych. Proj. Badaw. KBN Nr 9 0615 91 01. Arch. AGH. Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S. i in., 1991 – Ochrona wód podziemnych w Polsce, stan i kierunki badań. Pub. CPBP 04.10. z. 56: 253–273. SSGW AR. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S., MIKULSKI Z., 1995 – Prognoza gospodarowania wodą. Stan Zasobów. *Zesz. Nauk. Komit. Człow. i Środo.*, 10: 35–46.
- KOZERSKI B., JAWORSKA-SZULC B., PRUSZKOWSKA M., PRZEWŁÓCKA M., 2005 – Wysładanie się wód podziemnych w piętrze czwartorzędowym Gdańska jako rezultat zmniejszonego poboru. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. 12: 371–375. UMK. Toruń.
- MALINOWSKI J. (red.), 1976 – Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce, 1:500 000. Cz. I i II. Wyd. Geol. Warszawa.
- MISZTAŁ M., SAPEK A., 1997 – Jakość wody w studniach zagrodowych i charakterystyka rolniczo-socjologiczna gospodarstw w wybranych zlewniach Zbiornika Dobczyckiego. *Rolnictwo polskie i ochrona jakości wody*. *Zesz. Edu.*, 3: 83–99.
- MRiGŻ, 1998 – Informacja o ocenie stanu i rozwoju infrastruktury technicznej wsi w 1997 roku. MRiGŻ. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., 1995 – Ocena, zatwierdzanie i bilansowanie zasobów wód podziemnych w Polsce. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. 7: 23–44. Wyd. Profil, AGH. Kraków.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas Hydrogeologiczny Polski w skali 1:500 000, cz. II. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PRAWO wodne – Ustawa Sejmu RP z dn. 18 lipca 2001 r. Dz. U. 115, poz. 1229 (z późniejszymi zmianami).
- PRZEPISY, 1969 – Przepisy o ustalaniu zasobów wód podziemnych, CUG. Wyd. Geol. Warszawa.
- SKRZYPCZYK L., 1995 – Wody podziemne. *W: Bilans zasobów kopalni i wód podziemnych w Polsce wg stanu na 31 XII 1994 r.* MŚ, Państw. Inst. Geol. Warszawa.

- SKRZYPCZYK L. 2005 – Wody podziemne. *W*: Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce wg stanu na 31 XII 2004 r. MŚ, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SZYMAŃSKA J., 1991 – Społeczno-ekonomiczne przesłanki i uwarunkowania kształtowania się zadań gospodarki wodnej związanych z głównymi grupami użytkowników zasobów wodnych. *W*: Społeczno-ekonomiczne uwarunkowania gospodarki wodnej (red. E. Łustacz). Cz. III. *Monografie Kom. Gosp. Wodnej PAN*, zes. 1.
- USTAWA z dnia 7 czerwca 2001 r. o zbiorowym zaopatrzeniu w wodę i zbiorowym odprowadzaniu ścieków, Dz. U. 2001 nr 72 poz. 747.
- WILK Z. (red), 2003 – Hydrogeologia polskich złóż kopalin i problemy wodne górnictwa. T. 1, 2. AGH. Kraków.
- ŻELICHOWSKI S., 1996 – Zrównoważony rozwój rolnictwa i obszarów wiejskich. Rolnictwo polskie i ochrona jakości wody. IMUZ Falenty. Warszawa.

12. Obszary deficytowe w wodę

Programowanie działań zmierzających do zrównoważonego korzystania z zasobów wodnych opiera się m.in. na informacji o rozmieszczeniu regionalnych obszarów deficytowych, w których istniejące lub prognozowane potrzeby wodne ludności, rolnictwa i przemysłu przekraczają dostępne do zagospodarowania zasoby wód podziemnych tych rejonów.

Identyfikacja obszarów deficytowych jest podstawą do dokonania wstępnej analizy stanu ilościowego wód podziemnych w obszarach dorzeczy i regionów wodnych, do sporządzania planów gospodarowania wodami

na obszarze dorzecza oraz do wyznaczania rejonów (zlewni) bilansowych, dla których pilne i konieczne jest ustalenie warunków korzystania z wód (wraz z modelową symulacją optymalnego rozrządu zasobów dyspozycyjnych pomiędzy użytkowników ujęć istniejących i projektowanych). W tych dokumentach planistycznych formułowane są kierunki działań w zakresie rozpoznawania, ochrony i dystrybucji zasobów wód podziemnych w obszarach deficytowych, dla których powinny być sporządzone szczegółowe opracowania hydrogeologiczne na bieżące potrzeby zarządzania gospodarką wodną.

12.1. Rodzaje obszarów deficytowych

Deficyt możliwych do zagospodarowania zasobów wód podziemnych (dostępnych – dyspozycyjnych – perspektywicznych) dotyczy tych obszarów, w obrębie których występują ograniczenia możliwości korzystania z zasobów wód podziemnych. Ograniczenia te mogą wynikać zarówno z przyczyn naturalnych, jak również ze zmian naturalnego środowiska, spowodowanych dotychczasową działalnością gospodarczą. Konsekwencją jest brak możliwości pełnego zaspokojenia aktualnych lub prognozowanych potrzeb wodnych użytkowników ko-

munalnych, przemysłowych i rolniczych z zasobów wód podziemnych dostępnych do zagospodarowania w obrębie tych obszarów.

Odrębnym rodzajem deficytu zasobowego jest formalnoprawny brak rezerw dostępnych do zagospodarowania zasobów wód podziemnych, spowodowany niekontrolowanym udzielaniem pozwoleń wodnoprawnych na pobór wód, przy jednoczesnym występowaniu rezerw zasobowych w warunkach niewielkich poborów rzeczywistych; sytuacja ta wymaga przeprowadzenia przez administrację

weryfikacji wydanych pozwoleń i nie jest przedmiotem poniższych analiz.

Dany obszar bilansowy traktuje się jako deficytowy wówczas, gdy w jego obrębie występują określone ograniczenia korzystania z zasobów wód podziemnych.

- Ograniczenie wynikające z występowania lub możliwości powstania zagrożeń dla zrównoważonego korzystania z zasobów wód podziemnych. Zagrożenia te dotyczą istotnego pogorszenia stanu ilościowego wód powierzchniowych i stanu ekosystemów lądowych bezpośrednio zależnych od wód podziemnych. Ograniczenia takie występują w obrębie obszarów wykazujących deficyt bilansu wodno-gospodarczego, czyli ujemny wynik porównania aktualnych (lub prognozowanych) potrzeb wodnych użytkowników z możliwymi do zagospodarowania zasobami dyspozycyjnymi lub perspektywicznymi wód podziemnych.

- Ograniczenie dla dalszego zwiększania poboru wód podziemnych w obszarze zasobowym grupy intensywnie eksploatowanych ujęć wód podziemnych. Obszar zasobowy jest tu rozumiany jako regionalny obszar spływu wód podziemnych do ujęć, w którym pobór jest zrównoważony zasilaniem wód podziemnych (infiltracja opadów atmosferycznych i ewentualnie wód powierzchniowych) w dłuższych okresach czasu (co najmniej 2–3-le-

tnich). Deficyt ma tu zatem charakter potencjalny, ograniczający możliwość zaspokajania rosnących potrzeb wodnych z istniejących lub nowych ujęć. Zagrożenie może stanowić taki wzrost poboru wody w obszarze zasobowym, który wywołuje niekorzystne zmiany dynamiki lub jakości wód podziemnych, a w szczególności obniżenie wysokości hydraulicznej w poziomach użytkowych, powodujące spadek wydajności studzien, ascencję zasolonych wód wgłębnych, ingresję wód płytkich o złej jakości, obniżenie zwierciadła wód gruntowych w chronionych ekosystemach lądowych oraz spadek natężenia przepływów niskich w rzekach.

- Ograniczenie wynikające z braku możliwości ujmowania wód podziemnych na potrzeby zbiorowego zaopatrzenia w wodę. Dotyczy to obszarów, w obrębie których nie występuje użytkowy poziom wodonośny, czyli obszarów bez warstw wodonośnych, spełniających następujące kryteria: miąższość ponad 5 m, wodoprzewodność ponad 50 m²/d, wydajność potencjalna studni ponad 5 m³/h, jakość wód klasy I lub II (wody nadające się do wykorzystania komunalnego bez uzdatniania lub po uzdatnieniu w technologii wodociągowej). Obszary takie pokrywają się z tzw. obszarami bezwodnymi w rozumieniu Instrukcji... (1999) do Mapy hydrogeologicznej Polski, 1:50 000.

12.2. Metodyka identyfikacji obszarów deficytowych

Identyfikacja obszarów deficytowych opiera się o wynik bilansu wodno-gospodarczego, przeprowadzonego z uwzględnieniem dostępnych do zagospodarowania zasobów wód podziemnych – dyspozycyjnych i perspektywicznych, w zlewniach bilansowych i regionach wodnych (P. Herbich i in., 2003). Identyfikacja obszarów deficytowych jest szczególnie istotna dla planowania gospodarki wodnej przez samorządy szczebla gminnego i powiatowego, stąd wskazane jest wyznaczanie takich obszarów w granicach jednostek administracyjnych, ze świadomością szacunkowego charakteru bilansu i wynikających z tego ograniczeń co do zakresu jego wykorzystania.

Dostępne do zagospodarowania zasoby wód podziemnych (ZG) wyrażone w [m³/d] dla obszarów jednostek administracyjnych (powiatów, w razie potrzeby także dla gmin) mogą być oszacowane z wykorzystaniem następującej zależności:

$$ZG = \Sigma(zd_i \cdot Ad_n) + (zp_j \cdot Ap_m) \quad [12.1]$$

gdzie:

zd_i [m³/d·km²] – moduł zasobów dyspozycyjnych, średni w i -tym obszarze bilansowym, dla którego ustalono w dokumentacji hydrogeologicznej zasoby dyspozycyjne wód podziemnych, obejmujący fragment terenu danego powiatu o powierzchni Ad_n [km²];

zp_j [$\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$] – moduł zasobów perspektywicznych, średni w j -tej zlewni bilansowej, dla której ustalono zasoby perspektywiczne wód podziemnych (P. Herbach, *op. cit.*), obejmujący fragment terenu danego powiatu o powierzchni Ap_m [km^2].

Do bilansu wprowadzany jest średni rzeczywisty w roku pobór (UR) wyrażony w [m^3/d] z ujęć wód podziemnych w obrębie obszarów powiatów lub gmin (określony np. na podstawie opłat wnoszonych z tego tytułu). Pobór prognozowany (UP) jest szacowany w oparciu o udzielone pozwolenia wodno-prawne oraz wskaźniki zużycia wody na cele komunalne, produkcji przemysłowej i rolnej.

Rezerwa (RZ) (lub deficyt DZ , gdy $ZG < UR$) dostępnych do zagospodarowania zasobów wód podziemnych (ZG) jest określana jako wynik bilansu stanu aktualnego (RZ_A w [m^3/d]) i prognozowanego (RZ_P w [m^3/d]):

$$RZ_A = ZG - UR \quad [12.2]$$

$$RZ_P = ZG - UP \quad [12.3]$$

Jako obszar deficytowy z punktu widzenia możliwości zwiększenia poboru wód podziemnych – wymagający szczegółowej analizy problemów wodno-gospodarczych – należy również uważać regionalny obszar koncentracji poboru wód podziemnych. Taki obszar może stanowić grupa ujęć o łącznym poborze rzeczywistym (lub dopusz-

czalnym pozwoleniami wodno-prawnymi) przekraczającym łącznie $5000 \text{ m}^3/\text{d}$ ($> 1,8 \text{ mln m}^3/\text{rok}$).

Powierzchnię obszaru zasobowego Az [km^2] grupy intensywnie eksploatowanych ujęć wód podziemnych – w przypadku braku wyników badań modelowych – szacuje się z formuły:

$$Az = \frac{\sum UR}{zo} \quad [12.4]$$

gdzie:

zo [$\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$] – moduł zasobów odnawialnych ustalony dla obszaru bilansowego zasobów dyspozycyjnych (lub zlewni bilansowej zasobów perspektywicznych), obejmującego obszar zasobowy rejonu koncentracji ujęć wód podziemnych.

Zasięg obszarów zasobowych – w przypadku braku ustaleń dokumentacji hydrogeologicznych zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych opartych o badania modelowe – jest określany w sposób przybliżony, z uwzględnieniem stanu pola hydrodynamicznego głównego użytkowego poziomu wodonośnego prezentowanego na *Mapie hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000* (1996–2004).

Regionalne obszary koncentracji poboru mogą być traktowane jako obszary deficytowe w przypadku braku możliwości dalszego zwiększania poboru wód podziemnych (ze względów zasobowych).

12.3. Przykłady obszarów deficytowych

Na figurach 12.1–4 podano przykłady identyfikacji obszarów deficytowych wyznaczonych w województwach mazowieckim i pomorskim, jako obszary o:

- braku użytkowych poziomów wodonośnych,
- silnej antropopresji na jakość wód głównego poziomu użytkowego,
- współwystępowaniu wód słonych i słodkich,
- ingresji wód słonych,

- zmniejszonej możliwości poboru wody ze względu na obszary prawem chronione,
- koncentracji poboru wód podziemnych zagrożonych brakiem możliwości dalszego zwiększenia poboru
- obszary zagrożone niezaspokojeniem aktualnych i prognozowanych potrzeb wodnych.

Przykłady przedstawiono na podstawie Raportów PSH (2004 i 2005).

- W mieście i powiecie radomskim, gdzie pobór wód podziemnych (UR) przez ujęcia wodociągowe i przemysłowe wynosił w 2003 r. łącznie 76,6 mln m^3 (średnio 0,21 mln m^3/d) co stanowi 12,5% poboru na terenie województwa.

Miasto Warszawa oraz powiaty grodziski, piaseczyński, pruszkowski, sochaczewski i warszawski zachodni oraz miasto i powiat radomski zostały zaliczone do obszarów wykazujących deficyt bilansu wodno-gospodarczego wód podziemnych, który świadczy o zagrożeniu dla zrównoważonego wykorzystania zasobów wód podziemnych w tym obszarze (fig. 12.1).

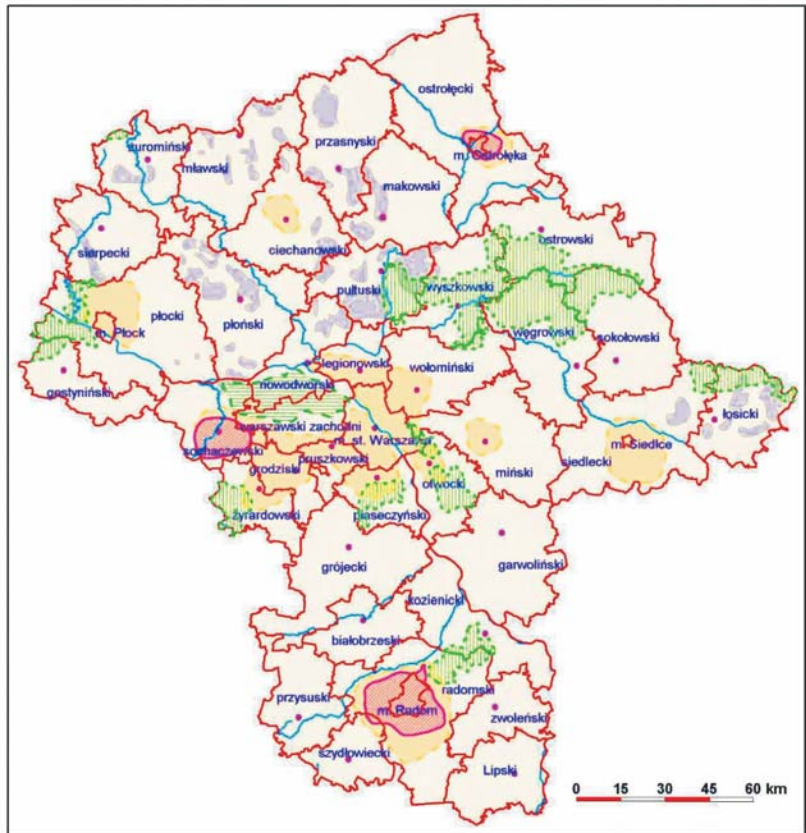
W obrębie ww. powiatów wydzielono dwa obszary zasobowe dla rejonów wysokiej koncentracji poboru z ujęć wód podziemnych (fig. 12.2):

- w rejonie aglomeracji warszawskiej obszar zasobowy o powierzchni 2109 km^2 , w którym pobór wód podziemnych (UR) w 2003 r. wyniósł 186 mln m^3 (średnio 0,511 mln m^3/d), co stanowi 30,4% poboru na terenie województwa (przy wskaźniku poboru $ur = 242 m^3/d \cdot km^2$);

- w rejonie Radomia obszar zasobowy o powierzchni 797 km^2 , w którym pobór wód podziemnych (UR) w 2003 r. wyniósł 68,2 mln m^3 (średnio 0,187 mln m^3/d), co stanowi 11,1% poboru na tere-

nie województwa (przy wskaźniku poboru $ur = 234 m^3/d \cdot km^2$).

Największe rezerwy zasobów dostępnych do zagospodarowania stwierdzono w powiatach: ostrołęckim, ciechanowskim, makowskim, przasnyskim, siedleckim i wołomińskim.



- obszar zasobowy rejonu koncentracji ujęć wód podziemnych o poborze >5 tys. m^3/d (zasięg przybliżony)
- obszar regionalnego lejka depresji (wg Mapy hydrogeologicznej Polski 1 : 50 000)
- obszar bez użytkowego poziomu wodonośnego (wg Mapy hydrogeologicznej Polski 1 : 50 000)

Tereny ekosystemów chronionych:

- park narodowy
- park krajobrazowy

Inne:

- rzeka

Fig. 12.2. Obszary ograniczonych możliwości zwiększania poboru wód podziemnych w województwie mazowieckim

pozostałe objaśnienia jak na figurze 12.1

12.3.2. Województwo pomorskie

Województwo pomorskie wyróżniają, w skali kraju, wysokie zasoby wód powierzchniowych i podziemnych.

Zdecydowana większość ujęć wód podziemnych jest zlokalizowana w regionalnych strefach drenażu wód, co zapewnia im korzystne warunki zasilania. Wszystkie duże ujęcia komunalne o poborze przekraczającym 5 000 m³/d posiadają możliwości zwiększenia poboru bez wywołania negatywnych skutków środowiskowych. Istniejące rezerwy najczęściej przekraczają 40–50% zasobów odnawialnych.

Na podstawie przeprowadzonej analizy zidentyfikowano trzy regionalne obszary deficytowe (fig. 12.3).

- Rejon Żuław Wiślanych w obrębie gmin: Nowy Staw, Nowy Dwór Gdański i Ostaszewo wraz z obszarami miejskimi Nowego Stawu i Nowego Dworu Gdańskiego. Wielkość dostępnych zasobów wód podziemnych jest tu znacznie ograniczona z uwagi na złą jakość wód. Obszary wymienionych gmin zaopatrywane są w wodę z ujęcia Letniki za pomocą Centralnego Wodociągu Żuławskiego.

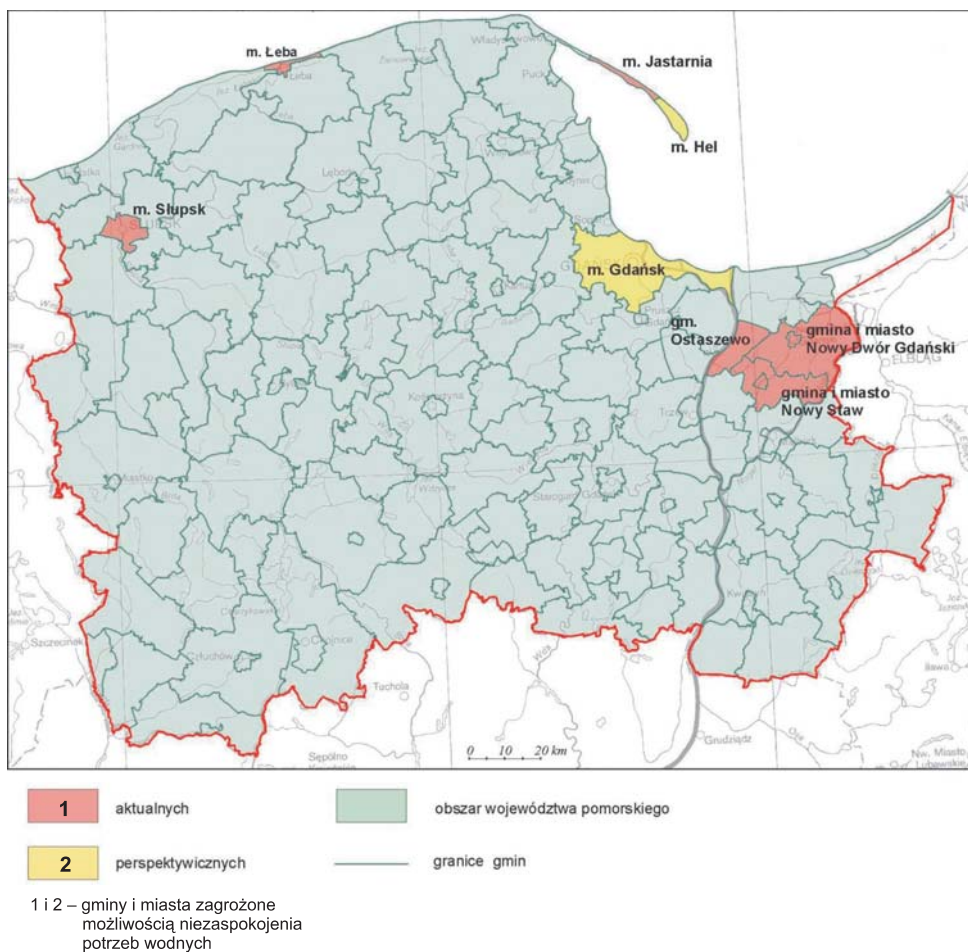
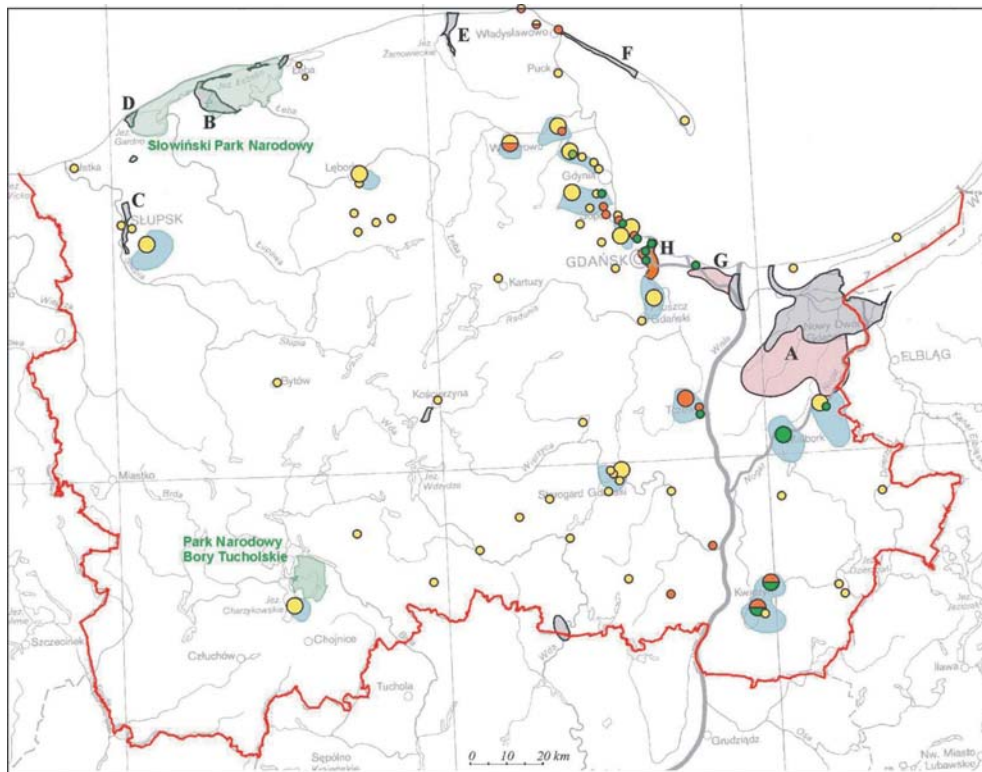


Fig. 12.3. Obszary deficytowe w województwie pomorskim

• Rejon Słowińskiego Parku Narodowego (SPN) w obrębie miasta Łeby i gmin Wicko i Smołdzino. Dostępność zasobów ogranicza zła jakość wód podziemnych oraz nakaz ochrony ekosystemów wodnych i lądowych SPN. Zaopatrzenie w wodę podziemną tego rejonu

realizowane jest przez wykorzystanie ujęcia wiejskiego w Smołdzinie i Żelazie.

• Mierzeja Helska – dostępne zasoby wód podziemnych mogą zapewnić jedynie pokrycie bieżących potrzeb miasta Hel. Brak istotnych rezerw umożliwiających roz-



- ujęcia o poborze poniżej 5 000 m³/d
- ujęcia o poborze powyżej 5 000 m³/d

Ujęte piętro wodonośne

- czwartorzędowe ● neogreńsko-paleogreńskie ● kredowe

■ obszar zasobowy ujęcia lub grupy ujęć

UWAGA: Wyznaczone obszary zasobowe nie są zagrożone brakiem możliwości dalszego zwiększenia poboru wód podziemnych

■ parki narodowe

OBSZARY DEFICYTOWE

- brak użytkowego poziomu wodonośnego
- współwystępowanie wód słodkich i słonych
- strefy ingresji wód słonych:

- A - rejon Żuław Wiaśnianych
- B - rejon Jeziora Łebsko
- C - rejon Miasta Słupska
- D - rejon Rowów
- E - rejon Jeziora Żarnowieckiego
- F - rejon Mierzei Helskiej
- G - rejon ujścia Wisły
- H - rejon kanałów portowych w Gdańsku

Fig. 12.4. Obszary ograniczonych możliwości zwiększania poboru wód podziemnych w województwie pomorskim

wój miasta. Pozostała część mierzei korzysta z ujęć Władysławowa.

Do obszarów deficytowych można zaliczyć również miasto Słupsk, gdzie wielkość zasobów wód podziemnych ograniczają strefy wód zasolonych przenikających z głębokiego podłoża. Niedobory wód miasto uzupełnia z ujęcia w Głobinie.

Zakładając w przyszłości dynamiczny rozwój Gdańska i regionu należy liczyć się z wystąpieniem ograniczeń w zaopatrzeniu miasta w wodę podziemną (fig. 12.4). W celu zapewnienia pokrycia zapotrzebowania należy rozpatrzyć możliwość zwiększenia poboru wód podziemnych z ujęć poza granicami miasta.

Literatura

HERBICH P. i in., 2003 – Ustalenie zasobów perspektywicznych wód podziemnych w obszarach działalności regionalnych zarządów gospodarki wodnej. Oprac. stud. wyk. na zam. MŚ, Państw. Inst. Geol. Warszawa.

MAPA hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, 1996 – 2004. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

RAPORT z działalności państwowej służby hydrogeologicznej za rok 2004 i 2005. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.

