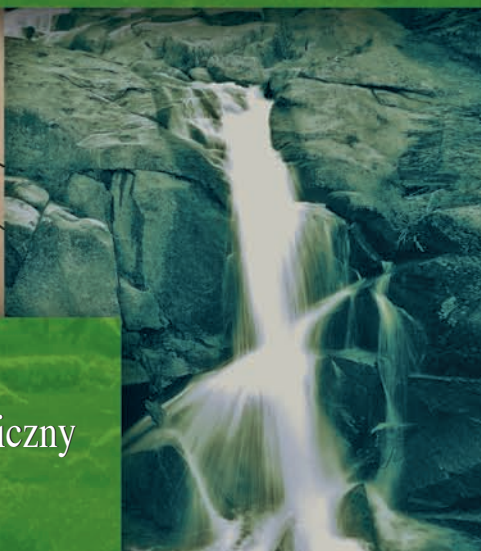
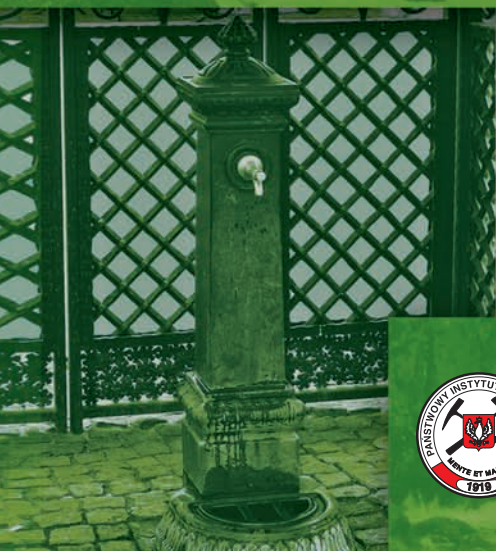




# Hydrogeologia regionalna Polski tom II

Wody mineralne, lecznicze i termalne  
oraz kopalniane



Państwowy Instytut Geologiczny



# Hydrogeologia regionalna Polski

**REDAKTORZY NAUKOWI:**  
**Bronisław Paczyński, Andrzej Sadurski**

**AUTORZY:**

**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

**Jan Dowgiałło** – Polska Akademia Nauk, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

**Mieczysław Kucharski** – Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”, ul. Żurawia 32/34, 00-515 Warszawa

**Zbigniew Nowicki, Teresa Rudzińska-Zapaśnik, Andrzej Sadurski, Andrzej Sokołowski, Jakub Sokołowski,**

**Jan Szewczyk** – Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

**Andrzej Różkowski** – Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

**Andrzej Szczepański** – Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,  
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

# Hydrogeologia regionalna Polski

## tom II

### Wody mineralne, lecznicze i termalne oraz kopalniane

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

Redaktor wydawnictwa  
Maria MODŁKOWSKA

Opiniodawcy:  
Aleksandra MACIOSZCZYK, Jadwiga SZCZEPAŃSKA

Projekt graficzny okładki i stron działowych  
Magdalena SĘDEK

ISBN 978-83-7538-169-6

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  
Skład i łamanie: Halina KAZIMIERCZUK-POGORZELSKA

Państwowy Instytut Geologiczny  
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

---

Wydanie I. Nakład 1500 egz.  
Miller Druk sp. z o.o.  
ul. Jagiellońska 82, 03-301 Warszawa

## SPIS TREŚCI

Słowo wstępne – <i>Bronisław Paczyński i Andrzej Sadurski</i> . . . . .	9
---	---