INSTRUKCJA opracowania i komputerowej edycji Mapy hydrogeologicznej Polski, skala 1:50 000, 1999. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

13. Zagrożenia i ochrona słodkich wód podziemnych

13.1. Zagrożenia antropogeniczne wód podziemnych

Zasoby użytkowych wód podziemnych w Polsce ulegają degradacji ilościowej i jakościowej w wyniku oddziaływań antropogenicznych. Pogorszenie jakości wód podziemnych następuje bezpośrednio – w następstwie wprowadzenia do środowiska geologicznego substancji zanieczyszczających lub powodujących uruchamianie

składników środowiska geochemicznego oraz pośrednio – przez spowodowanie dopływu do ujęcia wód o niekorzystnej jakości lub przez wywołanie przemian hydrogeochemicznych, powodujących wprowadzenie do wód składników naturalnego środowiska geochemicznego.

13.1.1. Ogniska zanieczyszczeń

Przyczyną pogarszania się jakości wód podziemnych jest najczęściej przenikanie substancji obcych, pochodzących ze ścieków, odpadów, surowców, nawozów

sztucznych, środków ochrony roślin oraz emisji pyłowo-gazowych. Substancje te pochodzą spoza warstwy wodonośnej i łączy się je z określonym ogniskiem

zanieczyszczeń. Za ogniska zanieczyszczeń uznaje się zatem takie efekty działalności człowieka, które w różny sposób prowadzą do zmian właściwości fizycznych, chemicznych i biologicznych wód podziemnych, obniżając ich walory jakościowe. Ogniska zanieczyszczeń mogą mieć różnorodny charakter przestrzenny (A.S. Kleczkowski red., 1984, 1991; S. Witzczak, A. Adamczyk 1994). Różnicujemy je na:

- punktowe (np. doły chłonne, śmietniki, studnie i otwory wiertnicze o złym stanie technicznym, szyby kopalniane itp.);
- liniowe lub pasmowe (drogi, rzeki, kanały i rurociągi);
- małopowierzchniowe (np. składowiska odpadów, hałdy, osadniki ściekowe i pola irygacyjne);
- wielkoprzestrzenne (np. chemizacja rolnictwa, emisja pyłów i gazów, tereny zabudowy nieskanalizowanej).

Zanieczyszczenia wód podziemnych są często konsekwencją zdarzeń niezamierzonych lub przypadkowych, jak np. nieszczelności i pęknięcia rurociągów lub sieci kanalizacyjnej, awarii instalacji technologicznych, uszkodzenia zbiorników itp. (H. Byczyński i in. 1979). Równie często mamy jednak do czynienia z działalnością świadomą i zamierzoną. W tym przypadku zanieczyszczenie wód podziemnych jest skutkiem ubocznym, który można jedynie zminimalizować, a którego całkowicie nie da się uniknąć. Przykładem takich działań jest stosowanie nawozów sztucznych i środków ochrony roślin, gnojowicowanie pól, procesy uboczne towarzyszące wydobyciu surowców mineralnych, wykonywanie otworów wiertniczych, głębokich wykopów budowlanych itp.

Stan rozpoznania zanieczyszczeń wód podziemnych, powodowany przez wymienione ogniska zanieczyszczeń, jest w Polsce (na koniec 2007 r.) niezadawalający.

Szacunki oparte na rejestracji ewidentnych przypadków zanieczyszczenia wód podziemnych (T. Błaszyk, J. Górski, 1993) wskazują, że główną rolę odgrywają ogniska związane z rolnictwem i hodowlą (38%) oraz z przemysłem (23,7%). Podobne dane podają A. Macioszczyk i J. Mitrega (1997) – rolnictwo i hodowla 33% a przemysł 18%.

Ogniska zanieczyszczeń o najbardziej zróżnicowanym charakterze, najczęściej bardzo groźne ze względu na ilość i/lub jakość zawartych substancji toksycznych, po-

wstają w związku z działalnością przemysłową. Są to zwykłej ogniska o zasięgu lokalnym. Przemysłowe zanieczyszczenia związane są z utylizacją i magazynowaniem odpadów i surowców, infiltracją ścieków, emisją pyłowo-gazową, wyciekami różnego typu substancji chemicznych, w tym paliw, z nieszczelnych instalacji technologicznych lub zbiorników. Najbardziej groźne są różnego typu substancje chemiczne migrujące ze składowisk odpadów niebezpiecznych, zlokalizowanych w pobliżu fabryk i zakładów chemicznych. O skali tych zagrożeń mogą świadczyć dane głównego Urzędu Statystycznego (GUS, 2005) wskazujące na nagromadzenie w Polsce 1745,3 mln ton odpadów, w tym około 1/3 w formie płynnej w stawach osadowych. Ścieki przemysłowe stanowią szczególne zagrożenie jeśli wprowadzane są do nieszczelnych stawów ściekowych lub do małych cieków, z których następuje ich infiltracja do wód podziemnych.

Istotne zanieczyszczenia o zasięgu przestrzennym powoduje rolnicze wykorzystanie ścieków przemysłu spożywczego, w szczególności z zakładów przemysłu ziemniaczanego. Przykładem może być zanieczyszczenie wód podziemnych związkami azotu i potasu w dolinie Warty, na południe od Poznania, powstałe w wyniku rolniczego wykorzystania ścieków Zakładów Ziemniaczanych w Lubniu. Działalność ta uniemożliwiła budowę planowanego na tym terenie ujęcia wody dla potrzeb aglomeracji poznańskiej.

Duży wpływ zarówno na ilość, jak i jakość wód podziemnych mają zakłady górnicze. Zanieczyszczenia związane są głównie z infiltracją, przez ciek powierzchniowe, wód zasolonych pompowanych z kopalń, a także oddziaływania stawów osadowych. Duże zagrożenie związane jest również z odpadami górnymi, w szczególności jeśli zawierają one łatwo rozpuszczalne sole i/lub siarczki. Utlenianie siarczków na hałdach powoduje duże zagrożenia środowiska wodnego powstającym kwasem siarkowym (I. Twardowska i in., 1988; I. Twardowska, 1991; I. Twardowska, J. Szczepańska, 1995). Zjawisko to ma również istotny wpływ na jakość wód w wyrobiskach po eksploatacji surowców mineralnych, w szczególności węgla brunatnego (K. Polak, M. Czop, 2003).

Do specyficznych ognisk zanieczyszczeń, wpływających na jakość wód na znacznych obszarach i na ogół na dużych głębokościach, należą zatapiane kopalnie węgla

i innych surowców mineralnych (A. Szczepański, 2003). Problem ten jest omówiony w tomie II monografii. Szeroką prezentację zagadnień dotyczących wpływu górnictwa oraz odpadów górniczych na wody podziemne zawierają publikacje, m.in.: I. Twardowskiej i in. (1988), I. Twardowskiej (1995) oraz Z. Wilka i R. Kulmy red. (2004).

Pośrednio z górnictwem związane jest oddziaływanie na wody podziemne energetyki i ciepłownictwa. Zagrożenia związane są głównie z oddziaływaniem odpadów paleniskowych oraz emisji kominowych. Odpady paleniskowe, gromadzone w znacznych ilościach na nieuszczelnionych często składowiskach, powodują zanieczyszczenie wód podziemnych chlorkami i siarczanami, a także metalami ciężkimi. Wykonane przy składowisku popiołów EC Karolin w Poznaniu badania wykazały, że wody podziemne płytkiego poziomu gruntowego zawierały znaczne ilości: chlorków 358–900 mg/dm³, siarczanów 539–800 mg/dm³, kadmu 0,012–0,016 mg/dm³, ołowiu 0,086–0,1 mg/dm³ i niklu 0,06–0,1 mg/dm³.

Szczególne zagrożenie stanowią odpady z małych, tradycyjnych kotłowni oraz piecyków domowych. Dodatkowo mogą one stanowić źródło zanieczyszczenia wód podziemnych rakotwórczymi, wielopierścieniowymi węglowodorami aromatycznymi. Potwierdzono to badaniami wód podziemnych ze studni wierconej, zlokalizowanej w pobliżu składowiska żużli i popiołów z tradycyjnej kotłowni w Mosinie. W badanej wodzie stwierdzono stężenie benzo(a)piranu w wysokości 130 ng/dm³.

W sferze gospodarki komunalnej zagrożenia dla wód podziemnych stanowią głównie ścieki i odpady (T. Błaszyk, H. Byczyński, 1986). Wpływ ścieków zaznacza się przede wszystkim na terenach nieskanalizowanego osadnictwa, gdzie obserwuje się głównie obszarowe zanieczyszczenia wód podziemnych azotanami. Zagrożone ściekami są też tereny gdzie stosuje się indywidualne systemy oczyszczania, a zrzut ścieków, nie zawsze dobrze oczyszczonych, następuje do gruntu lub rowów melioracyjnych. Rozległe zanieczyszczenia wód podziemnych miały miejsce w rejonach utylizacji ścieków komunalnych metodą pól filtracyjnych, które do niedawna funkcjonowały jeszcze w takich miastach jak: Leszno, Jarocin i Ostrów Wlkp. Wokół większości miast występują rów-

nież ogniska zanieczyszczenia w rejonach składowania odpadów komunalnych oraz funkcjonujących jeszcze do niedawna wylewisk ścieków. Zanieczyszczenie wód podziemnych obserwuje się również w sąsiedztwie oczyszczalni ścieków, ogrodów zoologicznych i cmentarzy.

Ogniska zanieczyszczeń pochodzące z działalności rolniczej powstają głównie w wyniku nawożenia mineralnego i organicznego oraz stosowania środków ochrony roślin. Wpływ nawożenia mineralnego na zanieczyszczenia wód podziemnych azotanami jest wyraźnie widoczny na terenach pól ornych, mimo stosunkowo niskiego, w porównaniu do innych krajów, poziomu nawożenia nawozami azotowymi (w Polsce – 74,4 kg N/ha, a w wielu krajach zachodnich – 100 kg N/ha; GUS, 1987). Aktualnie zużycie nawozów azotowych wynosi około 55 kg N/ha (GUS, 2005). Znaczne zanieczyszczenia o zasięgu obszarowym powodowały, szczególnie w drugiej połowie lat 70. i w latach 80. XX w., fermy przemysłowej hodowli zwierząt, produkujące około 1 mln m³ gnojowicy na dobę, czyli 365 mln m³/rok (dane szacunkowe wg inwentaryzacji ferm w roku 1984; J. Górski, T. Błaszyk, 1986).

Z transportem i komunikacją związanych jest szereg lokalnych i pasmowych ognisk o zróżnicowanym charakterze substancji zanieczyszczających. Są to zanieczyszczenia powstałe w wyniku awarii podczas transportu różnych substancji toksycznych oraz systematycznie powstające wzdłuż szlaków komunikacyjnych w wyniku emisji spalin, ścierania się hamulców i sprzęgieł, wycieku różnych substancji itp. Pośrednio z transportem związane są punktowe ogniska zanieczyszczeń jak: magazyny i stacje paliw, miejsca składowania środków zimowego utrzymania dróg, wytwórnie mas bitumicznych, nasycanie podkładów kolejowych itp. Rozpoznanie wpływu tras komunikacyjnych na wody podziemne jest na chwilę obecną, zarówno w Polsce jak i na świecie, niedostateczne. Natomiast stosunkowo liczne badania dokumentują bardzo wysokie poziom zanieczyszczenia spływów opadowych i roztopowych z dróg i poboczy, a także gleb i roślin w pobliżu tras komunikacyjnych (E. Mazur, 1989; A. Maciejewska, 1995; B. Osmulska-Mróż, 1997; R. Hamilton i R. Harrison red., 1991; B. Kłojzy-Kaczmarczyk i J. Mazurek, 2005). Badania te wykazują duże zanieczyszczenia spływów opadowych w zakresie metali ciężkich, wie-

lopierścieniowych węglowodorów aromatycznych (WWA) oraz węglowodorów alifatycznych i aromatycznych. Udokumentowano również efekt kumulowania się metali ciężkich (Pb, Cd, Zn a także Hg) w glebach i roślinach znajdujących się w pobliżu dróg. Przykładem są badania T. Błaszyka i in. (1993) dokumentujące zanieczyszczenia płytkich wód podziemnych, w otoczeniu dróg w rejonie Poznania, siarczanami, chlorkami i ołowiem.

Do obszarów o dużym stopniu zanieczyszczenia wód podziemnych, zwłaszcza substancjami ropopochodnymi, należą poligony wojskowe. Dokumentują to badania i prace remediacyjne prowadzone na niektórych obiektach dawnych baz radzieckich (J. Mitrega, B. Paczyński, 1996)

Rozpatrując zagrożenia powodowane różnymi ogniskami zanieczyszczeń należy zwrócić szczególną uwagę na te, które prowadzą do degradacji wód na znacznych obszarach i decydują o stopniu zanieczyszczenia wód w ujęciu ogólnym. Są to przede wszystkim rejony intensywnego rolnictwa oraz rejony zabudowy miejskiej, miejsko-przemysłowej i wiejskiej.

Prowadzone badania wskazują, że największe obszary strefy wód o znacznym stopniu zanieczyszczenia występują w rejonach osadnictwa. W obszarach tych dochodzi bowiem do koncentracji zanieczyszczeń związanych z kumulowaniem się oddziaływań wielu ognisk (ścieki, odpady, środki zimowego utrzymania dróg, emi-

sje pyłowo-gazowe, nawozy i środki ochrony roślin). W rejonach tych płytkie wody podziemne (do głęb. 20–30 m) są wyraźnie zanieczyszczone i w dużym stopniu nieprzydatne dla zaopatrzenia mieszkańców w wodę, najczęściej ze względu na zawartość azotanów, często również siarczanów, detergentów, WWA i amoniaku (J. Górski, 1989).

W rejonach pól ornych obserwuje się stopniowe pogarszanie jakości wód podziemnych, dotyczy to jednak głównie płytszych poziomów wodonośnych. Wynika to przede wszystkim z faktu, że nawozy mineralne zaczęto stosować na szeroką skalę stosunkowo niedawno (od połowy lat 60. XX w.). Należy jednak liczyć się ze wzrostem zanieczyszczenia wód w tych rejonach, szczególnie w zakresie azotanów. Wzrost zawartości azotanów, przy założeniu zwiększenia zużycia nawozów azotowych (do 120 kg/ha), może osiągnąć poziom obserwowany w krajach rozwiniętych, tj. 0,4 mg N_{NO_3} /dm³ na rok (N. Marinov, 1982). Już obecnie tereny rolnicze stanowią ilościowo główny czynnik degradacji jakości wód podziemnych. Świadczą o tym obserwacje zawartości azotanów w wodach Warty, w rejonie Poznania (fig. 13.1). Wykazują one wyraźny trend wzrostu stężeń azotanów, który niewątpliwie jest związany z dopływem coraz bardziej zanieczyszczonych azotanami wód podziemnych. O dominującym wpływie terenów rolniczych na to zjawisko świadczy pojawienie się bardzo wysokich stężeń

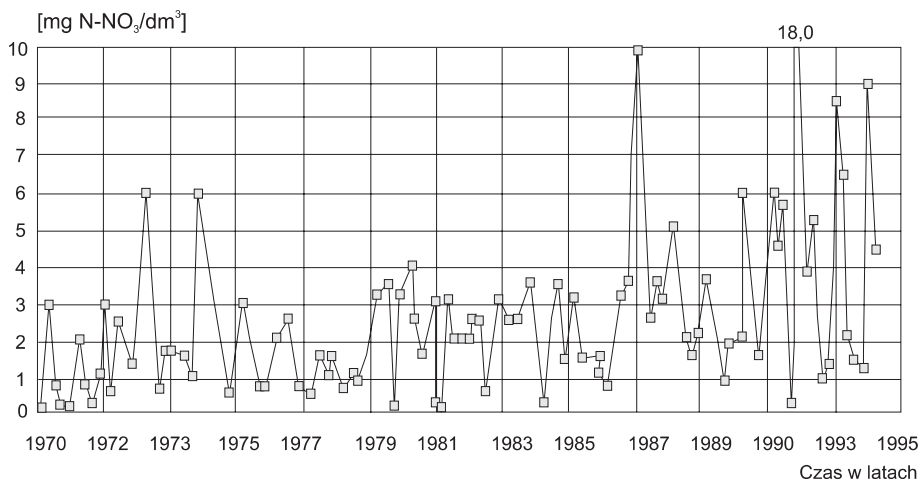


Fig. 13.1. Rozkład stężenia azotanów w wodach Warty (przekrój w Poznaniu) jako efekt wpływu zanieczyszczonych wód podziemnych na jakość wód rzeki (J. Górski, J. Przybyłek, 1997)

azotanów po okresie wieloletniej (1989–1992) suszy hydrologicznej (maks. 18 mg N_{NO₃} /dm³ w wodach Warty w rejonie Poznania). Zjawisko to związane było z kumulowaniem

się azotanów na terenach rolniczych w glebie i strefie aeracji w okresie suszy i ich skoncentrowanym spływem po jej zakończeniu.

13.1.2. Zróźnicowanie presji ognisk zanieczyszczeń

Największej presji ognisk zanieczyszczeń poddane są rejony południowej, centralnej i zachodniej Polski – patrz figura 13.2 (T. Błaszyk, J. Górski, 1993; A. Macioszczyk, J. Mitrega, 1997; J. Mitrega, A. Sadurski, 1999). Duża koncentracja ognisk zanieczyszczeń występuje w rejonach eksploatacji surowców mineralnych tj. w okręgach: Górnośląskim, Legnicko-Głogowskim, Wałbrzyskim, Tarnobrzeskim, Lubelskim i Kujawskim oraz w rejonach odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego. W obszarach tych często występują nie tylko oddziaływania na jakość wód podziemnych ale również ich degradacja ilościowa. Oddziaływania te związane są z wpływem odpadów, ścieków, emisji pyłowo-gazowych, a także negatywnych przekształceń naturalnego środowiska hydrogeochemicznego.

Należy podkreślić, że zagrożenia w znacznym stopniu pozostają, a niekiedy wręcz zwiększają się w przypadku likwidacji zakładów górniczych. Duży stopień zagrożenia występuje również w rejonach aglomeracji miejsko-przemysłowych.

Ogniska zanieczyszczeń związane z rolnictwem i hodowlą rozproszone są po całym terytorium kraju na terenach użytków rolnych. Największe zagrożenia z racji najwyższych dawek nawozów sztucznych oraz koncentracji hodowli występują jednak w zachodniej Polsce. W centralnej i wschodniej Polsce koncentrują się one w takich rejonach jak Kujawy, otoczenie aglomeracji warszawskiej oraz niektóre rejony Ziemi Zamojskiej.

13.1.3. Główne substancje zanieczyszczające

Zróźnicowanie ognisk zanieczyszczeń powoduje, że do wód podziemnych przedostają się różne substancje. Możemy je podzielić na takie, które występują w warunkach naturalnych oraz obce, nie spotykane w naturalnym środowisku. W szerokiej gamie różnych substancji zanieczyszczających należy wymienić przede wszystkim te, które stanowią powszechny czynnik zanieczyszczający na znacznych obszarach i decydują o możliwości wykorzystania wód. Są to głównie azotany i pestycydy, jak również wielopierścieniowe węglowodory aromatyczne (WWA), substancje ropopochodne, detergenty i fenole oraz metale ciężkie. Najbardziej powszechne są zanieczyszczenia azotanami. Ich źródłem są głównie nawozy

mineralne i organiczne oraz ścieki i odpady, a także emisje pyłowo-gazowe.

Istotny czynnik zagrożenia wód podziemnych na terenach rolniczych stanowić mogą pestycydy. Wskazują na to wyniki badań w USA i krajach Europy Zachodniej. W Polsce problem ten jest dotychczas słabo rozpoznany. Wykonane badania dokumentują głównie zanieczyszczenie wód podziemnych w rejonach niewłaściwie urządzonych i eksploatowanych mogiłników. Nieliczne badania dokumentują zanieczyszczenie płytkich wód podziemnych w obszarach intensywnych upraw ogrodnich i sadowniczych. W zanieczyszczonych wodach podziemnych dość często obserwuje się występowanie detergentów, WWA i w mniej-

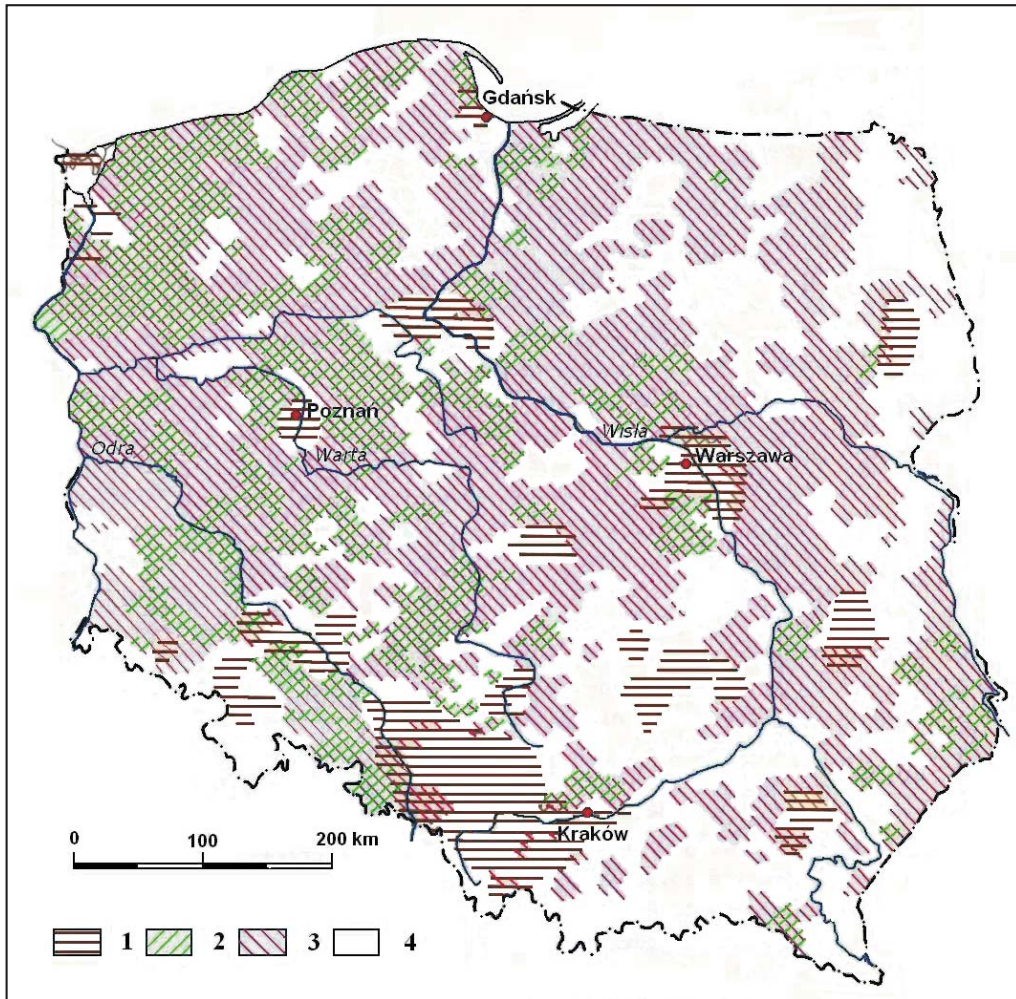


Fig. 13.2. Ocena przestrzennego zróżnicowania zagrożenia wód podziemnych w wyniku antropopresji (T. Błaszcyk, J. Górski, 1993)

1 – rejon najbardziej zagrożony zanieczyszczeniami pochodzenia przemysłowo-bytowego (aglomeracje miejsko-przemysłowe, obszary o dużym skażeniu ekologicznym); 2 – rejon najbardziej zagrożony zanieczyszczeniami pochodzenia rolniczego (rejon najbardziej intensywnego rolnictwa); 3 – rejon średnio zagrożony zanieczyszczeniami pochodzenia rolniczego; 4 – rejon najmniej zagrożony (większe obszary lasów, łąk, gór i najmniej intensywnego rolnictwa)

szym stopniu fenoli. Zanieczyszczenia te występują głównie w strefach oddziaływania ścieków oraz wód powierzchniowych zanieczyszczonych ściekami (ujęcia infiltracyjne). Źródłem detergentów są również środki ochrony roślin, a źródłem WWA są zanieczyszczenia komunikacyjne, emisje kominowe oraz odpady paleniskowe.

Zagrożenia ze strony detergentów i fenoli stopniowo zmniejszają się. Wynika to z coraz powszechniejszego stosowania detergentów podlegających szybkiej biodegradacji oraz ograniczenia zrzutów ścieków fenolowych, m.in. w związku z likwidacją wielu gazowni.

Duże zagrożenia, najczęściej jednak o zasięgu lokalnym, tworzą zanieczyszczenia substancjami ropopochodnymi. Obejmują one w szczególności tereny baz paliw, rafinerii i obiektów wojskowych (lotniska). Pomimo realizowanych od szeregu lat prac remediacyjnych obiekty te stanowią trwałe czynniki zanieczyszczenia i zagrożenia wód podziemnych na wielu obszarach, a w niektórych rejonach zagrażają ujęciom wód podziemnych (Kielce, Piła), a także powierzchniowych (jez. Miedwie). Stan zagrożenia substancjami ropopochodnymi ulega systematycznemu obniżaniu w związku z wprowadzeniem coraz bardziej rygorystycznych wymogów ochrony środowiska

i monitoringu obiektów naftowych. Problemy związane z zagadnieniem środowiska gruntowo-wodnego i jego remediacji zawarte są w publikacjach G. Maliny i A. Szczepańskiego (1994) oraz S. Kościelniaka i in. (1995).

Dość powszechny i groźny, ze względu na toksyczne oddziaływanie na organizmy żywe, czynnik zanieczyszczenia wód podziemnych stanowią metale ciężkie. Zanieczyszczenia metalami ciężkimi pojawiają się głównie w strefach oddziaływania składowisk odpadów, w tym hałd odpadów górniczych, a także ognisk zanieczyszczeń związanych z komunikacją i transportem.

13.1.4. Warunki zanieczyszczenia wód podziemnych

Stan zanieczyszczenia wód podziemnych poszczególnych poziomów wodonośnych zależy od rodzaju ogniska zanieczyszczenia, właściwości substancji zanieczyszczających, charakteru środowiska hydrogeochemicznego na drodze filtracji zanieczyszczeń oraz warunków wprowadzania zanieczyszczeń do środowiska (A. Macioszczyk, 1987; S. Witzczak, A. Adamczyk, 1994). W odniesieniu do składników łatwo migrujących w środowisku – chlorki, siarczany i azotany – zasięg zanieczyszczeń warunkowany jest przede wszystkim czasem migracji przez utwory słabo przepuszczalne. Badania wykonane w środkowej Wielkopolsce (patrz fig. 8.41; J. Górski, 1989) wykazały, że intensywne zanieczyszczenia chlorkami i siarczanami są widoczne w poziomach odkrytych oraz izolowanych glinami zwałowymi o miąższości poniżej 20 m. Zanik wpływu zanieczyszczeń widoczny jest przy miąższości glin powyżej 60 m. Zasięg zanieczyszczeń azotem azotanowym jest nieco mniejszy w porównaniu z chlorkami i siarczanami. Zjawisko to może być związane z procesem redukcji azotanów.

Redukcja azotanów może zachodzić w warunkach naturalnych w głębszych poziomach wodonośnych, w przypadku istnienia odpowiednich warunków do rozwoju tego procesu (obecność materii organicznej, warunki re-

dukcyjne). Badania wykazały, że redukcja azotanów może rozwijać się również w płytszych poziomach wodonośnych, kiedy do wód podziemnych dopływają zarówno niezmineralizowane w środowisku aerobowym ścieki i nawozy organiczne, jak i płytkie wody zanieczyszczone azotanami.

Jest to z jednej strony zjawisko pozytywne, bo powoduje przekształcenie się azotanów w obojętny chemicznie azot gazowy, jednak z drugiej strony w procesie denitryfikacji autotroficznej przy udziale siarczków tworzą się duże ilości siarczanów, co również uniemożliwia wykorzystanie wód. Zjawisko to zaobserwowano na niektórych ujęciach wód w Polsce, np.: w Inowrocławiu (J. Górski, Z. Kaźmierczak-Wijura, 2001), Gorzowie Wielkopolskim i Gostyniu. Przykład zmian jakości wód w wyniku tego procesu na ujęciu dla Gorzowa Wielkopolskiego przedstawiono na figurze 13.3. Należy dodać, że rozwojowi tego zjawiska w Wielkopolsce sprzyjała długotrwała susza lat 1989–1992.

Rozpatrując warunki migracji zanieczyszczeń należy zwrócić uwagę na rolę strefy aeracji oraz warunków krążenia wód w strefie przypowierzchniowej. Czynniki te decydują bowiem czy zanieczyszczenia migrujące z ognisk ulegną mineralizacji i utlenianiu w warunkach

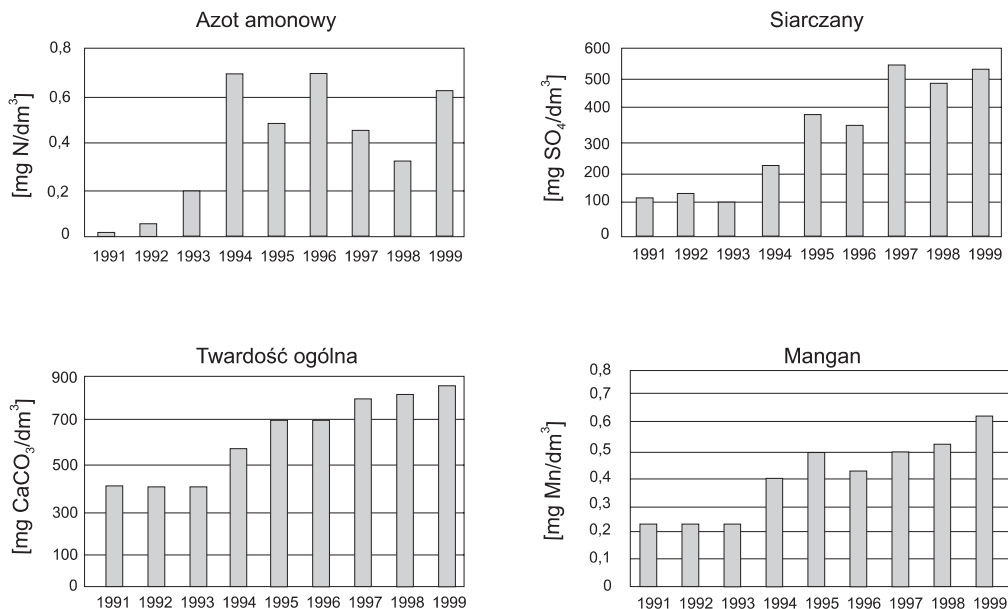


Fig. 13.3. Zmiany chemizmu wód podziemnych na ujęciu w Gorzowie Wielkopolskim w wyniku procesu denitryfikacji autotroficznej po suszy hydrologicznej w latach 1989–1992 (S. Dąbrowski i in., 2004)

aerobowych, czy też przedostaną się do poziomów użytkowych w formie niezmineralizowanej i nieutlenionej. W przypadku odkrytych poziomów wodonośnych decyduje o tym miąższość i litologia strefy aeracji. Badania wykazały, że przy migracji zanieczyszczeń z rozproszonych ognisk powierzchniowych (nieszczelne szamba, przecieki z kanalizacji, gnojowniki, gnojowicowanie pól) warunki do pełnej mineralizacji aerobowej tworzy strefa aeracji o co najmniej 4-metrowej miąższości, zbudowana z drobnoziarnistych utworów piaszczystych. Przy mniejszej miąższości strefy aeracji, a także w rejonach długotrwałego oddziaływania skoncentrowanych ognisk, obserwuje się przenikanie do wód podziemnych niezmineralizowanych zanieczyszczeń (substancja organiczna, azot amonowy). Najbardziej korzystne warunki do mineralizacji aerobowej występują jednak wówczas gdy od powierzchni terenu występuje małej miąższości warstwa utworów przepuszczalnych na podłożu utworów słabo przepuszczalnych (np. glin zwałowych). Zanieczyszczenia migrują wtedy głównie horyzontalnie, w płytkiej strefie przypowierzchniowej, o polepszonej przepuszczalności,

co tworzy warunki do ich pełnej mineralizacji aerobowej (J. Górski, H. Zydor, 2005). Efektem tego procesu są jednak azotany, których bardzo wysokie stężenia obserwuje się najczęściej w płytkich poziomach międzyglinowych, przykrytych warstwą glin o miąższości od kilku do kilkunastu metrów (utleniane w strefie przypowierzchniowej zanieczyszczenia migrują przez okna hydrogeologiczne do poziomu wgłębnego).

Czynnikiem sprzyjającym bardzo szybkiej i nieraz bardzo głębokiej migracji zanieczyszczeń do poziomów użytkowych są niewłaściwie wykonane oraz wyłączone z eksploatacji i niezlikwidowane, albo niewłaściwie zlikwidowane, studnie i otwory wiertnicze. Problem ten dotyczy w szczególności studzien kopanych. Wysoki poziom zanieczyszczenia wód w tych studniach jest często efektem migracji zanieczyszczeń z powierzchni terenu przez przestrzeń pomiędzy cembrowiną a środowiskiem gruntowym. Zjawisko to obserwuje się również w odniesieniu do głębokich studzien wierconych. Przyczyną tego zjawiska może być też nie zamknięcie wód płytkich poziomów wodonośnych, często silnie zanieczyszczonych,

co powoduje, że wody te łatwo migrują przestrzenią pomiędzy rurą nadfiltrową a środowiskiem gruntowym, nawet do bardzo głęboko położonej strefy zafiltrowania. Ułatwiona migracja zanieczyszczeń może następować

również z powierzchni terenu w przypadku niewłaściwego uszczelnienia głowicy studni lub otworu. Duże zagrożenie stanowią również stare, nieeksploatowane i niezlikwidowane, studnie i otwory wiertnicze.

13.1.5. Zmiany jakości wód w wyniku przemian hydrogeochemicznych

Istotnym czynnikiem, który może znacznie pogorszyć jakość wód podziemnych jest proces utleniania siarczków i substancji organicznych, w warunkach trwałego obniżenia się zwierciadła wód w toku eksploatacji. Proces ten rozwija się często na ujęciach w dolinach rzecznych i pradolinach, gdzie w strefie przypowierzchniowej występują utwory wodonośne wzbogacone w rozproszoną materię organiczną. Rozkład materii organicznej w warunkach anaerobowych prowadzi do powstawania siarczków, które osadzają się na ziarnach piasku.

W przypadku gdy środowisko takie, w wyniku obniżenia się zwierciadła wody, znajdzie się w zasięgu oddziaływania tlenu atmosferycznego następuje, katalizowany biologicznie przez bakterie siarkowe, proces utleniania siarczków, co prowadzi do powstawania kwasu siarkowego oraz uwalniania się do wód znacznych ilości żelaza. Powstający kwas siarkowy silnie zakwasza środowisko strefy aeracji i górnej części strefy saturacji tak, że odczyn pH może obniżyć się nawet poniżej 3, co sprzyja rozpuszczaniu nawet żelaza trójwartościowego (J. Górski, 1981). Jednocześnie wody silnie zakwaszone migrują do głębszych partii poziomu wodonośnego i powodują intensywne rozpuszczanie węglanów, żelaza i manganu. W konsekwencji tego, w wodach pompowanych ze studni zafiltrowanych najczęściej w dolnej części warstwy wodonośnej wzrasta stężenie siarczanów, wapnia, manganu, żelaza i manganu. W pewnym stopniu wzrastać może również stężenie innych metali ciężkich. Oddziaływanie agresywnych wód ze strefy aeracji zaznacza się najsilniej w warunkach podnoszenia się zwierciadła wody w wyniku zwiększonych opadów lub obniżenia w czasie suszy,

bądź czasowego zaprzestania eksploatacji. Jest to widoczne szczególnie wyraźnie, jeśli podnoszenie się zwierciadła wody następuje po dłuższym okresie suchym.

Omówiony proces jest zjawiskiem przejściowym, związanym z przebiegiem procesów hydrogeochemicznych w odsoniętej części struktury wodonośnej. Po wyczerpaniu produktów wyjściowych dla procesów hydrogeochemicznych, środowisko wraca powoli do stanu stabilizacji. Proces ten jest jednak długotrwały i przebiega przez szereg lat. Przykład obrazujący przebieg opisanego procesu w czasie przedstawiono na figurze 13.4, na podstawie danych z ujęcia Zawada dla Zielonej Góry, w pradolinie Odry (J. Górski, 2003). Szczegółowsze omówienie procesów przemian hydrogeochemicznych na ujęciach wód podziemnych można znaleźć w pracach: T. Błaszyka, J. Górskiego (1978, 1981), J. Górskiego (1981) i A.S. Kleczkowskiego red. (1984).

Omówienia podobnego procesu rozwijającego się w wyrobiskach górniczych i na hałdach odpadów, o czym wspomniano wyżej, znaleźć można w pracach I. Twardowskiej i J. Szczepańskiej (1995); I. Twardowskiej i in. (1988); K. Polak i M. Czop (2003).

Należy dodać, że opisany proces może rozwijać się nie tylko w wyniku utleniania naturalnej substancji organicznej, ale również substancji wprowadzonej do środowiska geologicznego w wyniku oddziaływania ognisk zanieczyszczeń, a więc np. w rejonach oddziaływania ścieków, nawozów organicznych, odcieków ze składowisk odpadów oraz wód powierzchniowych zanieczyszczonych ściekami.

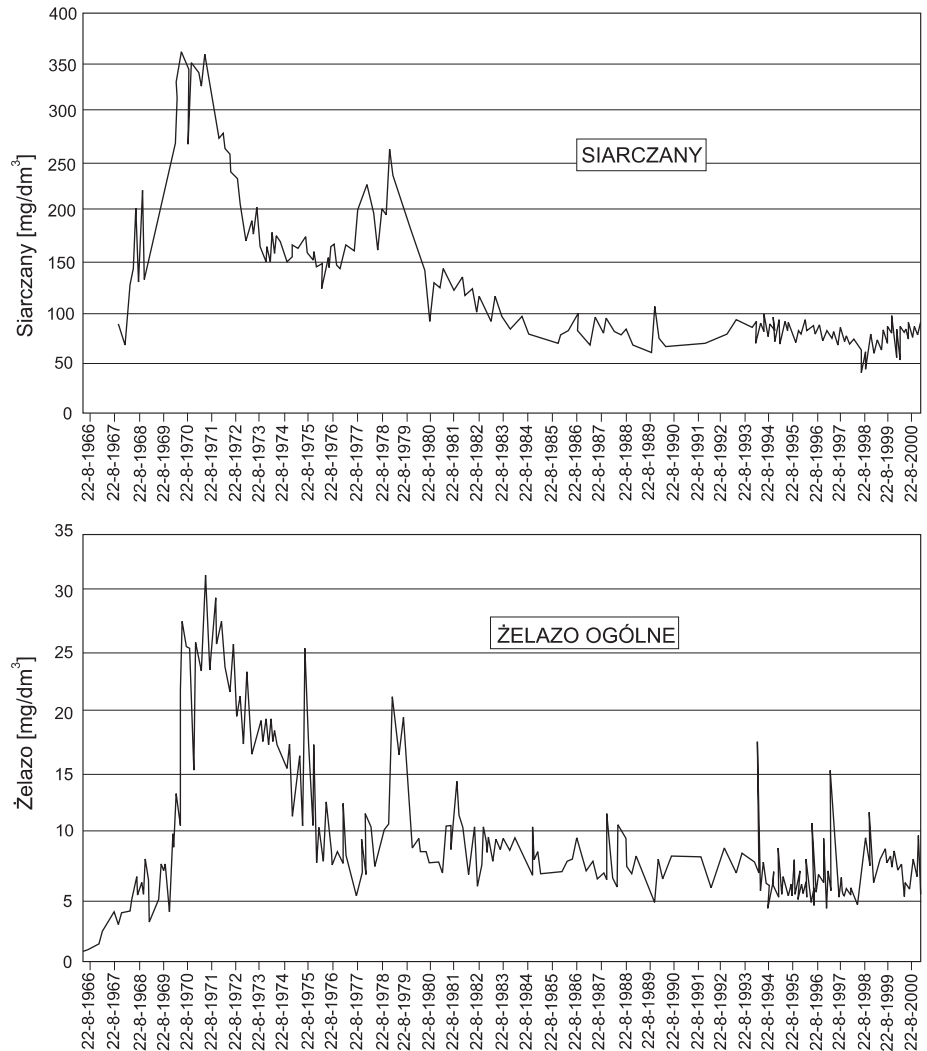


Fig. 13.4. Zmiany chemiczmu wód podziemnych na ujęciu Zawada w pradolinie Odry w wyniku utleniania siarczoków (J. Górski, 2003)

13.1.6. Ocena stopnia degradacji jakościowej zasobów słodkich wód podziemnych w wyniku oddziaływań antropogenicznych

Wykonane dotychczas prace badawcze i monitoringowe nie pozwalają na szczegółowszą ocenę stopnia degradacji jakościowej zasobów użytkowych poziomów wód podziemnych w Polsce. Można tu przytoczyć jedynie oceny szacunkowe przedstawione przez różnych autorów. Według A. Macioszczyk i J. Mitreği (1997) około 5% (tj. 0,9 km³/rok) zatwierdzonych zasobów eksploata-

cyjnych wód podziemnych jest zanieczyszczonych. Ocena ta opracowana została na podstawie rejestracji stwierdzonych przejawów zanieczyszczenia wód, przy czym uwzględniono zanieczyszczenia występujące na głębokości >15 m, a płytsze jedynie w przypadku występowania substancji toksycznych.

Przytoczone wcześniej wyniki badań ze środkowej Wielkopolski (J. Górski, 1989) oparte na różnocozasowych, a więc nie odzwierciedlających w pełni aktualnego stanu danych dokumentacyjnych, wykazały, że zanieczyszczenia antropogeniczne przekraczające limity dla wody do picia dotyczyły około 10% studni wierconych. Opierając się m.in. na tych danych T. Blaszyk i J. Górski (w: A.S. Kleczkowski, red. 1991) ocenili, że około 20% zasobów, czyli 2,8 km³/rok, stało się nieprzydatne do picia ze względu na zanieczyszczenie. Podobny szacunek, tj. zanieczyszczenie około 2,5 km³/rok, przedstawili A.S. Kleczkowski i Z. Mikulski (1995). Jeśli nawet uznamy, że przytoczone wyżej dwie ostatnie oceny mają w pewnym stopniu charakter prognoz ostrzegawczych, to jest sprawą niewątpliwą, że antropopresja objęła już znaczną część płytko występujących zasobów wód podziemnych, a zanieczyszczone wody stanowią zagrożenie

dla zasobów wód występujących głębiej. W tym kontekście należy zgodzić się z poglądami, że rozwój społeczno-gospodarczy kraju może natrafić na barierę spowodowaną niskimi zasobami wodnymi, zwłaszcza w odniesieniu do niezanieczyszczonych wód podziemnych (J. Miętrega, A. Sadurski, 1999).

Z drugiej jednak strony można zgodzić się z konkluzją zamieszczoną w sprawozdaniu z realizacji międzynarodowego projektu *Baseline* (S. Witczak, K. Różański, 2005), że wody podziemne są nadal w większości wodami o naturalnym lub lekko zmienionym składzie jakościowym i jako źródło bezpiecznej wody do picia wymagają szczególnej ochrony.

Problem ochrony wód podziemnych nie był jednak dotychczas właściwie uwzględniony, a planowane działania w tym zakresie nie są również wystarczające.

13.1.7. Główne problemy ochrony wód podziemnych

Zagrożenia jakości wód podziemnych związane są w mniejszym lub większym stopniu z prawie każdą formą działalności gospodarczej człowieka, a nawet szerzej – jego bytowaniem w środowisku. W związku z powyższym, ochrona wód podziemnych musi być realizowana poprzez szereg różnego typu przedsięwzięć wchodzących w zakres szeroko pojętej ochrony środowiska.

Poniżej przedstawiono główne problemy ochrony wód podziemnych w podstawowych działach gospodarki narodowej: rolnictwie i hodowli, przemyśle i górnictwie, gospodarce komunalnej oraz komunikacji i transporcie.

Rolnictwo i hodowla

Działania w zakresie ochrony wód na terenach rolniczych powinny obejmować w szczególności następujące zagadnienia:

- racjonalizację nawożenia użytków rolnych oraz wykorzystania środków ochrony roślin;
- budowę właściwych systemów utylizacji ścieków i odpadów;

– budowę obiektów i zabezpieczeń eliminujących lub ograniczających negatywny wpływ hodowli oraz umożliwiających racjonalne wykorzystanie nawozów organicznych na użytkach rolnych;

– racjonalizację systemów rolniczego wykorzystania ścieków;

– racjonalne kształtowanie elementów krajobrazu rolniczego oraz systemów melioracyjnych i urządzeń gospodarki wodnej;

– racjonalną gospodarkę zasobami wód podziemnych;

– właściwe zabezpieczenie studni kopanych i wierconych oraz likwidowanie studni nieużytkowanych.

Właściwym rozwiązaniem problemu utylizacji ścieków jest budowa kanalizacji zbiorczej i oczyszczalni ścieków. Indywidualne systemy oczyszczania ścieków z drenażem rozsączającym, a także zrzutem podczyszczonych ścieków do rowów melioracyjnych, nie są więc rozwiązaniem właściwym z punktu widzenia ochrony wód podziemnych. Powodują one bowiem zanieczyszczenia wód podziemnych azotanami i siarczanami i mogą być stosowane tylko w przypadku silnie rozproszonej za-

budowy, tam gdzie nie stworzy to zagrożenia dla istniejących ujęć i specjalnie chronionych zbiorników wód podziemnych. W świetle obowiązujących przepisów rozwiązania takie nie są dopuszczalne w strefach ochronnych ujęć wód podziemnych.

Istotne znaczenie w ochronie wód podziemnych ma również właściwa gospodarka odpadami. Przede wszystkim należy wskazać na konieczność właściwej lokalizacji składowisk odpadów, uwzględniającej kryteria hydrogeologiczne, oraz odpowiednie ich zabezpieczenie – nie tylko przez wykorzystanie folii polietylenowej o wysokiej gęstości (PEHD), dotychczas stosowanej powszechnie, ale również stosowanie gruntów mineralnych o odpowiednich parametrach izolacyjnych, co zalecają obecnie obowiązujące przepisy (Rozporządzenie MŚ, 2003).

Kanalizacja terenów osadnictwa wiejskiego nie rozwiązuje problemów negatywnego oddziaływania obiektów hodowlanych na wody podziemne. W celu ich rozwiązania niezbędna jest budowa szczelnych zbiorników na gnojówkę i/lub gnojowicę oraz uszczelnionych tac pod gnojowniki i silosy kiszonkowe podłączonych do zbiornika na gnojówkę. Zbiornik na gnojówkę i gnojowicę powinien mieć odpowiednią pojemność, pozwalającą przetrzymywanie jej przez okres 6-ciu miesięcy, co umożliwi racjonalne wykorzystanie płynnych nawozów organicznych. Powyższe działania wymagają niewątpliwie znacznych nakładów finansowych. Nie można więc będzie ich zrealizować w krótkim okresie czasu. W związku z tym, w celu uzyskania maksymalnych efektów ekologicznych, bardzo ważne jest aby budowano je w pierwszej kolejności tam, gdzie jest to najistotniejsze z punktu widzenia ochrony zasobów wód podziemnych.

Ograniczenie negatywnego wpływu nawożenia i środków ochrony roślin wymaga przestrzegania szeregu zaleceń z zakresu dobrej praktyki rolniczej oraz właściwego kształtowania wszystkich elementów krajobrazu rolniczego.

Zalecenia w zakresie dobrej praktyki rolniczej, z punktu widzenia ochrony wód podziemnych, powinny w przede wszystkim obejmować następujące działania:

- nawozy mineralne i organiczne płynne stosować wtedy, kiedy mogą one być maksymalnie wykorzystane przez rośliny, a więc w okresie wegetacyjnym (z wy-

jątkiem końca tego okresu) i krótko przed rozpoczęciem okresu wegetacyjnego;

- nawozy w miarę możliwości wysiewać i wylewać w kilku dawkach;

- stosować nawozy granulowane zamiast pylistych;

- brać pod uwagę prognozy meteorologiczne i nie stosować nawozów, a także środków ochrony roślin, jeśli spodziewane są długotrwałe opady atmosferyczne;

- nie stosować intensywnych nawodnień bezpośrednio po zastosowaniu nawozów sztucznych i organicznych oraz środków ochrony roślin;

- do nawodnień nie używać silnie zanieczyszczonych wód powierzchniowych, szczególnie jeśli zawierają one wysokie stężenia siarczanów, chlorków, sodu a także uciążliwych mikrozanieczyszczeń (metale ciężkie, WWA, rozpuszczalniki organiczne, detergenty i fenole);

- stosować odpowiednio płodozmiiany tzn. rośliny głęboko korzeniące się uprawiać tam gdzie poprzednio rosły płytko korzeniące się, intensywnie nawożone;

- nie tworzyć stałych miejsc składowania obornika i kiszonek paszowych na polach; jeśli już zachodzi konieczność ich składowania na polach, a nie na specjalnych uszczelnionych tacach, to należy zmieniać miejsca ich usytuowania;

- stosować tylko ściółkowy system hodowli zwierząt.

W uzupełnieniu problematyki racjonalnego wykorzystania nawozów organicznych należy również wskazać na konieczność ograniczania negatywnego wpływu na wody podziemne systemów rolniczego wykorzystania ścieków. Niezbędny jest w takich przypadkach właściwy wybór terenów do tego systemu utylizacji ścieków, oparty o kryteria hydrogeologiczne, które pozwolą zapewnić ochronę istniejących ujęć i głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) oraz wyeliminować możliwość przenikania zanieczyszczeń do regionalnych systemów krążenia wód.

Istotne znaczenie w ochronie wód podziemnych ma racjonalne kształtowanie wszystkich elementów krajobrazu rolniczego, w tym zakładanie i utrzymywanie w odpowiednim stanie pasów zadrzewień śródpolnych, stanowiących skuteczne bariery hydrogeochemiczne zapobiegające w znacznym stopniu migracji biogenów.

Ważne znaczenie w ochronie wód podziemnych mają systemy melioracyjne. Należy więc utrzymywać je w od-

powiedniej sprawności. Wody z systemów melioracyjnych ze względu na ochronę wód powierzchniowych nie powinny być wprowadzane bezpośrednio do jezior i rzek. Należy je zatrzymywać w systemach małej retencji, co zapewni ich oczyszczenie z biogenów. Stworzy to również warunki do ich wykorzystania do nawodnień, do czego doskonale się nadają. Do nawodnień powinny być również wykorzystane płytkie, zanieczyszczone azotanami wody podziemne, co będzie chroniło głębiej występujące wody użytkowe przed zanieczyszczeniem.

Istotne znaczenie w ochronie wód podziemnych na terenach rolniczych ma również właściwe zabezpieczenie studni kopanych i wierconych. Studnie użytkowane powinny być odpowiednio zabezpieczone. Bezpośrednie otoczenie studni powinno być uszczelnione iłem lub betonem ze spadem na zewnątrz, a studnia powinna być przykryta. Likwidacja studni nieużytkowanej powinna być wykonana zgodnie z wymogami prawa geologicznego i górniczego, według projektu opracowanego przez specjalistę z odpowiednimi uprawnieniami.

Niedopuszczalne i karygodne jest wykorzystywanie nieczynnych studni do wypełniania ich wszelkiego typu odpadami. Niedopuszczalne jest również zakopywanie i wylewanie odpadów do gruntu.

Górnictwo i przemysł

Ochrona wód w górnictwie powinna być realizowana poprzez racjonalne kształtowanie systemów odwodnień górniczych oraz utylizacji i zagospodarowania wód pompowanych z kopalń, a przy eksploatacji głębinowej również z recyrkulacją. Istotne znaczenie ma również właściwa gospodarka i utylizacja odpadów. Systemy odwodnień, szczególnie przy eksploatacji odkrywkowej, powinny uwzględniać ograniczanie rozwoju lejów depresyjnych poprzez właściwe zagospodarowanie wód pompowanych z kopalń, tj. wykorzystanie ich nie tylko do zasilania cieków i zbiorników, ale również do zwiększania retencji gruntowej (a nawet poprzez tworzenie eksploatacyjno-chłonnych systemów odwodnień). Odpady górnicze powinny być gromadzone w sposób zapewniający ochronę użytkowych wód podziemnych (lokalizacja składowisk i hałd uwzględniająca kryteria hydrogeolo-

giczne, stosowanie zabezpieczeń technicznych). Szczególna uwaga powinna być zwrócona na odpady niebezpieczne, tj. zawierające łatwo rozpuszczalne sole, a także siarczki. Istotne jest również aby odpady niebezpieczne dla wód nie były wykorzystywane do makroniwelacji terenów, budowy dróg, wałów przeciwpowodziowych itp.

Ochrona wód podziemnych w przemyśle wiąże się przede wszystkim z problemem właściwej utylizacji i zagospodarowania odpadów. Ścieki przemysłowe powinny być właściwie oczyszczone przed ich wprowadzeniem do odbiornika. Niezbędna jest również stała kontrola instalacji technologicznych, z których mogą następować wycieki substancji zanieczyszczających wody. Wysypiska na których nagromadzono niebezpieczne odpady powinny być przykryte warstwą izolacyjną w celu ograniczenia ich oddziaływania na środowisko gruntowe i wody podziemne.