### **Część pierwsza** **Wody mineralne**

<b>1. Zagadnienia prawne i terminologiczne – <i>Jan Dowgiałło</i></b> . . . . .	12
<b>2. Strumień ciepły a temperatura i mineralizacja wód podziemnych – <i>Jan Szewczyk</i></b> . . . . .	14
2.1. Wstęp . . . . .	14
2.2. Strumień ciepły Ziemi i temperatury wód podziemnych . . . . .	15
2.2.1. Strumień ciepły na obszarze Polski . . . . .	16
2.2.2. Temperatury wód podziemnych . . . . .	17
2.3. Warstwy wodonośne w utworach mezozoicznych i paleozoicznych na Niżu Polskim . . . . .	20
<b>3. Przegląd regionalny wód zmineralizowanych, termalnych oraz uznanych za lecznicze – <i>Jan Dowgiałło</i></b> . . . . .	25
3.1. Wody mineralne, zmineralizowane i termalne a wody lecznicze . . . . .	25
3.2. Występowanie wód zmineralizowanych a budowa geologiczna Polski . . . . .	25
3.3. Prowincja platformy prekambryjskiej . . . . .	29
3.4. Prowincja platformy paleozoicznej . . . . .	29
3.5. Prowincja sudecka . . . . .	30
3.6. Prowincja karpacka . . . . .	31
3.6.1. Region zapadliska przedkarpackiego . . . . .	31
3.6.2. Region Karpat zewnętrznych . . . . .	32
3.6.3. Region Karpat wewnętrznych . . . . .	33
<b>4. Prowincja platformy prekambryjskiej – <i>Jan Dowgiałło</i></b> . . . . .	34
4.1. Wstęp . . . . .	34
4.2. Szczegółowa charakterystyka występowania wód zmineralizowanych . . . . .	36
4.2.1. Wody uznane za lecznicze . . . . .	36
4.2.2. Inne wody zmineralizowane i/lub termalne o potencjalnym zastosowaniu leczniczym . . . . .	37
<b>5. Prowincja platformy paleozoicznej – <i>Jan Dowgiałło</i></b> . . . . .	38
5.1. Zagadnienia ogólne . . . . .	38
5.1.1. Wody zmineralizowane . . . . .	39
5.1.2. Wody termalne . . . . .	40

5.2. Szczegółowa charakterystyka występowania wód zmineralizowanych . . . . .	42
5.2.1. Zapadlisko górnośląskie – <i>Andrzej Różkowski</i> . . . . .	42
5.2.2. Monoklina przedsudecka . . . . .	48
5.2.3. Synklinorium szczecińskie . . . . .	48
5.2.4. Synklinorium mogileńsko-lódzkie . . . . .	49
5.2.5. Antyklinorium pomorskie i kujawskie . . . . .	50
5.2.6. Synklinorium brzeżne . . . . .	56
<b>6. Prowincja sudecka – <i>Jan Dowgiałło, Józef Fisteł</i> . . . . .</b>	<b>57</b>
6.1. Wstęp . . . . .	57
6.2. Ogólne problemy występowania wód zmineralizowanych i termalnych . . . . .	57
6.3. Szczegółowa charakterystyka występowania wód . . . . .	61
6.3.1. Sudety . . . . .	61
6.3.2. Blok przedsudecki . . . . .	77
<b>7. Prowincja karpacka – <i>Józef Chowaniec, Andrzej Zuber, Wojciech Ciężkowski</i> . . . . .</b>	<b>78</b>
7.1. Ogólna charakterystyka . . . . .	78
7.2. Zarys budowy geologicznej . . . . .	79
7.3. Geneza wód . . . . .	81
7.4. Charakterystyka wód . . . . .	83
7.4.1. Wody mineralne . . . . .	83
7.4.2. Wody termalne . . . . .	91
<b>8. Obszary perspektywiczne dla ujmowania wód przydatnych w lecznictwie i ciepłownictwie oraz mogących stanowić źródło surowców chemicznych – <i>Jan Dowgiałło</i> . . . . .</b>	<b>97</b>
8.1. Wstęp . . . . .	97
8.2. Prowincja platformy prekambryjskiej . . . . .	99
8.3. Prowincja platformy paleozoicznej . . . . .	99
8.4. Prowincja sudecka . . . . .	100
8.5. Prowincja karpacka . . . . .	101
8.5.1. Region zapadliska przedkarpackiego . . . . .	101
8.5.2. Region Karpat zewnętrznych . . . . .	101
8.5.3. Region Karpat wewnętrznych . . . . .	102
<b>9. Wykorzystanie wód leczniczych w rozlewnictwie – <i>Mieczysław Kucharski, Jakub Sokołowski</i> . . . . .</b>	<b>103</b>
9.1. Historia rozlewnictwa . . . . .	103
9.2. Definicje . . . . .	104
9.3. Katalog butelkowanych wód leczniczych . . . . .	108
9.3.1. Karpaty i zapadlisko przedkarpackie . . . . .	108
9.3.2. Sudety i blok przedsudecki . . . . .	115
9.3.3. Platforma paleozoiczna . . . . .	118
9.4. Sole, szlamy i ługi lecznicze . . . . .	118