Gospodarka komunalna

Ochrona wód podziemnych w tym dziale gospodarki powinna być przede wszystkim zapewniona poprzez zastosowanie właściwych rozwiązań w zakresie utylizacji ścieków i odpadów. Najważniejsze znaczenie ma budowa zbiorczych systemów kanalizacyjnych co istotnie ogranicza zanieczyszczenie wód podziemnych azotanami. Indywidualne systemy oczyszczania ścieków nie powinny być stosowane na szeroką skalę, szczególnie w obrębie obszarów zasilania ujęć i użytkowych zbiorników wód podziemnych. Nawet oczyszczone ścieki wprowadzane do gruntu lub rowów melioracyjnych są źródłem zanieczyszczenia wód podziemnych azotanami. Z uwagi na to, że budowa systemów kanalizacyjnych musi być rozłożona w czasie, ważne jest aby uwzględniane były priorytety w zakresie ochrony wód podziemnych i inwestycje te były realizowane w pierwszej kolejności tam, gdzie jest to najistotniejsze z punktu widzenia ochrony ujęć i użytkowych poziomów wodonośnych – w szczególności w obrębie GZWP. W zakresie odpadów, ochronie wód podziemnych służą wszelkie działania ograniczające ilość składowanych odpadów (selektywna zbiórka, gospodarcze wykorzystanie – odzysk odpadów). Składowiska pozostaną jednak jeszcze długo główną metodą utylizacji odpadów.

W związku z długotrwałym zagrożeniem jakie stanowią one dla wód podziemnych, ich lokalizacja powinna być wyznaczana w oparciu o kryteria hydrogeologiczne. Ważne jest również stosowanie właściwych rozwiązań w zakresie zabezpieczenia składowisk w trakcie eksploatacji oraz po jej zakończeniu, poprzez uszczelnienie ich nie tylko folią PEHD, ale również za pomocą przesłon mineralnych, zgodnie z obowiązującymi przepisami. Do działań ograniczających zanieczyszczenia wód podziemnych związanych z gospodarką komunalną należy również zaliczyć stosowanie właściwych systemów gromadzenia i utylizacji osadów ściekowych z oczyszczalni ścieków (gromadzenie osadów na uszczelnionym podłożu, gospodarcze wykorzystanie osadów lub ich utylizacja na właściwie zabezpieczonym składowisku).

Komunikacja i transport

Główny problem to zapewnienie ochrony wód podziemnych w rejonach intensywnie eksploatowanych dróg, w tym budowanych aktualnie autostrad. Działania ochronne powinny być tu zróżnicowane przy uwzględnieniu takich kryteriów jak:

- strefy ochronne ujęć i głównych zbiorników wód podziemnych;
- znaczenie lokalnych użytkowych zbiorników wód podziemnych;
- warunki izolacji użytkowych poziomów wód podziemnych.

W strefach gdzie jest to niezbędne ze względu na ochronę ujęć i użytkowych zbiorników wód podziemnych powinny być zastosowane takie działania jak (J. Górski, E. Liszkowska 1998):

- uszczelnienie podłoża za pomocą środków technicznych (folie PEHD, grunty mineralne);
- zbieranie spływów opadowych z dróg i poboczy i odprowadzanie ich poza strefę ochronną i/lub skuteczne oczyszczanie;
- ekranowanie hydrauliczne eliminujące bądź ograniczające rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń;
- ekranowanie drogi i jej najbliższego otoczenia za pomocą ekranów z zieleni bądź sztucznych barier, ograniczających rozprzestrzenianie się zanieczyszczeń na dalsze otoczenie drogi;
- stabilizacja warunków hydrogeochemicznych środowiska gruntowego w strefie powierzchniowej w celu ograniczenia migracji skumulowanych zanieczyszczeń do wód podziemnych.

Najczęściej stosowanym rozwiązaniem w zakresie ochrony wód jest budowa zbiorników retencyjno-odczyszczających. Są to najczęściej zbiorniki gruntowe, z których zanieczyszczenia mogą migrować do wód podziemnych. Rozwiązania takie nie powinny być jednak stosowane wszędzie tam, gdzie niezbędna jest ochrona poziomów użytkowych wód podziemnych. W tym przypadku zbiorniki te powinny być uszczelnione, tak aby dopiero wody podczyszczone w zbiorniku mogły być odprowadzone do odbiornika (wody powierzchniowe i/lub środowisko gruntowe).

W zakresie innych obiektów zagrażających wodom podziemnym należy wskazać stacje paliw towarzyszące trasom komunikacyjnym, które winny być właściwie zabezpieczone (zapewnienie odpowiednich standardów szczelności zbiorników i rurociągów, systemy monitoringu). Niezbędne jest również wyeliminowanie składowania środków zimowego utrzymania dróg na nieuszczelnionym podłożu.

13.1.8. Aspekt ilościowy w ochronie zasobów wód podziemnych

Zagrożenia antropogeniczne wód podziemnych obejmują również problematykę ich zubożenia i degradacji w aspekcie ilościowym.

Związane jest to z:

- nadmierną eksploatacją, przekraczającą zasoby odnawialne;
- prowadzeniem odwodnień górniczych i budowlanych;

– zmniejszeniem retencji gruntowej w wyniku różnorodnych działań ograniczających infiltrację efektywną opadów (wylesienia i zabudowa terenów, melioracja, regulacja rzek).

Przeciwdziałanie tym niekorzystnym czynnikom zużycia zasobów powinno być realizowane w ramach szeroko pojętej gospodarki wodnej, obejmującej działania w zakresie racjonalizacji poboru wód i odwodnień, sztucznego wzbogacania zasobów, oszczędzania wody itp.

W ramach tych działań szczególną ochroną powinny być objęte zasoby dobrze izolowanych, a jednocześnie słabo odnawialnych zbiorników wód podziemnych, zawierających wody niezanieczyszczone antropogenicznie. Wody tych zbiorników są często wykorzystywane niezgodnie z ogólną zasadą zapisaną w prawie ochrony środowiska głoszącą, że „...wody podziemne przeznacza się na zaspokojenie potrzeb bytowych ludzi...” (Prawo ochrony środowiska, 2001 r.)

W związku z przeekspluatowaniem zasobów niektórych zbiorników wód podziemnych, podejmowane są lokalne inicjatywy w zakresie racjonalizacji poboru wód. Działania te przynoszą pozytywne efekty w zakresie odbudowy zasobów niektórych przeekspluowanych zbiorników, czego dowodem są: zbiornik oligoceński niecki mazowieckiej oraz zbiornik mioceński w rejonie Jarocina.

Niezbędne jest jednak wprowadzenie ściślejszych rozwiązań prawnych i ekonomicznych (cena wody) zapewniających w szczególności ochronę zasobów wód podziemnych o dobrej i trwałej jakości. Wprowadzenie tych rozwiązań powinno być oparte na waloryzacji wód podziemnych, której koncepcje prezentowali B. Paczyński (1993) oraz J. Górski i T. Błaszyk (1995).

Ochronie wód podziemnych służyć powinno również wprowadzenie ochrony głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) według priorytetów określonych przez B. Paczyńskiego red. (2003).

Literatura

- BŁASZYK T., BYCZYŃSKI H., 1986 – Wody podziemne. Zagrożenia i ochrona. IKŚ. Warszawa.
- BŁASZYK T., GÓRSKI J., 1978 – Zmiany jakości wód podziemnych w warunkach intensywnej eksploatacji. Wyd. Akc. Warszawa.
- BŁASZYK T., GÓRSKI J., 1981 – Ground water quality changes during exploitation. *Ground Water*, 1–2.
- BŁASZYK T., GÓRSKI J., 1993 – Zanieczyszczenie, zagrożenie i ochrona wód podziemnych w Polsce. Wyd. Nauk. UAM. Poznań.
- BŁASZYK T., GÓRSKI J., PRZYBYŁEK J., 1993 – Studium hydrogeologiczne dotyczące skutków budowy autostrady przez tereny ujęcia wody w Dębinie, praca niepublikowana. Arch. UAM. Poznań.
- BYCZYŃSKI H., BŁASZYK T., WITCZAK S., 1979 – Zagrożenia i ochrona wód podziemnych przed zanieczyszczeniem. Wyd. Geol. Warszawa.
- DĄBROWSKI S., GÓRSKI J., KAPUŚCIŃSKI J., PRZYBYŁEK J., SZCZEPAŃSKI A., 2004 – Metodyka określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych. Wyd. Borgis. Warszawa.
- GÓRSKI J., 1981 – Kształtowanie się jakości wód podziemnych utworów czwartorzędowych w warunkach naturalnych i wymuszonych eksploatacją. IKŚ. Warszawa.
- GÓRSKI J., 1989 – Główne problemy chemizmu wód podziemnych utworów kenozoiku środkowej Wielkopolski. *Zesz. Nauk. AGH nr 1308 Geol.*, 45.
- GÓRSKI J., 2003 – Ujęcie wody Zawada k. Zielonej Góry – 30 lat po wystąpieniu katastrofalnych zmian jakości wody. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, 11, 2: 135–142. WBiIS PGdań. Gdańsk.
- GÓRSKI J., BŁASZYK T., 1986 – Ocena stanu aktualnego zagrożenia i zanieczyszczenia wód podziemnych na terenie Polski. Narodowy Program Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. NOT. Poznań.
- GÓRSKI J., BŁASZYK T., 1995 – Waloryzacja zasobów wód podziemnych. *Gospodarka Wodna*, 1: 9–11.
- GÓRSKI J., KAŻMIERCZAK-WIJURA Z., 2001 – Przyczyny zmian jakości wód podziemnych ujęcia Trzaski w latach 90. *Prz. Geol.*, 50, 5: 424–430.
- GÓRSKI J., LISZKOWSKA E., 1998 – Ochrona środowiska geologicznego w otoczeniu dróg intensywnego ruchu – główne problemy i propozycje ich rozwiązania. *W: Współczesne problemy geologii inżynierskiej w Polsce: 1–10*. Wyd. WIND. Wrocław.
- GÓRSKI J., PRZYBYŁEK J., 1997 – Wpływ suszy w latach 1989–1992 na warunki eksploatacji infiltracyjnych ujęć wody w dolinie Warty. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. 8: 1–8. Wyd. WIND. Wrocław.

- GÓRSKI J., ZYDOR H., 2005 – Zanieczyszczenie wód podziemnych związkami azotu w różnych warunkach krążenia płytkich wód podziemnych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **12**: 227–232. UKM. Toruń.
- HAMILTON R., HARRISON R. (eds), 1991 – Highway pollution. *Studies in Environmental Sci.*, **44**: 48–99.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.) 1984 – Ochrona wód podziemnych. Wyd. Geol. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony. AGH. Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1991 – Ochrona wód podziemnych w Polsce. Stan i kierunki badań. Publikacje CPBP 04.10, zesz. 56. SGGW-AR. Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S., MIKULSKI Z., 1995 – Prognoza gospodarowania wodą. Stan zasobów. Prognoza ostrzegawcza zmian środowiskowych warunków życia w Polsce na początku XXI wieku. *Zesz. Nauk. Komit. „Człow. i Środ.”*, **10**: 35–46.
- KLOJZY-KACZMARCZYK B., MAZUREK J., 2005 – Rtęć w strefie aeracji otoczenia drogi krajowej 79 na odcinku Chrzanów – Kraków. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **12**: 337–343. UMK. Toruń.
- KOŚCIELNIAK S., ADAMSKI A., BIEL J., HAC B., SOB-
CZAK W., ULMAN-BORTNOWSKA M., 1995 – Wska-
zówki metodyczne do oceny stopnia zanieczyszczenia grun-
tów i wód podziemnych produktami ropopochodnymi i in-
nymi substancjami chemicznymi w procesach rekultywacji.
Wyd. PIOŚ. Warszawa.
- MACIEJEWSKA A., 1995 – Wpływ emisji spalin samochodowych na skażenie gleb rolniczych związkami ołowiu, cynku i kadmu *Pr. Nauk. PW ser. geodezja*, z. 33: 55–65.
- MACIOSZCZYK A., 1987 – Hydrogeochemia. Wyd. Geol. Warszawa.
- MACIOSZCZYK A., MITRĘGA J., 1997 – Stan zanieczyszczenia wód podziemnych użytkowych poziomów wodonośnych Polski. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **8**: 361–364. Wyd. WIND. Wrocław.
- MALINA G., SZCZEPAŃSKI A., 1994 – Likwidacja zanieczyszczeń substancjami ropopochodnymi w środowisku wodno-gruntowym. Biblioteka Monitoringu Środowiska. PIOŚ. Warszawa.
- MARINOV N., 1982 – Hidrogeologiczieskije issledowanija za rubieżom. „Niedra”, Moskwa.
- MAZUR E. 1989, – Transport a degradacja Ziemi. *Aura*, 11/12: 24–26.
- MITRĘGA J., PACZYŃSKI B. 1996 – Zagrożenie wód podziemnych na terenach wojskowych. *Prz. Geol.* **44**, 3: 282–284.
- MITRĘGA J., SADURSKI A., 1999 – Prognoza zagrożenia zasobów wód podziemnych Polski w XXI wieku. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **9**: 245–252. Państw. Inst. Geol. Warszawa–Kielce.
- OSMULSKA-MRÓZ B., 1997 – Źródła zanieczyszczenia i ochrona wód w rejonach tras samochodowych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **6**: 9–15. Wyd. WIND. Wrocław.
- PACZYŃSKI B., 1993 – Metodyka waloryzacji zwykłych wód podziemnych. *Prz. Geol.*, **41**, 3:168–170.
- PACZYŃSKI B., 2003 – Wstępna waloryzacja Głównych Zbiorników Wód Podziemnych w aspekcie oceny wartości użytkowych gromadzonych w nich wód, celowości i kolejności wprowadzania zabiegów ochronnych. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- POLAK K., CZOP M., 2003 – Zmiany środowiska wodnego związane z zalewaniem odkrytki Pątnów. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **11**, 1: 165–168. WBWiŚ PGdań. Gdańsk.
- PRAWO ochrony środowiska – Ustawa Sejmu RP z dnia 27 kwietnia 2001 r. Dz.U. 2001 nr 62, poz. 667 (z późniejszymi zmianami).
- ROZPORZĄDZENIE Ministra Środowiska z 24 marca 2003 r. w sprawie szczegółowych wymagań dotyczących lokalizacji, budowy, eksploatacji i zamknięcia, jakim powinny odpowiadać poszczególne typy składowisk odpadów – Dz. U. nr 61, poz. 549 z dn. 10 kwietnia 2003 r.
- GUS, 1987 – Rocznik statystyczny. Ochrona środowiska i gospodarka wodna. Warszawa.
- GUS, 2005 – Rocznik statystyczny. Ochrona środowiska. Warszawa.
- SZCZEPAŃSKI A., 2003 – Hydrogeologiczne uwarunkowania i skutki likwidacji zakładów górniczych w Polsce. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **11**, 1: 221–228. WBWiŚ PGdań. Gdańsk.
- TWARDOWSKA I., 1991 – Ochrona wód podziemnych w Polsce. Stan i kierunki badań. Publikacja CPBP 04.10. Zesz. 56. SGGW-AR. Warszawa.
- TWARDOWSKA I., SZCZEPAŃSKA J., 1995 – Składowisko odpadów skał karbońskich jako długotrwałe ognisko zanieczyszczenia wód podziemnych. Badania monitoringowe. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **7**, 1: 475–483. Wyd. Profil, Kraków.
- TWARDOWSKA I., SZCZEPAŃSKA J., WITCZAK S., 1988 – Wpływ odpadów górnictwa węgla kamiennego na środowisko wodne. Ocena zagrożenia, prognozowanie, zapobieganie. *Pr. Stud. PAN Inst. Podst. Inż. Środ.*, 35.
- WILK Z., KULMA R. (red), 2004 – Hydrogeologia polskich złóż kopalin i problemy wodne górnictwa. T. III. AGH, Kraków.
- WITCZAK S., ADAMCZYK A., 1994 – Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metod ich oznaczania. T. I. Biblioteka Monitoringu Środowiska. PIOŚ. Warszawa.
- WITCZAK S., RÓŻAŃSKI K., 2005 – Standardy jakości jako podstawa gospodarowania wodami podziemnymi. Witczak@uci.agh.edu.pl

13.2. Zagrożenia geogeniczne wód podziemnych na przykładzie ascenzji i ingresji wód słonych

Brzeg morski jest granicą dwóch dominujących środowisk hydrogeochemicznych; lądowego i morskiego, a także wyznacza podstawową bazę drenażu zarówno dla wód powierzchniowych, jak i podziemnych. Jego osobliwością jest występowanie wód słonych i słonawych oraz duże zagrożenie zasobów wód podziemnych wykorzystywanych do zaopatrzenia ludności. Termin ingresja wód słonych do warstw wodonośnych obejmuje proces przenikania wód morskich, obserwowany wzdłuż linii brzegowej. Jest on szczególnie widoczny na mierzejach i wyspach, gdzie zasilanie na drodze infiltracji części opadów atmosferycznych utrzymuje w równowadze soczewę słodkich (zwykłych) wód podziemnych, podścieloną wodami słonymi (fig.13.5). Szczególnie zagrożone są tereny nizinne i depresyjne wybrzeża odwadniane systemami drenażowymi (melioracje), jak: Karwieńskie Bagna, Bielawskie i Wierzchucińskie Błota i in. (K. Burzyński, A. Sadurski, 1990a; K. Burzyński, 1997). Wlewy wód morskich, o większej gęstości, trafiają do aluwiołów podczas wezbrań sztormowych w ujściowych odcinkach rzek; w przypadku Wisły sięgają rejonu Tczewa. Proces ingresji wód słonych (morskich) może być również wywołany intensywną eksploatacją ujęć wód podziemnych znajdujących się w morskiej strefie brzegowej (A.S. Kleczkowski, Nguyen-Manh-Ha, 1977; B. Kozerski, A. Kwaterkiewicz, 1984; A. Zuber i in., 1990; K. Burzyński, A. Sadurski, 1990b).

W obszarze polskiego wybrzeża Bałtyku występują również wody podziemne słone i słonawe, których geneza związana jest z ascenzją solanek z głębszych warstw wodonośnych mezozoiku; ma to miejsce w Kołobrzegu, Łebie, Żarnowcu, Mielnie, na Żuławach i Mierzei Helskiej (H. Bertram, 1924; J. Dowgiałło, 1971; A. Sadurski, A. Krawiec, 1998; A. Kwaterkiewicz i in., 1999; A. Krawiec i in., 2000; A. Krawiec, 2006). Ascendujące solanki na wybrzeżu Bałtyku Południowego były znane od dawna w uzdrowiskach (Świnoujście, Kamień Pomorski, Kołobrzeg), a w Kołobrzegu wykorzystywano je już w śre-

dniowieczu do warzenia soli. Rozwój miast nadmorskich po II wojnie światowej oraz zwiększony pobór wód do zaopatrzenia mieszkańców wywołał nie tylko ingresję, lecz także ascenzję wód słonych z mezozoicznego podłoża do eksploatowanych warstw wodonośnych. Proces ascenzji znany jest także z obszaru Niżu Polskiego. Głównie spotykany jest w sąsiedztwie wysadów solnych warstw cechsztynu przebijających osady mezozoiku, w pasie od Bełchatowa, przez Kujawy po nieckę Szczecińska (J. Dowgiałło, 1971; Z. Płochniewski, 1977; L. Bojarski, 1996; M. Marciniak i in., 2003; D. Kaczor, 2005; M. Raśała, 2006).

Zagrożeniem zasobów słodkich wód podziemnych jest również dopływ kwaśnych wód kopalnianych z głębokich wyrobisk górniczych, po wyłączeniu drenażu i likwidacji zakładu górniczego, do poziomów wodonośnych o użytkowym znaczeniu (L. Razowska, 2000; A. Rózkowski, 2002; R. Kulma, A. Haładus, 2003).

Lokalne występowanie wód słonych i słonawych na południowym wybrzeżu Bałtyku znacznie ogranicza zasoby wód pitnych oraz eliminuje duże obszary z możliwości budowy ujęć dla nadmorskich miast i ośrodków wypoczynkowych. Zagrożenie ingresją i warunki równowagi wód słodkich i słonych na polskim odcinku wybrzeża opisane zostało w pracach z zakresu hydrogeologii (B. Kozerski, 1981; B. Kozerski, A. Kwaterkiewicz, 1984; B. Kozerski, A. Sadurski, 1985; K. Burzyński, A. Sadurski, 1990b i in.). Problem ingresji i ascenzji na wybrzeżu Bałtyku znany jest od blisko 100 lat. Był już opisywany w pracach H. Bertrama (1924) i E. Ostendorffa (1944). Warunki hydrogeologiczne zachodniej części wybrzeża były prezentowane już w pracy E. Geiba (1944).

W skali całego wybrzeża Polski można wydzielić obszary o podobnej budowie geologicznej, będące w analogicznej sytuacji geomorfologicznej i o podobnych warunkach hydrogeologicznych. Wynika to z ewolucji geologicznej wybrzeża oraz genezy form morfologicznych wiążących się głównie z procesami egzaracji i akumulacji

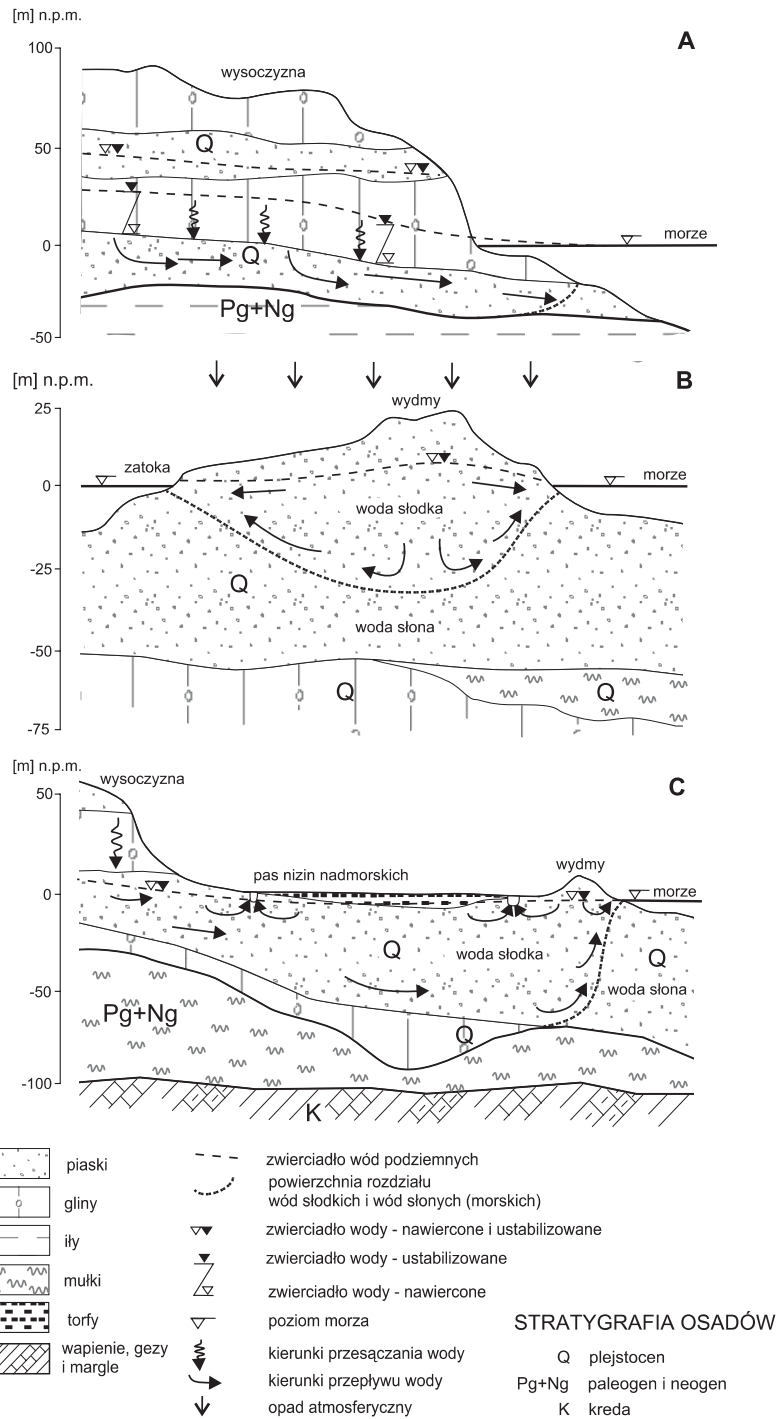


Fig.13.5. Podstawowe typy warunków hydrogeologicznych polskiego wybrzeża Bałtyku

A – wybrzeże klifowe (wybrzeże erozyjne), B – mierzeje i półwyspy (wybrzeże akumulacyjne), C – niziny nadmorskie, włączając w to teren Żuław Wiślanych oraz ujściowe fragmenty dolin rzecznych (wybrzeże akumulacyjno-erozyjne)

glacialnej zlodowacenia wisły oraz starszych glacjałów, które miały miejsce w plejstocenie, a także procesami rozwoju sieci rzecznej oraz abrazją i akumulacją osadów morskich unoszonych przez prąd litoralny od czasów transgresji morza littorynowego. Mając te procesy na uwadze B. Kozerski i A. Sadurski (1985) a następnie K. Burzyński (1997) wyodrębnili trzy główne typy wybrzeża (fig.13.5), tj.:

- wybrzeże klifowe (wybrzeże erozyjne),
- mierzeje i półwyspy (wybrzeże akumulacyjne),
- niziny nadmorskie, włączając w to teren Żuław Wiślanych oraz ujściowe fragmenty dolin rzecznych (wybrzeże akumulacyjno-erozyjne).

W obszarach odpowiadających wymienionym typom wybrzeża odmiennie kształtowane są systemy obiegu

wód podziemnych, a także różnie przedstawia się podatność warstw wodonośnych na proces ingresji bądź ascenzji wód słonych. Najmniej podatne na ingresję są warstwy wodonośne klifowych odcinków wybrzeża, na których odpływ podziemny znajduje się w akwenu Bałtyku (H. Piekarek-Jankowska, 2003). Najbardziej wrażliwe na proces zasolenia są warstwy wodonośne usytuowane wzdłuż nizin nadmorskich, gdzie odpływ podziemny przejmują przed linią brzegową systemy drenaży melioracyjnych (K. Burzyński, A. Sadurski, 1990a). Pas wydm nadmorskich, w których zachodzi infiltracja opadów i gdzie swobodne zwierciadło wód podziemnych utrzymuje się nad poziomem morza, jest jedynym zabezpieczeniem warstw wodonośnych przed ingresją wód morskich.

13.2.1. Systemy obiegu wód podziemnych w przybrzeżnych warstwach wodonośnych

W prowincji wybrzeża i pobrzeża Bałtyku (patrz fig. 6.2) przyjmuje się, że obszar źródłkowy rzek Przymorza jest południową granicą systemów wodonośnych w ich zlewniach, podczas gdy granicą północną jest najczęściej linia brzegowa. Obiegi wód podziemnych tworzą tu regionalne systemy odpływu, formowane w zlewniach dużych rzek Przymorza. Dopływy do tych rzek kształtują lokalne systemy obiegu. Z uwagi na duże deniwelacje terenu wytworzona wymiana wód podziemnych zachodzi do dużej głębokości, rzędu kilkudziesięciu metrów, w strefie brzegowej morza, natomiast sięga do kilkuset metrów w obszarze wysoczyzn.

Morfologia terenu oraz zróżnicowanie litologiczne warstw skalnych w dużym stopniu determinują obiegi wód podziemnych. Infiltrujące na wysoczyznach pobrzeża Bałtyku wody opadowe osiągają tam najwyższą wysokość hydrauliczną, natomiast tereny nizin, pradolin i dolin rzecznych stają się regionalną bazą drenażu dla wód zasilających warstwy wodonośne w obszarach wysoczyzn morenowych. Systemy obiegu wód podziemnych w pasie wybrzeża są zatem związane z ukształtowaniem terenu. Bezpośrednio do akwenu morza dopływa zatem część objętości strumieni wód podziemnych formowanych w obszarach

zasilania, i to głównie jako wody wgłębne, znajdujące się pod warstwami słabo przepuszczalnymi. Często u podstawy wysoczyzn zachodzi intensywny drenaż wód podziemnych, w tym również z wgłębnych poziomów wodonośnych (B. Burzyński, A. Sadurski, 1989, 1990b). Rozległe obszary delty Wisły i nizin nadmorskich, w partiach oddalonych od podstawy wysoczyzn, są zatem wyłączone z intensywnej wymiany wód. W obszarach tych mogły się zachować wody młodoreliktowe pochodzenia morskiego z początku transgresji littorynowej, kiedy to zostały „uwięzione” w słabo przepuszczalnych osadach. Żuławy Wiślane oraz obecne jeziora przybrzeżna były wówczas zatokami morskimi (B. Kozerski, 1983; B. Kozerski, A. Kwaternikiewicz, 1984; K. Burzyński, A. Sadurski, 1989; A. Zuber i in., 1990).

Na mierzejach, utwory powierzchniowe o dużej wodoprzepuszczalności w całości stanowią obszary zasilania. Strefy drenażu wód podziemnych ciągną się wzdłuż linii brzegowej morza, a także zatok lub jezior przymorskich. Pas wzniesień wydmy na mierzejach jest działem wodnym, który wyznacza dwa oddzielne obiegi wód przyporządkowane strefom drenażu wzdłuż linii brzegowej Bałtyku, jezior przybrzeżnych i Zalewu Wiślanego.

Poziom ten ograniczony jest od spągu powierzchnią rozdziału faz wód słodkich i słonych. W najszerszych przekrojach mierzei soczewa wód słodkich (zwykłych) oparta jest na stropie warstw słabo przepuszczalnych. Miąższość soczewy wód słodkich jest uzależniona także od rzędnej swobodnego zwierciadła wody, czyli od efektywnej infiltracji na obszarze mierzei. Wody pierwszego poziomu na mierzejach i wyspach mają bardzo krótki czas przebywania w systemie hydrogeologicznym, wynoszący do kilkunastu lat.

Na obszarach nizin nadmorskich w podłożu znajdują się warstwy piasków czwartorzędowych (fluwioglacjalnych, aluwialnych i eolicznych), w których występuje pierwszy poziom wód podziemnych o swobodnym zwierciadle wody (fig.13.5c). Poziom ten ma często znaczenie użytkowe – zlokalizowane są w nim ujęcia zaopatrujące w wodę miejscowości nadmorskie, a także ośrodki wypoczynkowe. Niektóre z tych ujęć, jak na przykład w rejonie: Łeby, Mielna, Darłowa i Jastarni, zostały jednak zamknięte z powodu zasolenia eksploatowanej warstwy wodonośnej.

W pasie nizin nadmorskich najwyraźniej zaznaczyła się ascenzja solanek z warstw mezozoicznych. Próby rozdzielania wód słonych, pochodzących z ingresji solanek od ascendujących z głębokiego podłoża, polegają na wykorzystaniu wyników oznaczeń stabilnych izotopów wodoru i tlenu (A. Sadurski, 1989; J. Dowgiałło, E. Frączek, 1990; A. Zuber i in., 1990; A. Kwaternikiewicz i in., 1999).

Dodatkowo, wyniki badań składu izotopowego opublikowane przez różnych autorów skłaniają do wniosku, że nawet wody zmineralizowane z warstw mezozoiku są w większości pochodzenia infiltracyjnego. Infiltrowały one do ośrodków skalnych w różnych warunkach klimatycznych. Wody z okresów chłodnego klimatu są izotopowo lekkie i wyróżniają się niskimi wartościami delt tlenowych i deuterowych. Wody pochodzące z odparowania zbiorników wód powierzchniowych z optimum klimatycznego holocenu lub ze schyłku neogenu są izotopowo cięższe od wód współczesnych. Wartość δD tych wód jest większa od -60‰ SMOW, a $\delta^{18}O$ przyjmuje wartości powyżej -8‰ SMOW. Przykładowy wykres genetyczny wód, uwzględniający próbki z różnych wiekowo poziomów wodonośnych przedstawiono na figurze 13.6.

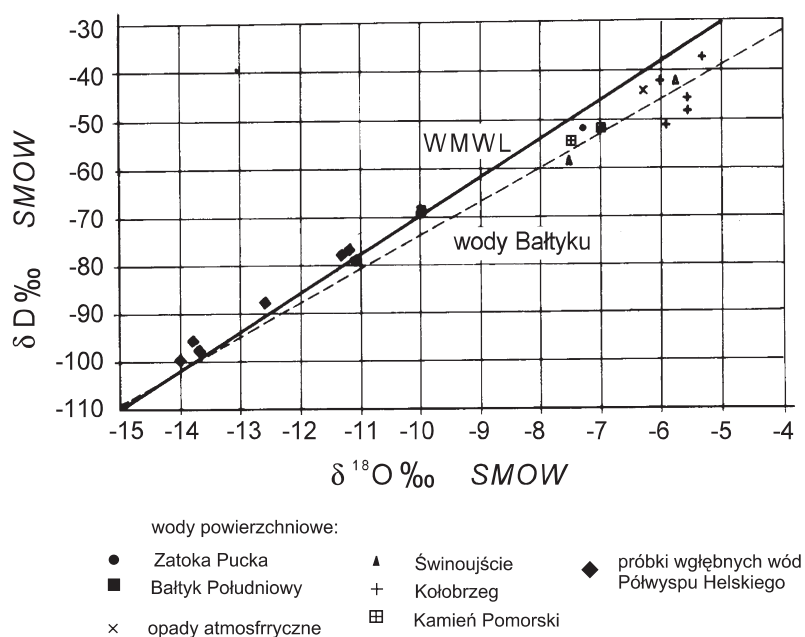


Fig. 13.6. Skład izotopowy wód podziemnych w strefie wybrzeża południowego Bałtyku
(wg J. Dowgiałły, 1971; J. Dowgiałły, E. Frączka; 1990; A. Kwaternikiewicz i in.; 1999; A. Krawiec, 2006)

13.2.2. Równowaga wód słonych i słodkich w warstwie wodonośnej

Delikatny charakter równowagi wód słonych i słodkich jest szczególnie widoczny w formacjach wodonośnych obszarów mierzei (Mierzeja Helska, Mierzeja Wiślana itd.), a także wysp (np. Stogi, Sobieszewska, Uznam i Wolin). Jest to istotne zwłaszcza dla pierwszego (najczęściej holocenijskiego) poziomu wodonośnego tych obszarów. Tam bowiem zasoby wód słodkich powstały na skutek długookresowej akumulacji części opadów atmosferycznych i są przez nie odnawiane. W takich przypadkach ważne jest możliwie dokładne oszacowanie zasobów wody słodkiej, a także określenie odnawialności zasobów oraz wyznaczenie wielkości bezpiecznego poboru, tj. takiego, który nie narusza naturalnej równowagi wód słonych i słodkich.

Literatura hydrogeologiczna poświęcona zagadnieniom wzajemnej równowagi wód podziemnych słodkich oraz morskich (zwanym słonymi), pozostających ze sobą we wzajemnym kontakcie, wyróżnia dwa ogólne podejścia w opisie przepływu. Opis przepływu wód opiera się na analizie:

- równowagi dwóch cieczy („faz”) o różnej gęstości, nie mieszających się ze sobą; najstarszy model równowagi dla warunków przepływu ustalono z teorii równowagi faz słodkiej i słonej, sformułowanej przez W.B. Ghybena (1888) i A. Herzberga (1901) i jej dalszych rozszerzeń;

- migracji zanieczyszczeń geogenicznych (ascenzji solanek) w warstwie wodonośnej, zawierającej wody słodkie; zagadnienie to opisuje równanie typu adwekcji-dyfuzji, w którym człon dyfuzyjny uwzględnia istnienie dyspersji hydrodynamicznej.

Pierwsze podejście bazuje na założeniu, że dwie ciecze, tj. woda słodka oraz woda słona (morska) są cieczkami nie mieszającymi się. Między nimi istnieje wyraźna powierzchnia rozdziału fazy (wody słodkiej i słonej). Bardziej realistyczne warunki przepływu zaproponował R. E. Glover (1959) przyjmując, że odpływ z warstwy do morza odbywa się przez powierzchnię o pewnej szerokości (W), patrz figura 13.7.

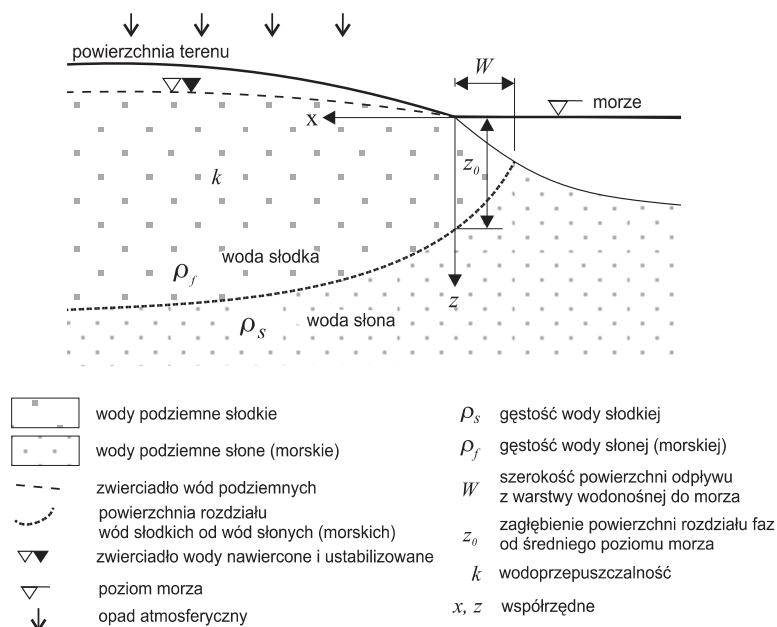


Fig. 13.7. Powierzchnia rozdziału faz – słonej i słodkiej (wg R. E. Glovera, 1959)

Zależność określająca położenie powierzchni rozdziału faz w tym przypadku opisana jest równaniem:

$$z^2 = \frac{2qx}{(\rho_s - \rho_f)k} + \frac{q^2}{(\rho_s - \rho_f)^2 k^2} \quad [13.1]$$

gdzie:

- ρ_f – gęstość wody słodkiej,
- ρ_s – gęstość wody słonej (morskiej),
- q – odpływ z warstwy na jednostkę długości brzegu,
- k – wodoprzepuszczalność,
- z – zagłębienie powierzchni rozdziału faz od średniego poziomu morza,
- x, z – współrzędne.

Dla $z = 0$ otrzymujemy wyrażenie na szerokość strefy wypływu wody słodkiej do morza w postaci:

$$W = \frac{q}{2k(\rho_s - \rho_f)} \quad [13.2]$$

W przypadku eksploatacji wód podziemnych w strefie brzegowej morza, woda słodka płynąca horyzontalnie w jednorodnej warstwie wodonośnej, w której zafiltro-

wana jest studnia, podścielona jest niżej zalegającą wodą słoną (fig. 13.8). W takiej sytuacji, przy depresji wytworzonej pracą studni, następuje wznoszenie się powierzchni rozdziału faz – słonej i słodkiej, czyli ascenzja słonych wód występujących w podłożu eksploatowanej warstwy wodonośnej. Zagadnienie takie badali S. Schmorak i A. Mercado (1969) podając równania określające wznios powierzchni rozdziału faz w zależności od depresji wytworzonej w studni. Stwierdzili oni, że gdy wznios osiągnie wartość $0,4 \div 0,6 L$, to omawiany układ osiąga równowagę chwiejną, a każde dalsze zwiększenie depresji powoduje szybką ascenzję wody słonej do filtra studni. Wynika stąd, że teoretyczny maksymalny dopuszczalny wydatek (Q_w) studni (dla $Z = 0,6 L$) powinien spełniać zależność:

$$Q_{w, \max} < 1,2\pi L k_x \frac{\rho_s - \rho_f}{\rho_f} \quad [13.3]$$

Sytuację powyższą ilustruje figura 13.8.

W warunkach ustalonych, między wodą słodką a słoną wytwarza się stan równowagi, którego odzwierciedleniem jest stały zasięg klina wody słonej. Naruszenie tej

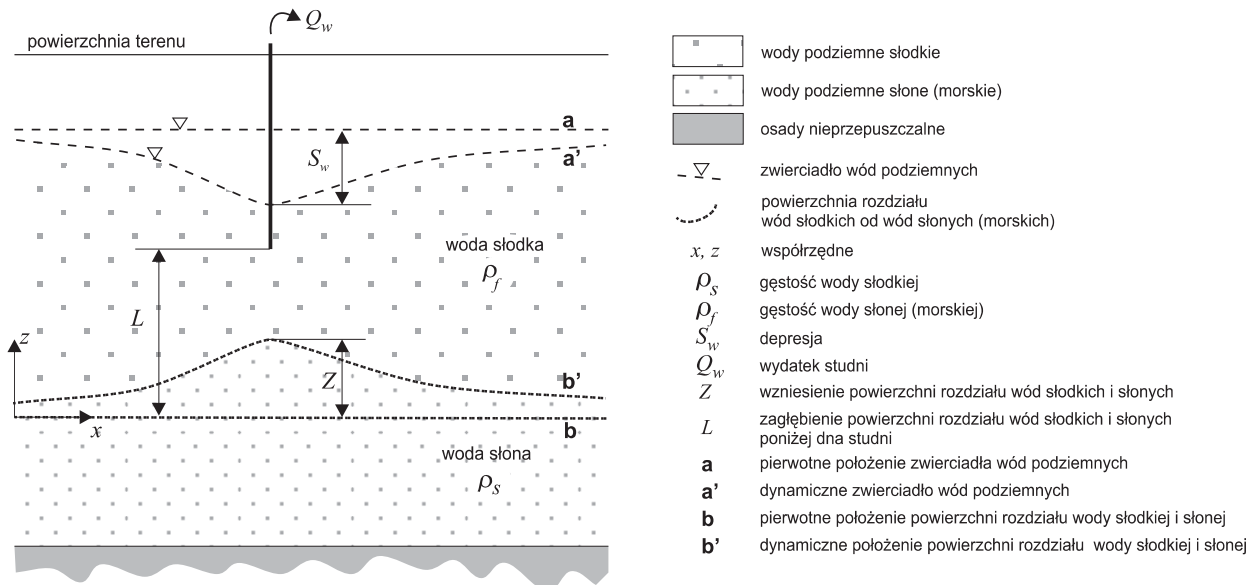


Fig. 13.8. Szkic rozwoju stożka wody słonej w czasie eksploatacji ujęcia wody podziemnej (wg S. Schmorak i A. Mercado, 1969)

naturalnej równowagi wód słonych i słodkich następuje wskutek eksploatacji wód słodkich, np. studnią zlokalizowaną w pobliżu brzegu morskiego. Skutkiem nadmiernej eksploatacji studni mogą być niekorzystne zjawiska, jak: wnikanie wody słonej w warstwę wodonośną, stopniowe zasolenie wody słodkiej ujmowanej przez studnię, aż do całkowitej degradacji zasobów wody słodkiej przybrzeżnej warstwy wodonośnej (A. Sadurski, A. Krawiec, 1998). Usuwanie takich niekorzystnych zjawisk jest niezwykle trudne i kosztowne, a przede wszystkim długotrwałe. Przykład przemieszczania się powierzchni granicznej wód słonych i słodkich pod wpływem eksploatacji ujęcia Wydrzany na wyspie Uznam przedstawiono na figurze 13.9.

Woda słona i słodka mogą się mieszać ze sobą tworząc mieszaninę – dlatego przejście od strefy wody słonej do strefy wody słodkiej nie jest raptowne. Tworzy się między nimi strefa przejściowa, powstająca na skutek istnienia efektu dyspersji hydrodynamicznej. Badania wykazują (H. Cooper, 1959; H. R. Henry, 1959; J. Bear, 1979 i in.), że szerokość tej strefy może być bardzo różna – rzędu kilku metrów – co w porównaniu z miąższością war-

stwy wodonośnej pozwala zaniedbać fakt jej istnienia, do nawet dziesiątków metrów – co powoduje, że nie ma wtedy wyraźnego przejścia od strefy wody słonej do słodkiej. Dlatego też można wyodrębnić dwa podejścia opisu problemu równowagi wód słonych i słodkich w przybrzeżnej warstwie wodonośnej. W pierwszym przyjmuje się, że istnieje wyraźna strefa raptownego przejścia od strefy słonej do słodkiej. Zagadnienie takie opisane jest równaniami filtracji dla każdej strefy, uzupełnionymi warunkami zgodności ciśnienia na powierzchni rozdziału faz wody słonej i słodkiej (L. F. Konikow, M. A. Person, 1985). Rozwiązaniem jest określenie położenia powierzchni piezometrycznej wody słodkiej oraz wyznaczenie powierzchni rozdziału faz wody słonej i słodkiej, co umożliwia także określenie pól prędkości przepływu. W drugim, uwzględnia się fakt istnienia dyspersji hydrodynamicznej. Zagadnienie równowagi opisane jest tu równaniem filtracji, z nim zaś powiązane jest równanie transportu substancji rozpuszczonej, w tym przypadku jest to np. chlorek sodu. Rozwiązaniem równań jest pole ciśnień i prędkości w obszarze przepływu, uzyskane z równania filtracji i prawa Darcy'ego, a rozkład koncentracji soli

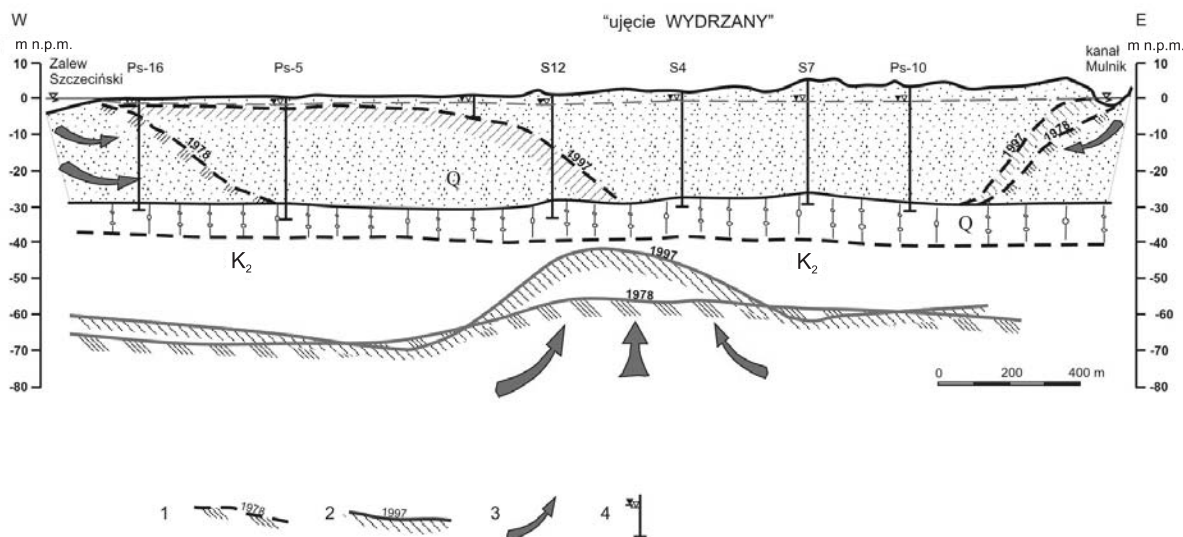


Fig. 13.9. Przykład postępującego frontu wód słonych w kierunku ujęcia Wydrzany k. Świnoujścia (wg M. Kachnica, 1999 i A. Krawiec, 2006)

1 i 2 – front równowagi wód słonych i słodkich, odpowiednio: w 1978 r. i 1997 r.; 3 – kierunek dopływu wód słonych; 4 – otw. wiertniczy

z równania transportu (H. R. Henry 1959; J. Bear 1979, K. Burzyński, 1997 i in.).

W badaniach terenowych do wyznaczenia powierzchni rozdziału wód słonych i słodkich stosuje się powszechnie metodę elektrooporową. Wyniki sondowania elektrooporowego pozwalają wnioskować o głębokości występowania wód słonych, natomiast profilowanie umożliwia ocenę zasięgu klina wód słonych w dolnej części profilu warstwy wodonośnej. Przykład takich badań dla rejonu Ustronia Morskiego przedstawiono na figurze 13.10.

W wymyku ingresji wód słonych (solanek lub morskich) do warstwy wodonośnej zmienia się chemizm wód

podziemnych oraz wodoprzepuszczalność ośrodka. Jony Na^+ z wody słonej wymieniają się w warstwie wodonośnej na jony Ca^{2+} znajdujące się na pozycjach wymiennych minerałów ilastych. W miejsce wód wodorowęglanowo-wapniowych pojawią się wody wodorowęglanowo-sodowe, a wody słone stają się typu chlorkowo-wapniowego. Proces ten prowadzi do wytrącania się CaCO_3 . Redukcji podlegają również jony siarczanowe do siarczkowych, które w obecności jonów metali mogą powodować wytrącanie się siarczków, np. żelaza. Wytrącanie się substancji w porach warstw prowadzi do spadku ich wodoprzepuszczalności.

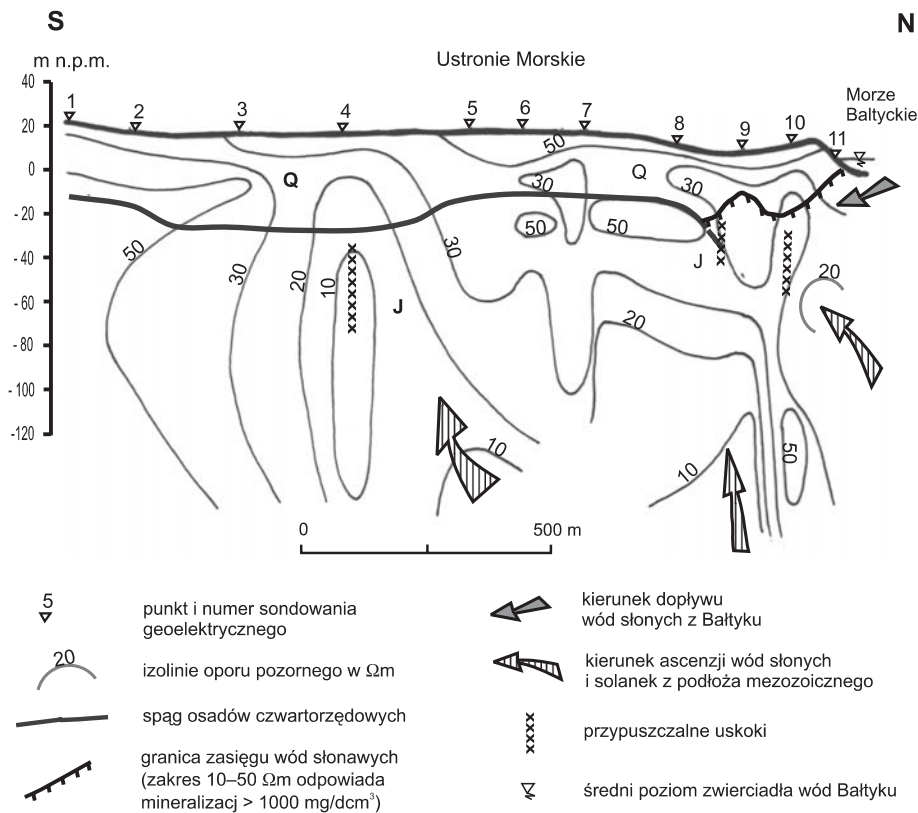


Fig. 13.10. Przekrój geoelektryczny z rejonu strefy brzegowej w Ustroniu Morskim (wg A. Sadurskiego, A. Krawiec 1998)

Q – czwartorzęd, J – jura

13.2.3. Podsumowanie

Migrację zanieczyszczeń geogenicznych w strumieniu wód podziemnych wywołaną ascencją lub ingresją opisuje się równaniami: zachowania masy (adwekcji-dyfuzji) substancji rozpuszczonej, ciągłości przepływu i równaniem ruchu. Wewnętrznymi warunkami brzegowymi dla wymienionych równań są: wydatki studzien, zasilanie warstw wodonośnych opadami, przesączanie wody z rzek i zbiorników wodnych lub przez ascencję (K. Burzyński, 1997). Model taki dobrze opisuje fizykę przemieszczania się zanieczyszczeń w warstwach wodonośnych i może być skutecznie zastosowany, jeżeli tylko teren jest dobrze rozpoznany pod względem hydrogeologicznym, a oprócz tego istnieje sieć monitoringu zapewniająca wiarygodne wyniki obserwacji.

Wzrost poboru wód na ujęciach podziemnych w morskiej strefie brzegowej, w rejonie wysadów solnych lub

w obszarach gdzie w podłożu płytko występują wody słone, będzie generować w przyszłości rosnące problemy z oceną ingresji lub ascencji wód słonych. Dodatkowym czynnikiem powodującym zmiany, zwłaszcza na wybrzeżach, będą globalne zmiany klimatu i podnoszenie się poziomu morza. Zmiany te powodują niestacjonarność procesów ingresji/ascencji. Duża inercja systemów hydrogeologicznych powoduje lukę czasową między wywołanymi zmianami a ich skutkami. Stąd stwierdzenie słonych wód na ujęciu jest już wynikiem daleko zaawansowanych procesów degradacji zasobów wód podziemnych. Dlatego wskazane jest, już obecnie, wytypowanie najbardziej zagrożonych obszarów w kraju, szczegółowe rozpoznanie warunków hydrogeologicznych i prowadzenie na nich monitoringu wód podziemnych.

Literatura

- BEAR J., 1979 – Hydraulics of groundwater. McGraw.-Hill. Book Comp. New York.
- BERTRAM H., 1924 – Das Weichsel-Nogat-Delta. Danzig.
- BOJARSKI L., 1996 – Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ocean ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- BURZYŃSKI K., 1997 – Modelowanie równowagi wód słonych i słodkich na obszarach mierzei polskiego wybrzeża. *Zesz. Nauk. Pol. Gdań.*, 554, s. Bud. Wodne.
- BURZYŃSKI K., SADURSKI A., 1989 – Wpływ przykrawędziowego drenażu na obieg wód kredowego piętra wodonośnego na Żuławach Wiślanych. *Kwart. Geol.*, 33, 2: 301–312.
- BURZYŃSKI K., SADURSKA A., 1990a – The groundwater exchange rate of the southern Baltic Coastal lowland. *Jour. of Hydrol.*, 119: 293–306.
- BURZYŃSKI K., SADURSKI A., 1990b – Groundwater outflow to the Baltic Sea in the Gdańsk region. *Mitt. Ing.-u. Hydrogeol.*, 37: 125–148. RWTH. Aachen.
- COOPER H., 1959 – A Hypothesis concerning the dynamic balance of fresh water and salt water in a coastal aquifer. *Jour. Geophys. Res.*, 64: 235–262.
- DOWGIAŁŁO J., 1971 – Studium genezy wód zmineralizowanych w utworach mezozoicznych Polski północnej. *Biul. Geol. UW*, 13: 133–224.
- DOWGIAŁŁO J., FRĄCZEK E., 1990 – An attempt at the interpretation of new data on the Hel Spit hydrogeology. *W: Proceed. 11th SWIM*: 5–14. PGdań. Gdańsk.
- GEIB E., 1944 – Meeresgeologische Untersuchungen in Bereich der Ostpommerschen Küste von Stolpmünde bis zur ehemaligen deutsch-polnische Grenze. *Geol. der Meere und Binnengewässer*. 7, 1: 11–42. Berlin.
- GLOVER R.E., 1959 – The pattern of fresh-water flow in a coastal aquifer. *Journ. Geophys. Res.*, 64: 457–459.
- GMURCZYK t., 1999 – Geneza wysokich stężeń jonów chlorokowych w wodach podziemnych rejonu Żychlina. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. 9: 57–63. Państw. Inst. Geol. Warszawa–Kielce.