<b>10. Zagrożenia i ochrona wód leczniczych i termalnych – Andrzej Sadurski, Zbigniew Nowicki, Andrzej Sokolowski . . .</b>	<b>120</b>
10.1. Wstęp . . . . .	120
10.2. Zasoby wód termalnych i leczniczych . . . . .	120
10.3. Złoża wód leczniczych i termalnych . . . . .	121
10.4. Strefy ochronne ujęć wód leczniczych i termalnych . . . . .	122
10.5. Zagrożenia zasobów wód termalnych i leczniczych . . . . .	124
10.6. Obszary i tereny górnicze złóż wód termalnych i leczniczych . . . . .	125
10.7. Koncesje i pozwolenia wodnoprawne . . . . .	127
10.8. Zalecenia w zakresie gospodarowania, monitoringu i ochrony wód leczniczych . . . . .	130
10.9. Działania inżynierskie dotyczące ochrony zasobów. . . . .	132
<b>Literatura. . . . .</b>	<b>133</b>

## Część druga

### Wody kopalniane

<b>11. Wody kopalniane w obszarach intensywnej eksploatacji górniczej – Andrzej Szczepański, Andrzej Rózkowski . . .</b>	<b>146</b>
11.1. Wody kopalniane w górnictwie węgla kamiennego – Andrzej Rózkowski . . . . .	147
11.1.1. Górnośląskie Zagłębie Węglowe – Andrzej Szczepański, Andrzej Rózkowski. . . . .	148
11.1.2. Lubelskie Zagłębie Węglowe – Andrzej Rózkowski, Teresa Rudzińska-Zapaśnik . . . . .	153
11.1.3. Dolnośląskie Zagłębie Węglowe – Andrzej Szczepański . . . . .	156
11.2. Wody kopalniane w górnictwie węgla brunatnego – Andrzej Szczepański . . . . .	158
11.2.1. Wielkopolskie Zagłębie Węgla Brunatnego . . . . .	158
11.2.2. Zagłębie Bełchatowskie. . . . .	159
11.2.3. Zagłębie Turoszowskie . . . . .	165
11.3. Wody kopalniane w górnictwie rudnym – Andrzej Szczepański, Andrzej Rózkowski . . . . .	165
11.3.1. Złoża rud cynku i ołowiu – Andrzej Szczepański, Andrzej Rózkowski . . . . .	165
11.3.2. Złoża rud miedzi – Andrzej Szczepański. . . . .	168
11.3.3. Częstochowsko-Kłobuckie Zagłębie Rudonośne – Andrzej Szczepański . . . . .	171
11.4. Wody kopalniane w górnictwie surowców chemicznych – Andrzej Szczepański . . . . .	172
11.4.1. Złoża siarki – Tarnobrzeski Okręg Siarkowy . . . . .	172
11.4.2. Złoża soli . . . . .	174
11.4.3. Złoża gipsu i anhydrytu. . . . .	177
11.4.4. Złoża barytu i fosforytów . . . . .	177
11.5. Wody kopalniane w górnictwie surowców skalnych – Andrzej Szczepański . . . . .	177
11.6. Zmiany środowiska wodnego w rejonach eksploatacji górniczej – Andrzej Szczepański . . . . .	178
<b>12. Wykorzystanie wód kopalnianych – Andrzej Rózkowski . . . . .</b>	<b>181</b>
<b>13. Wpływ zrztu wód kopalnianych na środowisko wodne – Andrzej Rózkowski . . . . .</b>	<b>182</b>
<b>14. Prognozy zmian w rejonach zlikwidowanej eksploatacji górniczej – Andrzej Szczepański . . . . .</b>	<b>183</b>
<b>Literatura. . . . .</b>	<b>195</b>
<b>Indeks rzeczowy . . . . .</b>	<b>199</b>