- GHYBEN W.B., 1988 – Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam. Tijdschrift van het Koninklijk Inst. van Ing. Amsterdam.
- HENRY H.R., 1959 – Salt water intrusion into fresh-water aquifers. *Jour. Geophys. Res.* **64**: 1911–1919.
- HERZBERG A., 1901 – Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder. *Jahrb. Gasbeleucht. Wasserversorgung*, **44**: 815–819.
- KACHNIC M., 1999 – Ingresja wód zasolonych na Wyspie Uznam – ujęcie „Wyrzany”. Współczesne problemy hydrogeologii. **9**: 127–135. Państw. Inst. Geol. Warszawa–Kielce.
- KACZOR D., 2005 – Zasolenie wód podziemnych kenozoiku Polski północno-zachodniej w wyniku ascencji solanek z mezozoiku. *Prz. Geol.*, **53**, 6: 489–498.
- KLECZKOWSKI, A.S., Nguyen-Manh-Ha, 1977 – The effect of the Baltic water on the chemical composition of ground water. *Bull. Acad. Pol. Sci. de Terre*, **25** (1): 31–38.
- KONIKOW L. F., PERSON M. A., 1985 – Assessment of long-term salinity changes in an irrigated stream-aquifer system. *Water Resour. Res.* **21**, 11: 1611–1623.
- KOZERSKI B., 1981 – Salt water intrusions into coastal aquifers of Gdańsk region. *W: Proceed. 7th SWIM*: 83–87. Uppsala.
- KOZERSKI B., KWATERKIEWICZ A., 1984 – Strefowość zasolenia wód podziemnych a ich dynamika na obszarze delty Wisły. *Arch. Hydrotech.*, **31**, 3: 231–255.
- KOZERSKI B., SADURSKI A., 1985 – Klasyfikacja hydrogeologiczna strefy brzegowej południowego Bałtyku. *W: Peribalticum III*, 2336: 27–36.
- KRAWIEC A., 2006 – Zagrożenie dla ujęć wód słodkich na Wyspie Uznam. *Mat. X Międzynarod. Konf. „Hydrogeochemia”*: 52–55. UŚl. Sosnowiec.
- KRAWIEC A., RÜBEL A., SADURSKI A., WEISE S. M., ZUBER A., 2000 – Preliminary hydrochemical, isotope, and noble gas investigations on the origin of salinity in coastal aquifers of Western Pomerania, Poland. *Proceed. 16th SWIM. Międzyzdroje–Wolin Island*: 87–94. UMK. Toruń.
- KWATERKIEWICZ A., SADURSKI A., ZUBER A., 1999 – Wiek wód podziemnych rejonu Łeby i geneza ich zasolenia. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **9**: 15–17. Państw. Inst. Geol. Warszawa–Kielce.
- KULMA R., HAŁADUS A., 2003 – Hydrogeologiczne skutki likwidacji otworowej kopalni siarki Jezioro. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **11**, 1: 369–376. WBWiŚ PGdań. Gdańsk.
- MARCINIAK M., GÓRSKI J., RASAŁA M., 2003 – Badanie współczynnika filtracji ośrodków szczelinowych o podwójnej przepuszczalności hydraulicznej w rejonie wysadu solnego w Wapnie: 395–404. *Ibidem*.
- OSTENDORFF E., 1944 – Die Grundwasser in nordöstlichen Weichseldelta mit besonderer Berücksichtigung der Versalzung. *Schriften d. Landeskundlichen Forschungsstelle. III Danzig*.
- PIEKAREK-JANKOWSKA H., 2003 – Przejawy podmorskiego drenażu wód podziemnych w Zatoce Gdańskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **11**, 1: 153–163. WBWiŚ PGdań. Gdańsk.
- PŁOCHNIEWSKI Z., 1977 – Mapa miąższości strefy wód słodkich (zwykłych). *W: Atlas hydrochemiczny Polski (red. S. Turek)*. Wyd. Geol. Warszawa.
- RAZOWSKA L., 2001 – Zmiany hydrogeochemiczne w rejonie częstochowskim spowodowane zatopieniem rud żelaza. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **390**: 35–96.
- RÓŻKOWSKI A., 2002 – Solanki Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **404**: 191–213.
- RASAŁA M., 2006 – Problemy modelowania matematycznego przepływu wód podziemnych w rejonie wysadów solnych na przykładzie struktury Wapna. *Geologos*, **10**: 215–225.
- SADURSKI A., 1989 – Górnokredowy system wód podziemnych Pomorza Wschodniego. *Zesz. Nauk. AGH, 1324, geol.*, **46**.
- SADURSKI A., KRAWIEC A., 1998 – Zagrożenia zasobów wód podziemnych w nadmorskich obszarach zurbanizowanych Bałtyku południowego. *Pr. Nauk. UŚl.*, **1718**: 176–184.
- SCHMORAK S., MERCADO A., 1969 – Upcoming of fresh water-sea water interface below pumping wells, field study. *Water Resour. Res.*, **5**: 1290–1311.
- ZUBER A., KOZERSKI B., SADURSKI A., KWATERKIEWICZ A., GRABCZAK J., 1990 – Origin of brackish waters in the Quaternary aquifer of the Vistula Delta. *W: Proceed. 11th SWIM*: 249–262. PGdań. Gdańsk.

14. Monitoring wód podziemnych

Monitoring wód podziemnych jest kontrolno-decyzyjnym systemem oceny dynamiki naturalnych i antropogenicznych przemian wód podziemnych i ich interpretacji w aspekcie ochrony środowiska wodnego. Polega on na prowadzeniu w wybranych punktach powtarzalnych pomiarów w zakresie zmian położenia zwierciadła i chemizmu wody, które mogą być wykorzystane, np. do oceny zasobów oraz stanu wód podziemnych. Do 2006 r. moni-

toring prowadzony był w Polsce przez sieć krajową, regionalną i lokalną. Obecnie, w miejsce dotychczas działających sieci wprowadzono sieć obserwacyjno-badawczą wód podziemnych, przed którą postawiono szereg zadań związanych zarówno z szeroko pojętą gospodarką wodną, jak i ochroną wód, a także ochroną powiązanych z nimi ekosystemów.

14.1. Monitoring do 2006 roku

14.1.1. Monitoring krajowy

Monitoring sieci krajowej do 2006 r. prowadzony był w dwóch odrębnie działających systemach – sieci stacjonarnych obserwacji wód podziemnych oraz monitoringu jakości wód podziemnych.

- Sieć stacjonarnych obserwacji wód podziemnych została zorganizowana przez Państwowy Instytut Geologiczny (PIG) w 1972 r., a obserwacje uruchomiono w 1974 r. Przedmiotem badań były wody słodkie (zwykle) użytkowych poziomów wodonośnych, a celem – dokumentowanie zmian ich stanu w skali całego kraju. Badania realizowano w punktach obserwacyjnych, którymi były: hydrogeologiczne otwory badawcze (piezometry), studnie wiercone i źródła (B. Kazimierski, E. Przytuła red., 1996). Wyróżniono dwa rodzaje punktów obserwacyjnych:

I rzędu – tzw. stacje hydrogeologiczne składające się z 3 do 5 otworów obserwacyjnych, ujmujących użytkowe

poziomy wodonośne występujące w profilu geologicznym, w miejscu lokalizacji stacji (fig. 14.1);



Fig. 14.1. Stacja hydrogeologiczna I-rzędu w Granicy k. Warszawy

II rzędu – pojedyncze otwory lub źródła ujmujące zwykle główny użytkowy poziom wodonośny.

Badania prowadzono zgodnie z projektami zaopiniowanymi przez Komisję Dokumentacji Hydrogeologicznych przy Ministrze Środowiska. Liczba punktów zmieniała się w poszczególnych latach od 400 do blisko 1000, głównie z przyczyn wynikających z ograniczeń w finansowaniu badań. Punkty badawcze rozmieszczone były w sposób reprezentatywny względem głównych pięter wodonośnych i udokumentowanej ilości zasobów wód podziemnych. Początkowo obserwowano wyłącznie położenie zwierciadła wody, a począwszy od 1991 r. w szerokim zakresie badano również skład chemiczny wód podziemnych. Na wybranych 11 stacjach hydrogeologicznych dodatkowo prowadzono zapis, z użyciem automatycznych urządzeń pomiarowych i transmisji danych, obejmujący: położenie zwierciadła wody, stan wód strefy aeracji (wilgotność, temperatura, przewodnictwo elektrolityczne właściwe), temperaturę gruntu oraz parametry meteorologiczne (temperatura powietrza, wilgotność, ciśnienie atmosferyczne, kierunek i prędkość wiatru, promieniowanie słoneczne całkowite, opad atmosferyczny i kondensacja pary wodnej na powierzchni oraz tzw. opad poziomy). Schemat układu pomiarowego stacji przedstawiono na figurze 14.2.

Standardowy zakres pomiarowy obejmował:

- pomiar głębokości do zwierciadła wody w otworach badawczych, w przypadku źródeł mierzono wydajność; raz w tygodniu, w poniedziałek o godz. 7 rano;
- pobór próbek i oznaczenie składu chemicznego wody w zakresie parametrów fizykochemicznych składników głównych – decydujących o typie chemicznym wody, oraz podrzędnych, tj. biogenów i związków żelaza, manganu i glinu, a także mikroskładników; raz na rok lub raz na 2 lata.

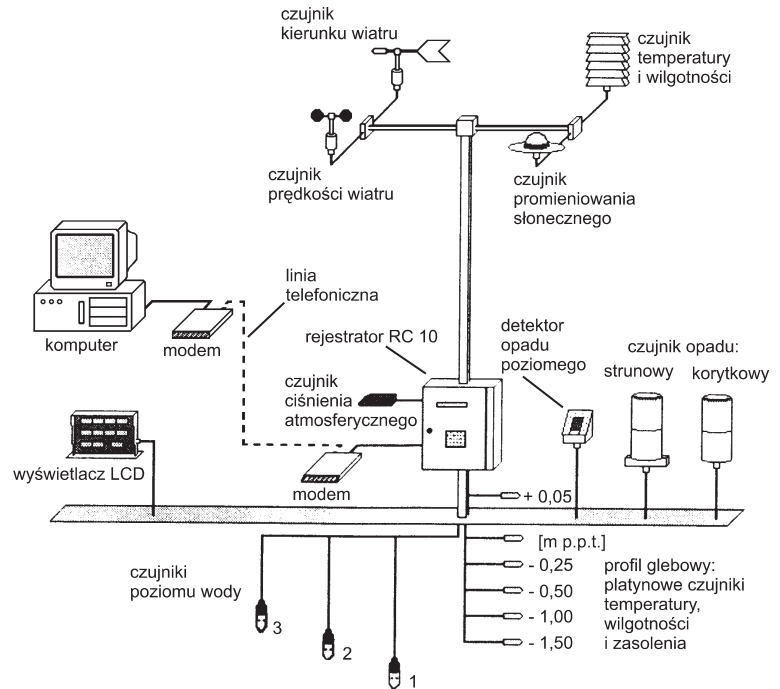


Fig. 14.2. Schemat automatycznego układu pomiarowego stacji hydrogeologicznej

Raz w roku przekazywano do Ministerstwa Środowiska raport z wykonanych prac. Wyniki badań gromadzone były w komputerowej bazie danych – System Obserwacji Hydrogeologicznych (SOH) i prezentowane na stronie internetowej PIG (www.pgi.gov.pl) oraz publikowane w Roczniku hydrogeologicznym wydawanym przez PIG w latach 1994–2001. Udostępniano je również upoważnionym osobom i instytucjom.

- Monitoring jakości wód podziemnych, jako podprogram systemu Państwowego Monitoringu Przyrody, uruchomiono w PIG w 1991 r. W ramach tego monitoringu powstały – sieć krajowa i sieć regionalna, obejmujące swoim zasięgiem większość województw (T. Hordejuk, 1998).

Liczba punktów badawczych sieci krajowej była różna i zmieniała się, również w wyniku ograniczeń w finansowaniu prac, w granicach od 500 do 1000 piezometrów i studzien obserwacyjnych. Badano skład chemiczny wód głównych użytkowych poziomów wodonośnych raz

w roku, w zakresie do 58 wskaźników. Raz w roku przedstawiano Głównemu Inspektoratowi Ochrony Środowiska (GIOŚ) raport zawierający opis wykonanych prac i analizę wyników pomiarów. Wyniki badań gromadzono w komputerowej bazie danych MONBADA i prezentowa-

no na stronie internetowej GIOŚ (www.gios.gov.pl). Informacje o zakresie i wynikach tych prac publikowano w cyklu trzyletnim, w serii wydawniczej *Biblioteka Monitoringu Środowiska* (T. Hordejuk, M. Hordejuk, 2003).

14.1.2. Monitoring regionalny

Monitoring regionalny organizowany był w pierwszej kolejności w obrębie województw, przez Wojewódzkie Inspektoraty Ochrony Środowiska, oraz głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP). Obserwowano przede wszystkim wody głównych użytkowych poziomów wodo-

nośnych, które ze względu na swoje położenie i udokumentowane zasoby stanowiły główne źródło zaopatrzenia w wodę. Sieć regionalną organizowano według zasad zalecanych przez GIOŚ (H. Staniewicz-Dubouis, 1991, 1995).

14.1.3. Monitoring lokalny

Monitoring lokalny organizowany był przez poszczególne instytucje; obejmował swoim zasięgiem konkretne obiekty stanowiące zagrożenie dla jakości wód podziemnych i ich otoczenia. Jego zadaniem było rozpoznanie i śledzenie zmian poziomu i chemizmu wód wokół obiektu, ze szczególnym uwzględnieniem zagrożeń pochodzących z potencjalnych bądź stwierdzonych ognisk zanieczyszczeń mogących mieć wpływ na jakość wód podziemnych. Wyróżniono dwa rodzaje monitoringu lokalnego:

- organizowany przez właścicieli obiektów zagrażających wodom podziemnym, np.: składowisk odpadów, stacji paliw, magazynów w których składowano nawozy lub środki ochrony roślin, itp.,
- monitoring osłonowy, organizowany wokół obiektów chronionych przed oddziaływaniami zanieczysz-

czeń, np.: parki narodowe i rezerwaty, ujęcia wód podziemnych i in.

Szczególną rolę w systemie monitoringu lokalnego spełnia monitoring osłonowy ujęć wód podziemnych (B. Kazimierski, A. Sadurski red., 1999). Jest on systemem stałego śledzenia ilościowych i jakościowych zmian wód podziemnych w strefach ochronnych i w samym ujęciu, organizowany w celu kontroli skuteczności ich ochrony oraz podejmowania przedsięwzięć zabezpieczających gwarantowany, ciągły stan zaopatrzenia ludności w wodę do picia. Monitoring ten powinien obejmować swoim zasięgiem obszar dopływu wody do ujęcia, a w szczególności jego strefę ochronną określoną w poradniku metodycznym (T. Macioszczyk i in., 1993).

14.1.4. Inne sieci monitoringu wód podziemnych

Na podstawie Rozporządzenia Ministra Zdrowia (2002) Państwowa Inspekcja Sanitarna została zobowiązana do zorganizowania **monitoringu sanitarnego**, którego zadaniem jest ocena przydatności ujmowanych wód podziemnych do zaopatrzenia ludności w wodę. Mo-

nitoringiem objęte są wszystkie ujęcia wód podziemnych służące do zbiorowego zaopatrzenia w wodę, a okresowo oceniana jest również woda z ujęć indywidualnych. Badania obejmują oznaczenie wskaźników fizykochemicznych, chemicznych i bakteriologicznych z częstotliwoś-

cią zależną od wielkości ujęcia (ilości eksploatowanych wód), od 1 do ponad 10 razy w roku. Wyniki badań są gromadzone i udostępniane w Wojewódzkich Inspektoratach Sanitarnych. Nadzór merytoryczny nad monitoringiem sprawuje Państwowy Zakład Higieny w Warszawie, gdzie funkcjonuje również baza danych obejmująca wyniki oznaczeń z około 36 000 ujęć wód podziemnych. Monitoring ten funkcjonuje w niezmiennym zakresie również po 2006 r.

W latach 60. ubiegłego wieku IMiGW zorganizował sieć **monitoringu wód gruntowych** (niektóre posterunki badawcze prowadziły obserwacje wcześniej). Punktami badawczymi były gospodarskie studnie kopane (niekiedy piezometry), w których prowadzono obserwacje głębokości do zwierciadła wody raz w tygodniu, w ponie-

działek rano. W wybranych punktach badano również podstawowe parametry fizykochemiczne wody: temperaturę, odczyn pH i przewodnictwo elektrolityczne właściwe. Sieć ta okresowo liczyła około 1200 punktów, rozlokowanych na terenie całej Polski. Z biegiem lat liczba punktów ulegała zmniejszeniu, a główną przyczyną tego była likwidacja studni kopanych w miejscowościach gdzie zakładano wodociągi. W dalszym ciągu w IMiGW dostępna jest baza danych obejmująca wyniki przeprowadzonych badań, które mają dużą wartość merytoryczną. Dokumentują one bowiem zmiany poziomu wód gruntowych na terenie Polski z okresu kilkudziesięciu lat. Sieć oficjalnie przestała funkcjonować w 2001 r., wraz ze zmianą ustawy Prawo wodne (2001 z późniejszymi zmianami) i zmianą zadań powierzonych IMiGW.

14.2. Monitoring po 2006 roku

Przygotowania do zmiany zasad funkcjonowania monitoringu trwały kilka lat, a zapoczątkowała je w 2001 r. nowa ustawa – Prawo wodne (2001 z późniejszymi zmianami) oraz przygotowania do wdrożenia w Polsce Ramowej Dyrektywy Wodnej (Dyrektywa 2000/60/EC) ustalającej ramy działań Wspólnoty Europejskiej w zakresie polityki wodnej, wraz ze związanymi z nią innymi dyrektywami. Przyjęcie i wdrożenie w Polsce Ramowej Dyrektywy Wodnej, jej implementacja do prawa polskiego, głównie do ustawy Prawo wodne (*op. cit.*), podniosło rangę monitoringu wód podziemnych i utworzyło z niego główne źródło danych oraz informacji o stanie wód podziemnych, niezbędnych do kształtowania polityki ekologicznej państwa i podejmowania konkretnych decyzji w zakresie ochrony zasobów wody. Również inne usta-

wy, np: Prawo ochrony środowiska (2001), O Inspekcji Ochrony Środowiska (1991), Prawo geologiczne i górnicze (1994 z późniejszymi zmianami) oraz akty wykonawcze do tych ustaw, odnoszące się do monitoringu wód podziemnych, zawierają zasady i warunki nie tylko odnoszące się do prowadzenia badań, lecz również wymagania dotyczące struktury organizacyjnej monitoringu i zakresu kompetencji różnych instytucji.

W ostatnich latach opracowano szereg wytycznych i poradników metodycznych, zarówno w instytucjach Unii Europejskiej, jak i w Polsce, których zadaniem jest spowodowanie, by wyniki monitoringu były wiarygodne i porównywalne w całym obszarze Unii Europejskiej (Guidelines on Monitoring..., 2000; J. Szczepańska, E. Kmiecik, 2005; Wytyczne metodyczne ..., 2003).

14.2.1 Akty prawne

Monitoring organizowany i realizowany jest w oparciu o prawo polskie i prawo Unii Europejskiej oraz umowy, konwencje i inne akty prawa międzynarodowego ratyfikowane przez Polskę. Do monitoringu wód pod-

ziemnych zastosowanie mają głównie dyrektywy Unii Europejskiej:

– Dyrektywa (2000/60/EC) Parlamentu Europejskiego i Rady Wspólnoty Europejskiej z 23 października

2000 r. ustalająca ramy działań Wspólnoty w zakresie polityki wodnej, tzw. Ramowa Dyrektywa Wodna (RDW);

– Dyrektywa (1991/676/UE) Rady WE z dnia 12 grudnia 1991 r., dotycząca ochrony wód przed zanieczyszczeniami powodowanymi przez azotany pochodzenia rolniczego – nazywana powszechnie Dyrektywą Azotanową (DA);

– Dyrektywa (C6-0382/2006) Parlamentu Europejskiego i Rady WE z dnia 22 listopada 2006 r. w sprawie ochrony wód podziemnych przed zanieczyszczeniem i pogorszeniem ich stanu.

Zastosowanie do monitoringu wód granicznych lub transgranicznych mają ponadto: umowa w sprawie Międzynarodowej Komisji Ochrony Odry przed Zanieczyszczeniem z dnia 1 kwietnia 1996 r., oraz umowy dwustronne w sprawie wód granicznych zawarte pomiędzy Polską, a krajami sąsiedzkimi.

Prawo wodne (2001, z późniejszymi zmianami)) zawiera podstawowe regulacje dotyczące organizacji, funkcjonowania i interpretacji wyników monitoringu oraz delegacje dla rozporządzeń Ministra Środowiska o następującej treści:

Rozdział 1. Zasady ochrony wód

Art. 38a. 1. Minister właściwy do spraw gospodarki wodnej w porozumieniu z ministrem właściwym do spraw środowiska określi, w drodze rozporządzenia, kryteria i sposób oceny stanu wód podziemnych.

Rozdział 2. Państwowa służba hydrologiczno-meteorologiczna oraz państwowa służba hydrogeologiczna.

Art. 102. 2. Państwowa służba hydrogeologiczna wykonuje zadania państwa na potrzeby rozpoznawania, bilansowania i ochrony wód podziemnych w celu racjonalnego ich wykorzystania przez społeczeństwo oraz gospodarke.

4a. Państwowy Instytut Geologiczny posiada i utrzymuje bazę danych historycznych z zakresu hydrogeologii.

Art. 106. 1. Państwowa służba hydrogeologiczna posiada i utrzymuje sieć obserwacyjno-badawczą wód podziemnych oraz zespoły do spraw ocen i prognoz hydrogeologicznych.

2. Sieć obserwacyjno-badawczą wód podziemnych stanowią:

- 1) stacje hydrogeologiczne,
- 2) punkty obserwacyjne zwierciadła wód podziemnych,
- 3) punkty badawcze jakości wód podziemnych,
- 4) piezometry,
- 5) obudowane źródła.

Art. 107. 1. Urządzenia pomiarowe służb państwowych podlegają ochronie na warunkach określonych w ustawie.

Art. 110. 9. Minister właściwy do spraw gospodarki wodnej określi, w drodze rozporządzenia, standardowe procedury zbierania i przetwarzania informacji przez państwową służbę hydrologiczno-meteorologiczną oraz państwową służbę hydrogeologiczną, uwzględniając rodzaje i nazwy procedur właściwych dla każdej ze służb.

Art. 111. 2. Minister właściwy do spraw gospodarki wodnej określi, w drodze rozporządzenia, podmioty, którym państwowa służba hydrologiczno-meteorologiczna i państwowa służba hydrogeologiczna są obowiązane przekazywać ostrzeżenia, prognozy, komunikaty i biuletyny, a także sposób i częstotliwość przekazywania tych informacji oraz sposoby uzyskiwania potwierdzenia otrzymania ostrzeżeń, kierując się względami bezpieczeństwa państwa oraz bezpieczeństwa ludzi i mienia.

Rozdział 6a. Monitoring wód podziemnych

Art. 155a. 2. Badania i oceny stanu wód powierzchniowych oraz stanu wód podziemnych dokonuje się w ramach państwowego monitoringu środowiska.

5. Państwowa służba hydrogeologiczna wykonuje badania i ocenia stan wód podziemnych w zakresie elementów fizykochemicznych i ilościowych.

Art. 155b. 1. Minister właściwy do spraw gospodarki wodnej w porozumieniu z ministrem właściwym do spraw środowiska określi, w drodze rozporządzenia, formy i sposób prowadzenia monitoringu wód powierzchniowych oraz podziemnych.

Ustawa O Inspekcji Ochrony Środowiska (1991), stanowi, że:

Art. 23. 2. Państwowy monitoring środowiska obejmuje zadania wynikające z odrębnych ustaw, zobowiązań międzynarodowych Rzeczypospolitej Polskiej oraz innych potrzeb wynikających z polityki ekologicznej państwa.

Art. 24. Działalność państwowego monitoringu środowiska koordynują organy inspekcji ochrony środowiska, w tym:

1) sieci krajowe i regionalne – Główny Inspektor Ochrony Środowiska,

2) sieci lokalne – Wojewódzki Inspektor Ochrony Środowiska, w uzgodnieniu z Głównym Inspektorem Ochrony Środowiska.

14.2.2. Organizacja i funkcjonowanie monitoringu wód podziemnych

W ostatnich latach wprowadzono zasadnicze zmiany w zakresie organizacji i funkcjonowania sieci krajowej. W miejsce dwóch dotychczas działających sieci, monitoringu jakości wód podziemnych i sieci stacjonarnych obserwacji wód podziemnych, wprowadzono sieć obserwacyjno-badawczą wód podziemnych (SO-BWP), przed którą postawiono szereg zadań związanych zarówno z szeroko pojętą gospodarką wodną, jak i ochroną wód oraz powiązanych z nimi ekosystemów. Struktura sieci, choć o jednolitej organizacji i zasadach funkcjonowania, mieści w sobie punkty badawcze różnych rodzajów i różnym przeznaczeniu. Jest to w zasadzie jedna, spójna sieć punktów badawczych, obejmująca obszar całego kraju, rozlokowanych w sposób zrównoważony¹, służących do badań wszystkich jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) użytkowych poziomów wodonośnych oraz wód gruntowych, tj. wód o zwierciadle swobodnym, nie zawsze spełniających warunki określone dla użytkowego poziomu wodonośnego. Składnikami sieci są grupy punktów badawczych (komponenty sieci), realizujące wskazane badania, o ściśle zdefiniowanym zakresie i celu. Zakres i częstotliwość badań we wszystkich punktach są skoordynowane i dostosowane do zadań ogólnych monitoringu oraz zadań jednostkowych, postawionych przed poszczególnymi komponentami sieci.

Podstawowym zadaniem sieci SO-BWP jest realizacja zadań określonych w ustawie Prawo wodne (2001 z późniejszymi zmianami) i Ramowej Dyrektywie Wodnej.

Efektom interpretacji wyników monitoringu jest:

- ocena stanu ilościowego i chemicznego jednolitych części wód podziemnych;
- dostarczenie danych do oceny stanu wód regionów wodnych i dorzeczy;
- ocena i prognozy sytuacji hydrogeologicznej dla potrzeb komunikatów i prognoz;
- ocena stanu wód gruntowych w obszarach zagrożonych suszą i podtopieniami;
- ocena stanu wód w obszarach chronionych;
- dostarczanie danych do opracowania prognoz i komunikatów dotyczących sytuacji hydrogeologicznej i ostrzeżeń o zagrożeniach związanych z wodami podziemnymi;
- ocena stanu jakości wód podziemnych dla potrzeb Państwowego Monitoringu Środowiska;
- wspomaganie monitoringu regionalnego w obszarach zagrożonych azotanami, przez dostarczanie danych o wartościach parametrów fizykochemicznych wód podziemnych;
- dostarczanie danych i ocen stanu wód na potrzeby:
 - Międzynarodowej Komisji Ochrony Odry przed Zanieczyszczeniem – z obszaru międzynarodowej zlewni Odry,

¹ Zrównoważony sposób rozlokowania punktów badawczych oznacza, że punkty umieszczane są w miejscach reprezentatywnych dla badanych struktur hydrogeologicznych (którymi mogą być zarówno piętra i poziomy wydzielone z uwzględnieniem rozprzestrzenienia warstw wodonośnych, jak i jednolite części lub wprost zlewnie wód podziemnych, wydzielone z uwzględnieniem struktury ich strumienia przepływu) przy zachowaniu względnej równomierności w przestrzennym rozkładzie punktów. Uzyskanie względnej równomierności rozlokowania punktów ma zapewnić reprezentatywność statystyczną, niezbędną dla wiarygodności interpretacji ocen przeprowadzanych z użyciem wyników pomiarów i analiz w nich wykonywanych.

- Komisji Wód Granicznych – w obszarach granicznych i transgranicznych zbiorników i jednolitych części wód podziemnych,
- dostarczanie danych i opracowanie raportu dla Europejskiej Agencji Środowiska,
- dostarczanie danych i wykonywanie ocen stanu wód dla innych zadań, zleczanych indywidualnie przez Ministra Środowiska, Głównego Inspektora Ochrony Środowiska lub inne organy administracji publicznej, instytucje czy przedsiębiorców.

Przedmiotem monitoringu są wody podziemne występujące w obrębie poszczególnych jednolitych części wód podziemnych (JCWPd), wyznaczonych na obszarze Polski w oparciu o odrębne procedury (*vide* tom I, rozdz. 6) lub grup tych jednostek. Należy zwrócić uwagę na fakt, iż w Polsce JCWPd wydzielono w oparciu o kryterium zlewniowe. Są to w rzeczywistości wielopoziomowe (wielowarstwowe lub wielopiętrowe) struktury obejmujące swoim zasięgiem użytkowe poziomy wód słodkich. Podmiotem monitoringu będą, zatem:

- wody gruntowe, nawet w przypadku gdy nie spełniają parametrów poziomu użytkowego, lub podziemne pierwszego użytkowego poziomu wodonośnego o zwierciadle swobodnym,
- wody pierwszego użytkowego poziomu wodonośnego o zwierciadle napiętym,
- wody głębszych użytkowych poziomów wodonośnych.

Monitoring prowadzony jest w odniesieniu do ocen stanu ilościowego i chemicznego. Schemat obrazujący zakres monitoringu przedstawiono na figurze 14.3.

Monitoring stanu ilościowego ma określić stopień, w jakim bezpośredni lub pośredni pobór wód ma wpływ na stan jednolitych części wód podziemnych.

Monitoring stanu chemicznego ma za zadanie umożliwienie oceny stopnia wpływu czynników zewnętrznych, na poddane monitoringowi JCWPd, głównie antropopresyjnych, wywierających wpływ na chemizm wód. Prowadzi się go w formie: monitoringu diagnostycznego, monitoringu operacyjnego i monitoringu badawczego.

Dla sieci monitoringu stanu ilościowego oraz chemicznego (diagnostycznego) przyjęto podobne zasady

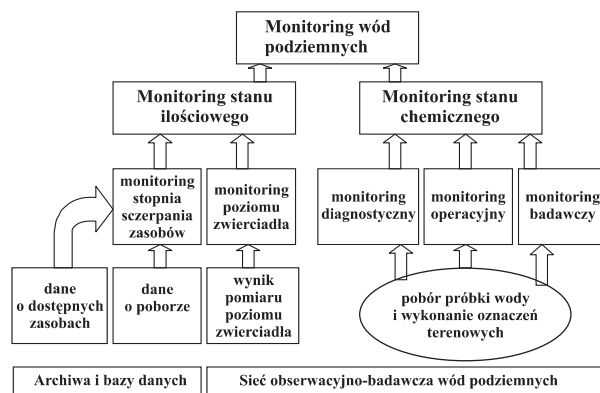


Fig. 14.3. Schemat organizacji monitoringu wód podziemnych

ustalenia liczby punktów badawczych. Gęstości punktów w poszczególnych poziomach wodonośnych i wynikającą z niej liczbę punktów, w skali kraju, ustalono następująco:

- w poziomie wód o zwierciadle swobodnym – jeden punkt na 500 km², tj. łącznie na obszarze kraju około 680 punktów badawczych;
- w pierwszym użytkowym poziomie wodonośnym o zwierciadle napiętym – jeden punkt na 1000 km², tj. łącznie około 340 punktów badawczych;
- w niżej występujących użytkowych poziomach wodonośnych danego profilu geologicznego – jeden punkt na 2500 km², tj. łącznie około 190 punktów badawczych

Ustalono również, że w obrębie jednej JCWPd nie może być mniej niż 3 punkty obserwacyjne. Docelowo, sieć punktów badawczych powinna liczyć około 1210 punktów. Wstępna ocena liczby punktów koniecznych do włączenia w sieć monitoringu stanu chemicznego (operacyjnego) wykazała, że powinno być ich około 300. Wybór lokalizacji punktu badawczego w obrębie JCWPd uzależniono od zadania stawianego przed danym punktem, które jest indywidualnie dobierane dla każdego z nich, np. obserwacje warunków zasilania infiltracyjnego, reakcja stanu wód na wymuszenia naturalne lub sztuczne, warunki dostarczania wody ekosystemom lądowym, ustalenie kierunku filtracji, itd. Na początku 2006 r. ogólna liczba punktów sieci obserwacyjno-badawczej (SO-BWP) wynosiła 820. Ich lokalizację przedstawiono na figurze 14.4.

Monitoring stanu ilościowego

W Ramowej Dyrektywie Wodnej zdefiniowano pojęcie stanu ilościowego wód podziemnych następująco: „*Stan ilościowy*” jest określeniem stopnia, w jakim bezpośredni i pośredni pobór wody ma wpływ na część wód podziemnych. Jednocześnie wymieniono następujące elementy reżimu hydrodynamicznego, które są brane pod uwagę przy ustalaniu ilościowego stanu wód podziemnych:

- położenie swobodnego lub napiętego zwierciadła wód podziemnych,
- kierunek przepływu wód podziemnych,
- natężenie przepływu wód podziemnych,
- zasilanie wód podziemnych,
- dostępne zasoby wód podziemnych¹,
- pobór wód podziemnych.

Zgodnie ze wskazaniami RDW, monitoring stanu ilościowego obejmuje:

- pomiary położenia zwierciadła wód podziemnych lub wydajności źródeł;
- określenie ilości wieloletniego (średniego) poboru rzeczywistego z ujęć wód podziemnych znajdujących się w obrębie rozpatrywanej JCWPd, wyrażonego w m³/d;
- określenie ilości dostępnych zasobów wód podziemnych, wyrażonych w m³/d.

Zadaniem tego monitoringu jest, między innymi, dostarczenie danych dla stwierdzenia, czy w wyniku eksploatacji nie przekroczono dostępnych zasobów wód podziemnych, a tym samym nie pozbawia się ekosystemów lądowych i wód powierzchniowych (zapewnienie przepływu nienaruszalnego rzek) dostawy niezbędnej dla nich ilości wody. W wytypowanych jednolitych częściach wód lub zbiornikach dodatkowo określa się kierunek i natężenie przepływu, wykorzystując dane odpowiedniej warstwy informacyjnej *Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000* (1996–2004), uzupełniając je bieżącymi wynikami pomiarów poziomu zwierciadła wody. Informacje te służą głównie w badaniach zlewni przygranicznych i transgranicznych JCWPd, w celu

stwierdzenia czy ma miejsce przepływ wód przez granicę kraju. Monitoringiem stanu ilościowego, począwszy od grudnia 2006 r., objęte są wszystkie jednolite części wód podziemnych, ponieważ z każdej z nich ma miejsce pobór powyżej 100 m³/d (tj. ponad 4 m³/h).

Monitoring stanu chemicznego

Monitoring stanu chemicznego wód podziemnych realizowany jest na potrzeby określenia ich składu chemicznego, tj. jakości środowiskowej wód podziemnych oraz oceny trendu ich zmian. Wymagania RDW dotyczące osiągnięcia dobrego stanu chemicznego wód podziemnych nakładają na instytucje zarządzające wodami obowiązek, aby skład chemiczny wód podziemnych był taki, że stężenia zanieczyszczeń:

- nie wykazują efektów ingresji czy też ascenzji wód słonych lub innych wód zdegradowanych,
- nie przekraczają wartości progowej stężeń substancji zanieczyszczających, które określono w aktach prawnych Unii Europejskiej lub poszczególnych krajów członkowskich,
- nie są na takim poziomie, że mogłyby prowadzić do nie osiągnięcia, przez powiązane z nimi wody powierzchniowe, celów środowiskowych lub mogą wpływać na obniżenie stanu chemicznego lub stanu ekologicznego jednolitych części wód powierzchniowych lub spowodowania znacznych szkód w ekosystemach lądowych bezpośrednio zależnych od wód podziemnych.

Wymienione kryteria muszą być spełnione jednocześnie, aby jednostka JCWPd osiągnęła dobry stan chemiczny.

Monitoring diagnostyczny zgodnie z Wytycznymi... (2003) ...służy do dokonywania oceny i weryfikacji wpływu działań antropogenicznych na stan wód powierzchniowych oraz do oceny długookresowych zmian stanu wód. Wyniki monitoringu służą do zaprojektowania monitoringu operacyjnego.

Celem monitoringu diagnostycznego jest:

¹ Dostępne zasoby wód podziemnych oznaczają wieloletnią średnią wielkość całkowitego zasilania JCWPd (lub innego zbiornika, struktury hydrogeologicznej lub zlewni) pomniejszoną o wieloletnią, roczną wielkość przepływu, jaki jest niezbędny do osiągnięcia celów jakości ekologicznej dla związanych z tymi zasobami wód powierzchniowych i ekosystemów lądowych; ilość dostępnych zasobów można utożsamiać z ilością zasobów dyspozycyjnych wód podziemnych, a w przypadku ich braku z ilością zasobów perspektywicznych.

- uzupełnienie i sprawdzenie wiarygodności wstępnej charakterystyki JCWPd oraz dokonanie oceny wpływu antropopresji na wody podziemne;

- dostarczenie informacji do oceny długoterminowych tendencji zmian stężeń substancji zanieczyszczających, wynikających zarówno ze zmian warunków naturalnych, jak również na skutek użytkowania terenu.

Nakaz prowadzenia monitoringu diagnostycznego wynika zarówno z RDW jak i ustawy Prawo wodne (2001, z późniejszymi zmianami). Należy go prowadzić dla JCWPd sklasyfikowanych jako:

- o stanie złym lub słabym, zagrożonych nie spełnieniem celów środowiskowych RDW;
- przekraczających granice państwa.

Monitoring operacyjny musi dostarczać danych monitoringowych niezbędnych do uzyskania odpowiedniego poziomu ich wiarygodności przy klasyfikowaniu zagrożonych części wód, w celu jednoznacznego określenia ich stanu jako złego, słabego lub jako dobrego oraz wykrycia znaczących trendów wzrostowych stężeń zanieczyszczeń.

Celem tego monitoringu jest:

- ustalenie stanu chemicznego wszystkich jednostek JCWPd lub zagregowanych JCWPd określonych jako zagrożone;
- ustalenie obecności jakichkolwiek, spowodowanych działalnością ludzką, długoterminowych trendów wzrostu stężenia wszelkich zanieczyszczeń.

Monitoringiem operacyjnym objęto wszystkie części wód podziemnych, które zostały uznane za:

- zagrożone nie osiągnięciem celów środowiskowych w wyniku oceny wpływu oddziaływań;
- o stanie słabym, określonym w wyniku przeprowadzenia ich oceny na podstawie wstępnej charakterystyki oddziaływań antropopresji lub na podstawie monitoringu diagnostycznego.

Wybór miejsc usytuowania punktów monitoringu diagnostycznego i operacyjnego ma być tak przeprowadzony, by skład chemiczny wód podziemnych określony na podstawie próbek pobranych z punktów badawczych był reprezentatywny dla danej JCWPd.

Monitoring operacyjny będzie prowadzony dla okresów pomiędzy programami monitoringu diagnostycznego (kontrolnego), z częstotliwością pozwalającą na wykrycie wpływów presji, ale nie mniejszą jak raz w roku.

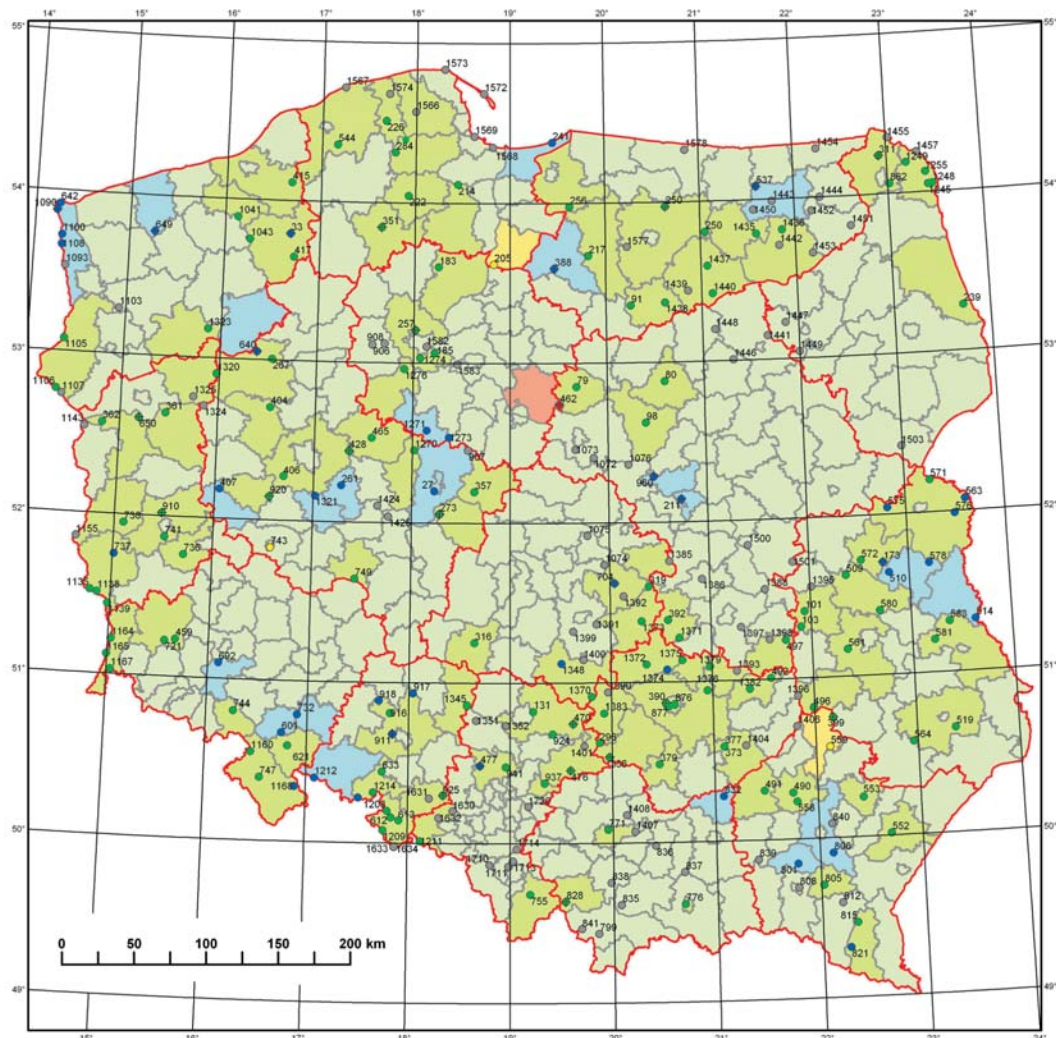
Monitoring badawczy służy, w miarę potrzeby, do poszerzenia rozpoznania dokonanego w ramach monitoringu diagnostycznego oraz rozpoznania przyczyn, wielkości i wpływu incydentalnego zanieczyszczenia. Monitoring badawczy może być przeprowadzany dla dokonania oceny stanu JCWPd określonych jako zagrożone nie osiągnięciem celów środowiskowych, dla których nie został jeszcze ustalony monitoring operacyjny oraz częściowo zdegradowanych w wyniku incydentalnego zanieczyszczenia.

14.3. Zasady interpretacji danych i wyniki monitoringu

Wyniki monitoringu są archiwizowane w bazie danych Monitoringu Wód Podziemnych. Baza ta, z użyciem platformy integracyjnej, współpracuje ze wszystkimi innymi hydrogeologicznymi bazami danych. Daje to możliwość dysponowania kompletnym zbiorem danych geologicznych, hydrogeologicznych i środowiskowych oraz umożliwia przeprowadzenie pogłębionej interpretacji wyników monitoringu z uwzględnieniem warunków

krążenia wód, naturalnej odporności warstw wodonośnych na przenikanie zanieczyszczeń i ich wpływu na stan wód podziemnych (J. Cabalska i in., 2005).

Wyniki monitoringu po weryfikacji (J. Szczepańska, E. Kmiecik, 1998) i przetworzeniu procedurami standardowymi udostępniane są bezpłatnie upoważnionym instytucjom i osobom. Część wyników jest publikowana w *Roczniku hydrogeologicznym* i *Kwartalnym Biuletynie Infor-*



- ⊕ 211 punkty badawcze I rzędu (stacje hydrogeologiczne) z numerem
- 80 punkty badawcze II rzędu z numerem
- punkty, w których ze względu na okres obserwacji nie można było ustalić wskaźnika zagrożenia niżówką
- brak zagrożenia niżówką (suszą gruntową)
- zagrożenie pojawieniem się niżówki
- wystąpienie płytkiej niżówki
- wystąpienie głębokiej niżówki

Uwaga: w stacjach hydrogeologicznych wybrano wskaźnik odpowiadający warunkom z większą niżówką.

 granice powiatów	 granice województw
 powiaty, w których zanotowano przynajmniej jeden punkt z głęboką niżówką	 województwa, w których przeważały punkty z głęboką niżówką
 powiaty, w których zanotowano punkty z płytką niżówką	 województwa, w których udział punktów z niżówkami płytką lub głęboką jest istotny
 powiaty, w których zanotowano punkty zagrożone pojawieniem się niżówki	 województwa, w których przeważały punkty zagrożone pojawieniem się niżówki
 powiaty, w których stwierdzono brak zagrożenia pojawienia się niżówki	 województwa, w których przeważały punkty, gdzie zanotowano brak zagrożenia niżówką

Fig. 14.5. Zasięgi występowania niżówki (suszy) hydrologicznej na terenie Polski w lipcu 2006 r.

macyjnym Wód Podziemnych. Również na stronach internetowych PIG i GIOŚ można uzyskać dostęp do części wyników monitoringu.

Raz na kwartał administracja publiczna i centra kryzysowe otrzymują komunikat o aktualnej sytuacji hydrogeologicznej w Polsce oraz prognozę na najbliższy kwartał. Częstotliwość ukazywania się komunikatów jest zwiększana w przypadku wystąpienia sytuacji alarmu bądź zagrożenia hydrogeologicznego. W komunikatach podawane są informacje o położeniu zwierciadła wód podziemnych i zakresie jego zmian pod wpływem warunków pogodowych oraz eksploatacji. Przedstawiane są stany charakterystyczne: miesięczne, kwartalne, roczne i wieloletnie, a ich interpretacja umożliwia odróżnienie zmian cy-

klicznych od zmian ukierunkowanych, wskazujących na działanie antropopresji. Określany jest również stan zagrożenia niżówką (suszą) hydrogeologiczną¹ (fig. 14.5) i ewentualnie podtopieniami terenu w obniżeniach morfologicznych. W zakresie oceny stanu chemicznego wód podziemnych podawane są informacje i charakterystyki statystyczne dotyczące klasy monitoringowej wód podziemnych, przydatności do zaopatrzenia ludności w wodę oraz wskaźników chemicznych, których wielkości przekroczyły wartości progowe, decydujące o przydatności wody do spożycia. Oceny te podawane są łącznie dla wszystkich typów wód oraz oddzielnie dla wód o zwierciadle swobodnym i napiętym oraz wód ze źródeł.

14.4. Podsumowanie

W ostatnim okresie nastąpił wyraźny wzrost zakresu, roli i znaczenia badań oraz wyników monitoringu wód podziemnych, które są nie tylko sposobem na pozyskanie informacji o środowisku i zdobywania o nim wiedzy, ale przede wszystkim służą do dostarczania danych niezbędnych do podejmowania decyzji administracyjnych i gospodarczych.

Wyniki monitoringu wykorzystywane są w Polsce przez administrację publiczną i centra kryzysowe wszystkich szczebli, instytucje działające w zakresie gospodarki wodnej i ochrony środowiska, a także przez wykonawców analiz, ocen, projektów i ekspertyz. Wyniki te mogą mieć również duże znaczenie dla instytucji międzynarodowych, głównie krajów członkowskich Unii Europejskiej. Ważnym odbiorcą wyników monitoringu są instytucje Unii Europejskiej, na przykład:

- Komisja Europejska, do której dostarczane są coroczne raporty o postępach w organizacji monitoringu

i wynikach oceny stanu ilościowego i chemicznego wód podziemnych;

- Europejska Agencja Środowiska, dla której opracowywany jest tzw. raport wskaźnikowy, zawierający syntetyczne informacje o stanie wód ilościowym i chemicznym – głównie w zakresie stężeń substancji biogenych: NO₃, NO₂ i NH₄;

- komisje wód granicznych, których jednym z zadań jest ocena wpływu transgranicznych przepływów wód na kształtowanie się zasobów i jakości wód państw sąsiednich i wspólne rozwiązywanie wynikających z tego sytuacji konfliktowych.

W skali kraju, duże znaczenie dla podejmowania działań w zakresie gospodarki wodnej, mają prowadzone oceny stanu zasobów i jakości wód – zmieniających się pod wpływem eksploatacji, uruchamiania nowych dróg krążenia wód podziemnych oraz przenikania z powierzchni zanieczyszczeń. Monitoring spełnia rolę nie

¹ Niżówka hydrogeologiczna, zwana inaczej suszą hydrogeologiczną, jest następstwem suszy atmosferycznej i hydrologicznej; objawia się wystąpieniem i utrzymywaniem niskiego stanu wód gruntowych poniżej przyjętego umownie poziomu granicznego, np. poniżej położeniu zwierciadła, które odpowiada jego średniemu niskiemu poziomowi (SNG) z okresu wielolecia.

tylko prewencyjną, informując o pojawiających się nowych zagrożeniach zasobów wód, ale również służy do oceny skuteczności podejmowanych środków zaradczych. Dotyczy to również wdrażania polityki zrównoważonego rozwoju w krajach Unii Europejskiej.

O wynikach monitoringu informowane jest również społeczeństwo, nie tylko za pośrednictwem administracji

samorządowej, lecz poprzez publikowanie i rozpowszechnianie za pośrednictwem internetu wyników badań i ocen dotyczących wód podziemnych na stronach Państwowego Instytutu Geologicznego, Głównego Inspektoratu Ochrony Środowiska i Wojewódzkich Inspektoratów Ochrony Środowiska.

Literatura

- CABALSKA J., FELTER A., HORDEJUK M., MIKOŁAJCZYK A., 2005 – Integracja systemów (hydrogeologicznych) baz danych dla potrzeb państwowej służby hydrogeologicznej. Współczesne problemy hydrogeologii. **12**: 765–770. UMK. Toruń.
- DYREKTYWA 91/676/UE z dn. 12 grudnia 1991 r. dotycząca ochrony wód przed zanieczyszczeniem powodowanym przez azotany pochodzenia rolniczego. Dz. Urzędowy UE L.375 z dn. 31.12.1991. Bruksela.
- DYREKTYWA 2000/60/UE z dn. 23.10.2000 r. w sprawie ustanowienia ram dla działalności Wspólnoty w dziedzinie polityki wodnej. Dz. Urzędowy UE L 327/1, z dn. 22.12.2000 (Ramowa Dyrektywa Wodna). Bruksela.
- DYREKTYWA 2006/118/UE w sprawie ochrony wód podziemnych przed zanieczyszczeniami i pogarszaniem ich stanu. Dz. Urzędowy UE L372/19 z dn. 12.02.2006. Bruksela.
- GUIDELINES on Monitoring and Assessment of Transboundary Groundwater's. Work Programme 1996–1999. Leystad. March 2000.
- HORDEJUK T., 1998 – Monitoring jakości zwykłych wód podziemnych – sieć krajowa 1991–1997. *Prz. Geol.*, **46**, 9: 991.
- HORDEJUK T., HORDEJUK M, 2003 – Stan jakości wód podziemnych na podstawie badań monitoringowych w latach 1998–2002. Biblioteka Monitoringu Środowiska. IOŚ. Warszawa.
- KAZIMIERSKI B., PRZYTUŁA E. (red.), 1996 – Sieć stacjonarnych obserwacji wód podziemnych w Polsce. Raport 1/96. Wyd. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KAZIMIERSKI B., SADURSKI A. (red), 1999 – Monitoring osłony ujęć wód podziemnych – metody badań. Wyd. Państw. Inst. Geol., MOŚNiL. Warszawa.
- MACIOSZCZYK T., RODZIOCH A., FRĄCZEK E., 1993 – Projektowanie stref ochronnych źródeł i ujęć wód podziemnych. Poradnik metodyczny. MOŚNiL, Warszawa.
- MAPA hydrogeologiczna Polskiw skali 1:50 000, 1996 – 2004. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PRAWO geologiczne i górnicze – Ustawa Sejmu RP z dnia 4 lutego 1994 r. Dz. U. 2001 nr 27 poz. 96 (z późniejszymi zmianami).
- PRAWO ochrony środowiska – Ustawa Sejmu RP z dn. 27 kwietnia 2001 r. Dz. U. 2001 nr 62 poz. 667 (z późniejszymi zmianami).
- PRAWO wodne – Ustawa Sejmu RP z dn. 18 lipca 2001 r. Dz. U. 115, poz. 1229 (z późniejszymi zmianami).
- ROZPORZĄDZENIE Ministra Zdrowia z dn. 19 listopada 2002 r. w sprawie wymagań dotyczących jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludność. Dz. U. 2002 nr 203 poz.1718.
- STANIEWICZ-DUBOIS H., 1991, 1995 – Wskazówki metodyczne dotyczące tworzenia regionalnych i lokalnych monitoringów wód podziemnych (wyd. I i II). Biblioteka Monitoringu Środowiska. PIOŚ. Warszawa.
- SZCZEPAŃSKA J., KMIĘCIK E., 1998 – Statystyczna kontrola jakości danych w monitoringu wód podziemnych. Wyd. AGH, Kraków.
- SZCZEPAŃSKA J., KMIĘCIK E., 2005 – Ocena stanu chemicznego wód podziemnych w oparciu o wyniki badań monitoringowych. UWN-D. Kraków.
- WYTYCZNE metodyczne do monitoringu zgodnego z Ramową Dyrektywą Wodną. Wersja ostateczna 23 stycznia 2003 – Tłumaczenie na język polski – Guidance on monitoring for the Water Framework Directive. Water Framework Directive-Common implementation strategy. Working group 2.7. Monitoring.

Indeks rzeczowy

Zestawili Bronisław Paczyński i Andrzej Sadurski

- A**kratopegi 53
Anomalia fluorkowa 102, 242
Argon w wodach podziemnych 27, 30
Ascenzja wód słonych (solanek) 72, 103, 421, 443, 492, 514, 516, 517, 518
Ascenzyjne przesączanie 267
- B**ank HYDRO (Centralny Bank Danych Hydrogeologicznych) 20
Basen podhalański 80
Bezwładność zlewniowego systemu wodonośnego 93
Bilans hydrogeologiczny 87
– wodno-gospodarczy 479
– wodny regionu górnej Odry 290
- C**ele wykorzystania wód podziemnych 489
Charakterystyka JCWPd 101
Cieplice 52
Cykl hydrogeologiczny 37
Czas przebywania wód 44
– przepływu wód podziemnych 44
– wymiany wód podziemnych 44, 196, 258, 332
Czworzędowe piętro wodonośne reg. dolnej Odry 412
– – – – Narwi, Pregoly i Niemna 283
– – – – Warty 363, 376
– – – – zachodniopomorskiego 431, 436, 437
– – – subreg. Sudetów 307, 317, 324
– – – – środkowej Odry 329, 332, 347, 348
Czynniki hydrogeostrukuralne 59
- Czynna pojemność wodna 256
– retencja masywu 125
- D**atowanie wód podziemnych 44
Deficyt zasobowy 491, 495
Degradacja jakości wód podziemnych 173, 488
Dobry stan wód 97
Dolina kopalna Warty 363
Doliny kopalne 212, 311
Dopływ podziemny do rzek 281
Dopływy lateralne 214
Drenaż ewapotranspiracyjny wód podziemnych 86, 472
– górniczy 171, 172
– kopalniany 304
- E**lementy bilansu wód podziemnych 217
- F**luor w wodach podziemnych Sudetów 318, 319
Freony w wodach podziemnych 27, 30
- G**dański system wodonośny 241, 450
– zbiornik górnokredowy 241
Geneza wód podziemnych 25
GeoHydro/Geomedia 20
Geotermia Podhalańska 130
Główne użytkowe poziomy wodonośne reg. Sudetów 310
Grawitacyjny system przepływu 270
GZWP reg. dolnej Odry 421, 422
– – górnej Odry 297, 298, 303
– – górnej Wisły 145–148
- – Narwi, Pregoly i Niemna 286
– – wschodniopomorskiego 454, 455
– – zachodniopomorskiego 440, 441
– subreg. Bugu nizinnego 271, 272
– – – – wyżynnego 259
– – pojeziernego 233, 234
– – Sudetów 319
– – środkowej Odry 331, 334, 335, 354, 354
– – Warty nizinnego 379, 381, 383, 392, 393,
– – – – wyżynnego 366
– – – – środkowej Wisły nizinnego 216
– – – – – wyżynnego 168, 169, 181, 183, 198, 199
– – Żuław Wiślanych 243, 244
– – Zalewu Wiślanego 251
- Hel** w wodach podziemnych 26
Hydro 2000 plus 20
Hydrosfera podziemna 56
Hydrogeosomy 70, 96
- I**dentyfikacja obszarów deficytowych 492
Infiltracja bezpośrednia 231
– efektywna opadów 132, 469
– wód powodziowych 85
– – rzecznych 85
Ingresja wód słonych – morskich 72, 103, 443, 454, 458, 492, 514, 516
Instrumenty zarządzania zasobami wodnymi 489
Izotopy azotu w wodach podziemnych 27

- boru w wodach podziemnych 27
- chloru w wodach podziemnych 27
- siarki w wodach podziemnych 27
- strontu w wodach podziemnych 27
- środowiskowe 25
- trwale tlenu 26, 47
- – węgla 16
- – wodoru 26, 47

- Jednostki geostrukturalne reg. górnej Wisły 120**
- JCWpd reg. dolnej Odry 423
 - – górnej Odry 298
 - – górnej Wisły 148–151
 - – Narwi, Pregoly i Niemna 286
 - – Sudetów 321, 322
 - – środkowej Odry 334, 335, 336, 339, 354, 354
 - – wschodniopomorskiego 457
 - – zachodniopomorskiego 440, 441, 442
 - subreg. Bugu nizinnego 272, 273
 - – – wyżynnego 259, 260
 - – pojeziernego 235, 236
 - – środkowej Wisły nizinnego 216
 - – – – wyżynnego 169–171, 181, 184, 185, 199
 - – Warty nizinnego 394, 395
 - – – wyżynnego 367
 - – Zalewu Wiślanego 251
 - – Żuław Wiślanych 244
- Jednolite części wód podziemnych w Polsce 67, 70, 98, 100, 101
- Jednostka podhalańska 80
- Jednostki słodkich (zwykłych) wód podziemnych 70, 71
- Jurajskie piętro wodonośne reg. środkowej Odry 352
 - – – – zachodniopomorskiego 433, 436, 438
 - – – subreg. Bugu nizinnego 272
 - – – – Warty nizinnego 384, 386, 388, 391
 - – – – – wyżynnego 364

- Kalibracja modeli przepływu 27**
- Karbońskie piętro wodonośne reg. górnej Odry 296

- Klasyfikacja balneochemiczna wód podziemnych 53
 - formalna wód podziemnych 52
 - regionalna zwykłych wód podziemnych Polski 56, 58
- Kompleks wodonośny serii węglanowej triasu 365
- Kontrola i ocena wielkości poboru wód podziemnych 489
- Kopaliny lecznicze 54
- Kopalne struktury wodonośne 267
- Kreda fordońska 227
 - gdańska 39
 - lubelska, kredowa niecka lubelska 147, 191
 - niecki mogileńskiej 72
 - opolska 73, 330
- Kredowe piętro wodonośne reg. dolnej Odry 417
 - – – – Narwi, Pregoly i Niemna 283
 - – – – wschodniopomorskiego 450, 452
 - – – – zachodniopomorskiego 433, 436, 438,
 - – – subreg. Bugu nizinnego 269
 - – – – – wyżynnego 256, 257
 - – – – – pojeziernego 227
 - – – – Sudetów 313, 314, 318, 319
 - – – – – środkowej Odry 330
 - – – – – środkowej Wisły 176
 - – – – – Warty nizinnego 384, 386, 391
 - – – – – wyżynnego 363
 - – – – – Żuław 241
- Kredowo-jurajskie poziomy wodonośne reg. górnej Odry 293
- Kredowo-paleoceńskie piętro wodonośne niecki mazowieckiej 209
- Krypton w wodach podziemnych 27
- Ksenon w wodach podziemnych 27
- Kwartalny Biuletyn Informacyjny Wód Podziemnych 533

- Lecznice składniki swoiste 54**
- Lecznice wody mineralne 54
 - – swoiste 54
- Leje depresyjne w subreg. Warty nizinnym 398

- Linia Craiga 31
- Lokalne systemy krążenia wód podziemnych 270
- Lubelskie Zagłębie Węglowe 38

- Łączność hydrauliczna 164**
- Ługi pokryształizacyjne 38, 48

- Makroregiony hydrogeologiczne 59**
- Membrany ilowe 36
- Metody izotopowe 26, 30
- Mineralizacja wód podziemnych 52
- Mieszanie hydrodynamiczne 30
- Mieszanki wód 49
- Międzymorenowe struktury wodonośne 233
- Mioceński poziom wodonośny reg. środkowej Odry 350
- Model tłokowy przepływu wód 27
- Modele koncepcyjne 27
- Moduł odnawialności zasobów wód podziemnych 378
 - odpływu podziemnego 89, 91, 125, 132, 331
 - poboru wód podziemnych 218
 - zasilania infiltracyjnego 348, 356
 - zasobów dostępnych 217
 - – dyspozycyjnych 147, 199, 492
 - – odnawialnych 160, 331, 493
 - – perspektywicznych 493
- Monitoring badawczy 530, 533
 - diagnostyczny 530, 532
 - jakości wód podziemnych 525
 - krajowy 524
 - lokalny 526
 - operacyjny 530, 533
 - osłonowy ujęć 526
 - regionalny 526
 - sanitarny (PIŚ) 526
 - stanu chemicznego 532
- Monitoring stanu ilościowego 532
 - wód granicznych 528
 - – gruntowych (IMiGW) 527
 - – podziemnych 525, 531

- Naturalna odporność wód podziemnych 27**

- woda mineralna 53
- – źródłana 53
- Neogeńskie piętro wodonośne reg. dolnej Odry 417
- – – – Sudetów 311
- – – – zachodniopomorskiego 431, 436, 438
- poziomy wodonośne reg. górnej Odry 292
- – – – wschodniopomorskiego 449
- Neogeńsko-paleogeński basen wielkopolski 376
- Neogeńsko-paleogeńskie piętro wodonośne subreg. Warty nizinnej 383, 384, 389
- Neon w wodach podziemnych 27, 30
- NGT (ang. noble gas temperature) 31
- Niecka artezyjska Podhala 124, 130, 131, 134
- bytomska 302, 304
- chrzanowska 79
- kędzierzyńsko-głubczycka 292, 293
- lubelska 191, 194, 216, 256
- lubelsko-radomska 176
- łódzka 45
- mazowiecka 209, 214, 270
- miechowska 176, 177
- mogileńska 78
- nidziańska 79
- opolska 291
- podhalańska 134
- pomorska 429
- północnosudecka 321
- szczecińska 430
- śródsudecka 321
- Turoszowa 321, 324
- Niżówka (susza) hydrogeologiczna 534, 535

- O**brzeżenie permsko-mezozoiczne Gór Świętokrzyskie 177
- Obszar deficytowy 493, 496
- spływu wód podziemnych 83, 84
- zasobowy 493
- Obszary bilansowe wg RZGW 151, 152, 153, 184, 468, 470, 491
- Ochrona GZWP 466

- wód podziemnych na terenach górniczych 510
- – – – rolniczych 509
- – – w drogownictwie 511
- – – w gospodarce komunalnej 511
- Odbudowa zasobów wód podziemnych 304
- Odnawialność zasobów wód podziemnych 196, 468
- Odpływ jednostkowy rzek 255
- podziemny do rzek 89, 468
- – w dorzeczu Odry 474
- – – Wisły 474
- Odporność GZWP na zanieczyszczenia 422
- Odsączalność skał 162
- Odwodnienia podziemnych wyrobisk górniczych 168
- zakładów górniczych 487
- Odwodnieniowe roboty 15
- Ogniska zanieczyszczeń liniowe 499
- – małopowierzchniowe 499
- – punktowe 499
- – wielkoprzestrzenne 499
- – wód podziemnych 261, 499, 500, 501, 502
- Ograniczenia korzystania z zasobów wód 492

- P**ojemność wodna ośrodków skalnych 103
- Paleogeńskie piętro wodonośne reg. zachodniopomorskiego 431, 436, 438
- poziomy wodonośne reg. wschodniopomorskiego 450, 452
- Paleogeńsko-neogeńskie piętro wodonośne regionu Narwi, Pregoty i Niemna 283
- Paleozoiczne piętro wodonośne regionu Świętokrzyskiego 179
- – – – Sudetów 314, 319
- Poligenetyczne solanki 48
- Państwowa służba hydrogeologiczna (PSH) 20, 528
- Państwowy monitoring środowiska 528
- Pasmowa regionalizacja hydrogeologiczna 59

- Permskie piętro wodonośne reg. Sudetów 314
- – – – Świętokrzyskiego 179
- Piętra wodonośne regionu Świętokrzyskiego 178
- – subreg. Bugu nizinnej 266
- – wyspy Uznam 433, 439
- – – Wolin 434, 435, 439
- Plejstocenie poziomy wodonośne reg. górnej Odry 291
- warstwy wodonośne reg. wschodniopomorskiego 448
- Plejstoceno-holoceni poziom wód podziemnych Żuław 239, 242
- Plioceni poziom wodonośny niecki mazowieckiej 211
- Pobór nie rejestrowany wód podziemnych 480, 489
- rejestrowany wód podziemnych 479, 481, 486, 489
- Podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia 302
- Podział regionalny wód podziemnych Polski 67, 68
- Pogrzebana dolina plejstocenska 39
- Pomorska jednostka hydrogeologiczna 412
- Porowatość aktywna 28
- krasowo-szczelinowo-porowa 170
- matrycy skalnej 132
- otwarta, dostępna 257
- Potencjalne ogniska zanieczyszczeń 260
- Potencjał retencyjny 281
- Poziom górnojurajski niecki mazowieckiej 209
- kredowy regionu Bugu 269, 271
- mioceni regionu Bugu 268, 271
- oligoceni niecki mazowieckiej 210
- – regionu Bugu 268, 271
- oligoceno-mioceni subreg. środkowej Wisły nizinnej 213
- wód wgłębnych subreg. środkowej Odry 347
- – – – środkowej Wisły nizinnej 213
- Poziomy izolujące 126
- wodonośne międzymorenowe 380, 381
- – o budowie piętrowej 267

- – użytkowe 267
- – zapadliska przedkarpackiego 143
- zawieszono wód podziemnych 193, 258
- Prawo Darcy 28
- Prekambryjskie piętro wodonośne reg. Sudetów 314, 319
- Proces ultrafiltracji 33
- Prowincja hydrogeologiczna górsko-wyżynna 59
 - – południowa 59
 - – północna 59
 - górską 68
 - nizinna (niżowa) 59, 67, 68, 70
 - wyżynna 68
- Przeeksplotowanie zasobów wód podziemnych 512
- Przykarpacka dolina kopalna 142
- Punkty obserwacyjne monitoringu 524
- Ramowa Dyrektywa Wodna UE** 21, 11, 70, 95
- Region dolnośląski V 68, 73
 - górnośląski 79
 - Górnośląskiego Zagłębia Węglowego XIII 68
 - jury krakowsko-częstochowskiej XI 68, 78
 - karpacki XV 68, 80
 - kutnowski IX 68, 77
 - lubelsko-radomski VII 68, 76
 - mazowiecko-mazursko-podlaski II 68
 - mogileńsko-łódzko-nidziański X 68, 77
 - obniżenia Żytawa–Węgliniec 80
 - pomorski III 68, 72
 - przedgórski VI 68, 74
 - sudecki XIV 68, 79
 - świętokrzyski VIII 68, 77
 - triasu śląskiego XII 68, 79
 - warszawski I 68, 71
 - wielkopolski IV 68, 72
- Regionalizacja hydrogeologiczna 56, 60, 63
 - wód zwykłych 56
- Regionalne leje depresji 181
 - obszary deficytowe 491
- Regionalny lej depresji ujęcia „Bariera” 258
 - obieg wód podziemnych w regionie Świętokrzyskim 179
- Regiony hydrogeologiczne Polski 57, 59, 67, 70
 - mało zasobne 469
 - średnio zasobne 469
 - wodne Polski 103, 470, 471, 492
 - zasobne 469
- Rejonizacja hydrochemiczna 133
- Rejony (zlewnie) bilansowe 491
 - hydrochemiczne 133
 - skażenia wód podziemnych w subreg. Bugu wyżynnym 261
- Rekultywacja wyrobisk poeksploatacyjnych 151
- Retencja gruntowa 510, 512
 - wód podziemnych 16
- Rezerwy zasobów dyspozycyjnych 237
- Rocznik hydrogeologiczny 525, 533
- Rodzaje struktur hydrogeologicznych 59
- Rolnicze wykorzystanie ścieków 499
- Rów Nysy Kłodzkiej 321
- Równanie bilansu wodnego zlewni 87
- Równowaga wód słonych i słodkich (zwykłych) 518, 520
- Różnowiekowy poziom wodonośny Żuław 241, 242
- Ryńska brwinowska 211
- Sedymentacyjne wody morskie (oceaniczne)** 32, 33, 36
- Sieć krajowa monitoringu 524
 - obserwacyjno-badawcza wód podziemnych 524, 528, 529
- Składniki swoiste wód podziemnych 54
- Słonawe wody podziemne 48
- Soczewa wód słodkich (zwykłych) 517
- Solanki 26, 38, 40, 53, 109
- Stacje hydrogeologiczne 524
- Stagnacyjne wody porowe 30, 31, 34
- Stan ilościowy JCWPd 101, 102
 - jakościowy JCWPd 101, 102
- Stopień izolacji poziomów wodonośnych 160
 - odnawialności zasobów regionalnych 466
 - szczelinowatości skał 192
- wykorzystania zasobów wód podziemnych 261
- zagrożenia wód podziemnych 134
- zawodnienia skał 193
- Strefa aktywnej wymiany wód 29, 40, 85, 88, 214
 - drenażu wód podziemnych 82
 - intensywnej wymiany 43
 - przepływu wód podziemnych 82
 - stagnacji wód podziemnych 43, 270
 - tranzytu w systemach krążenia wód reg. dolnej Wisły 230
 - utrudnionej wymiany wód podziemnych 29, 40, 43, 270
 - zasilania wód podziemnych 82
- Strefowość hydrochemiczna 135
- Struktura poboru wody 489
- Struktury dolinne 21
 - kopalne 75, 79
- Strumienie przepływu wód podziemnych w reg. dolnej Wisły 230
- Subniecka gdańska 244, 450
 - warszawska 216
- Subregion Karpat wewnętrznych 80, 108, 109, 118, 124
 - Karpat zewnętrznych 79, 80, 108, 112, 122, 136
 - łódzki 78
 - masywu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich 77
 - nidziański 77
 - osłony mezozoicznej Gór Świętokrzyskiej 77
 - podlaski 77
 - poleski 77
 - przedkarpacki VI₁ 68, 76
 - przedsudecki VI₂ 68
 - Sudetów zewnętrznych 80
 - zapadliska przedkarpackiego 108, 112, 112, 113, 114, 123, 142, 144
- Substancje zanieczyszczające wody podziemne 504
- Synsedymentacyjne solanki morskie 37
- System wodonośny 44
 - nieprzeobrażonych antropogenicznie wód zwykłych SNPA 59, 64, 71, 72, 79, 80,

- Systematyka hydrosfery podziemnej 58
 – regionalna wód podziemnych 56
 Systemy aktywnej wymiany wód 28
 – krążenia wód podziemnych 82, 164, 464, 411
 – – – – w morskiej strefie brzegowej 453
 – – – – w niecce lubelskiej 196
 – – – – w regionie Bugu 257
 – – – – – dolnej Wisły 230, 236
 – – – – – górnej Odry 299, 300
 – – – – – Narwi, Pregocy i Niemna 284
 – – – – – Sudetów 316
 – – – – – środkowej Odry 356
 – – – – – Świętokrzyskim 179
 – – – – – zachodniopomorskim 436, 437
 – odwodnień górniczych 304
 – przepływu wód podziemnych w regionie Warty 365
 Szacunkowe zasoby dyspozycyjne wód podziemnych 234
 Szczawy Karpat fliszowych 36, 109
 Szczególne korzystanie z wód 218
 Szczelinowatość masywu skalnego 131, 132
 Światowa linia opadów WMWL 26, 31
- T**riasowe piętro wodonośne reg. górnej Odry 294
 – – – – Sudetów 314
 – – – – środkowej Odry 330, 333
 – – – – Warty 365
 Tryt w wodach podziemnych 26, 28
 Trzon paleozoiczny Gór Świętokrzyskich 175
 TU (Tritium Unit) 44
 Typ hydrodynamiczny systemu – regionalnego drenażu antropogenicznego 473
 – – – – – wgłębny 473
 – – – – – zlewniowy 472
 Typy genetyczne wód podziemnych 25, 29
 – hydrochemiczne wód 38
 – struktur hydrogeologicznych 56
- U**jęcia drenażowe wód podziemnych 316
 – wód podziemnych subregionu Warty nizinnej 396
 Uskoki ułatwiające migrację solanek 411
 Użytkowe poziomy wodonośne 267
- W**alidacja modeli przepływu 27
 Waloryzacja wód podziemnych 466, 512
 Warszawski basen paleogeńsko-neogeński 71
 Warunki hydrostrukturalne 247
 Wieczna zmarzlina 46, 47
 Wiek wód podziemnych (czas dopływu) 25, 27, 43, 43, 232, 332
 Wielkopolska dolina kopalna 73, 381, 382
 Wielkość depresji regionalnych 486
 – poboru wód podziemnych 478, 479
 Wielopoziomowe zbiorniki subregionu Warty 376
 Wielopoziomowy system wód podziemnych 332
 Właściwości kolektorskie 131
 Woda glacialna 31, 35, 46
 – martwa 31
 Wodochłonność jednostkowa fliszu 138
 Wododział podziemny 82
 Wody bardzo niskozmineralizowane 53
 – – gorące, wysokotemperaturowe 54
 – chemogeniczne (organiczne) 49
 – chlorkowo-sodowe 242
 – ciepłe, niskotemperaturowe 54
 – dehydratacyjne 25, 26, 29, 30, 32, 36, 40, 48
 – dehydratacyjno-infiltracyjne 30
 – diagenetyczne 30, 33, 36, 49
 – epigenetyczne 29, 48
 – głębokiego krążenia 124, 128
 – gorące, średnotemperaturowe 54
 – holocenijskie 26, 29, 44
 – infiltracji bezpośredniej 29
 – – pośredniej 29
 – – przedplejstocenijskiej 29, 32
 – infiltracyjne 27, 29, 31, 43
 – interglacialne 48
 – kopalniane 144
 – kriogeniczne 47
 – kriogenicznie przeobrażone 286
 – kruszcowe (nazwa dawna, obecnie nie używana) 52
 – lecznicze 40, 52, 54, 56, 136
 – metamorficzne 30, 49
 – meteoryczne 29, 43, 46
 – mieszane 29
 – międzypakietowe 48, 49
 – mineralne 17, 40, 52, 53, 56, 141
 – młodoreliktowe 516
 – niskozmineralizowane 53
 – opadowe 132
 – paleoinfiltracyjne 29
 – plejstocenijskie 29, 39
 – pochodzenia morskiego 48
 – podziemne kredy opolskiej 327
 – – mieszane 27, 29, 30, 32
 – – regionu Narwi, Pregocy i Niemna 283
 – – triasu śląskiego 327
 – pogrzebane 29, 30
 – przedplejstocenijskie 38
 – przegrzane, bardzo wysokotemperaturowe 54
 – przejściowe 96
 – radoczynne 40
 – reliktowe 29, 36
 – sedymentacyjne 29, 32, 36
 – siarczkowe 143
 – siarkowodorowe 143
 – słodkie (zwykłe) 29, 39, 47, 53
 – słonawe 53
 – słone 53
 – stagnacyjne (pogrzebane) 27, 28
 – starsze od plejstocenijskich (paleoinfiltracyjne) 29
 – stołowe 53
 – swoiste 141
 – syngenetyczne, reliktowe 29, 48
 – szczelinowe fliszu karpackiego 131, 135, 136, 141
 – średnizmineralizowane 53
 – termalne 40, 52, 54, 130, 131, 135
 – ultrasłodkie 53
 – uwężnione 48
 – użytkowe (zwykłe, słodkie) 47
 – wieku glacialnego 33, 36, 38

- wodorowęglanowo-sodowe 242
- współczesne 29, 31, 33, 44
- współczesnego oceanu światowego V-SMOW 26
- wysokozminalizowane 53
- zasolone 242, 244, 251
- zdegradowane 166
- zimne 54
- złożowe 37
- zwykle → słodkie
- Wrażliwość wód podziemnych 99
- Wskaźnik jednostkowy zasobów wód podziemnych 469
- poboru wód 494
- potencjalnego zasilania strefy saturacji 468
- Współczynnik czynnej pojemności wodnej 469
- filtracji fliszu karpackiego 137
- hydrochemiczny 50
- odpływu podziemnego 92
- opóźnienia dyfuzyjnego 28, 34, 35
- zmienności odpływu 92, 93
- Wydajność potencjalna typowej studni 248
- Wymiana kationowa 39
- wód rzecznych i podziemnych 85
- Wywierzysko Olczyńskie 127
- Wzrost poboru wód podziemnych 488

- Z**agregowane jednolite części wód podziemnych (JCWPd) 70
- Zakres pomiarowy monitoringu 524
- Zanieczyszczenia antropogeniczne wód podziemnych 166
- neogeniczne wód podziemnych 164
- wód podziemnych 499
- Zanieczyszczenie wód podziemnych azotanami 500, 502, 504, 505, 508
- – – metalami ciężkimi 500
- – – pestycydami 502
- – – węglowodarami 501
- – w rejonach osadnictwa 501
- Zapadlisko przedkarpackie 291
- Zasięg regionalnych lejów depresji 486
- Zasilanie podziemne w odpływie rzeczonym 92
- Zasoby dostępne do zagospodarowania wód podziemnych 93, 252
- dynamiczne wód podziemnych 464
- dyspozycyjne reg. dolnej Odry 424
- – subreg. Bugu nizinnego 275
- – wód podziemnych 464, 467, 468, 470, 472, 475, 488
- Zasoby eksploatacyjne wód podziemnych Polski 464, 470, 483, 485
- energii geotermalnej 54
- odnawialne wód podziemnych 82, 217, 394, 464, 467, 469, 472, 473, 496
- perspektywiczne reg. środkowej Odry 352
- – w zlewniach bilansowych 200
- – wód podziemnych 152, 252, 287, 464, 467, 468, 469, 470, 472
- regionalne zwykłych wód podziemnych Polski 464, 465, 469
- wód dostępne do zagospodarowania 493, 494, 491
- – geotermalnych 54
- – możliwe do zagospodarowania 473
- – podziemnych niecki mazowieckiej 459, 464
- – – regionu Sudetów 324
- zretencjonowane wód podziemnych 464, 469, 488
- Zasolenie neogeniczne 47
- wód w strefie brzegowej morza 453
- Zawodnienie skał 193
- Zbiornik neogeńsko-paleogeński subreg. środkowej Odry 347
- wielkopolsko-lubuski wód podziemnych 385
- Zlewisko Morza Bałtyckiego 112
- Zlewisko Morza Czarnego 112
- Zlewnia podziemna 255
- rzeczna 82
- Zlewnie bilansowe 238, 492
- Zlewniowe systemy krążenia wód podziemnych 89
- – wodonośne 83
- Złoża wód leczniczych 54
- Znaczący przepływ wód podziemnych 98
- Znaczniki środowiskowe 25, 26, 34
- Zrównoważona gospodarka zasobami wodnymi 488, 489
- Zrównoważone korzystanie z zasobów wodnych 491, 495
- Zużycie wód przez rolnictwo 487
- Związek wód podziemnych z powierzchniowymi 82

- Ź**ródła krasowe 177
- rumoszowe 174, 179