## Słowo wstępne

Wody mineralne, lecznicze i termalne stanowią oddzielny przedmiot badań w hydrogeologii. Należą one do kopalin podstawowych i podlegają przepisom ustawy Prawo geologiczne i górnicze. Od wód słodkich (zwykłych) różnią się chemizmem, często genezą oraz środowiskiem występowania. Według ogólnych klasyfikacji należą głównie do wód wgłębnych lub głębinowych strefy utrudnionej wymiany. Długi czas przebywania w ośrodku skalnym wpływa bezpośrednio na ich mineralizację, wzbogacenie w składniki pochodzące z procesów ługowania, sorpcji i wymiany jonowej na drodze kontaktu woda–ośrodek skalny. Poniżej głębokości 1000 m zaczynają się przemiany fazowe minerałów, podczas których uwalniana jest woda chemicznie i fizycznie związana. Wody uwalniane w wyniku kompaktacji i kolejnych etapów diagenety wzbogacają wody reliktove lub infiltracyjne systemu głębokiego (powolnego) krążenia. Zachodzi w nich zmiana pierwotnego składu chemicznego w następstwie procesów nazywanych dawniej metamorfizmem wód. Wody te wykazują silniejszy niż wody słodkie związek z ośrodkiem skalnym i dlatego ich regionalizacja wymaga przyjęcia odmiennych kryteriów podziału. Nie mogą być do nich bezpośrednio odnoszone zlewnie rzek i jednolite części wód podziemnych (JCWPd). Dlatego regionalizacja hydrogeologiczna wód głębinowych odnoszona jest do struktur geologicznych.

Wody kopalniane pochodzące z głębokiego drenażu wyrobisk górniczych oraz towarzyszące kopalinom są, z wyjątkiem płytkich kopalń węgla brunatnego lub zakładów górniczych surowców skalnych, wodami mineralnymi i mają bardzo zmieniony skład chemiczny w porównaniu do wód słodkich. Do ich charakterystyki zastosowano podział uwzględniający specyfikę wydobycia poszczególnych kopalin, stąd też oddzielnie zostały opisane wody w zagłębiach górniczych w Polsce.

Zgodnie z aktualną problematyką ochrony środowiska i proekologiczną polityką państwa również w tym tomie dyskutowane są zagadnienia zagrożeń oraz ochrony wód leczniczych i termalnych. Postępujące ograniczanie liczby kopalń, a nawet likwidacja całych zagłębi, powoduje liczne problemy środowiskowe związane z uwalnianiem kwaśnych wód kopalnianych do przypowierzchniowych warstw wodonośnych oraz wzrost ciśnień piezometrycznych wód podziemnych prowadzący do lokalnych podtopień terenu.

Prezentowane poglądy Autorów oparte są na gromadzonych od 35 lat wynikach oznaczeń składu izotopów środowiskowych trwałych i promieniotwórczych. Zarówno geneza oraz czas przebywania wód w ośrodku skalnym, jak i identyfikacja procesów, którym podlegają wody od czasu wejścia do systemu wodonośnego, mogły zostać wyjaśnione w skali regionalnej Polski dopiero obecnie, po wprowadzeniu do praktyki hydrogeologicznej badań izotopowych i metod modelowania matematycznego, dotyczących opisu transportu masy i energii. Zastosowanie nowoczesnej metodyki badawczej w polskiej hydrogeologii pozwoliło wyjaśnić wiele wcześniejszych przypuszczeń i hipotez oraz wskazać związek między dynamiką i chemizmem wód wgłębnych i głębinowych.

## Część pierwsza

# Wody mineralne, lecznicze i termalne



# 1. Zagadnienia prawne i terminologiczne

Ustawa z dnia 4 lutego 1994 r. Prawo geologiczne i górnicze (zwana dalej Prawem geologicznym i górniczym) została niedawno po raz kolejny znowelizowana z uwzględnieniem dyrektyw Unii Europejskiej (Ustawa z dnia 22 kwietnia 2005 r. o zmianie ustawy Prawo geologiczne i górnicze oraz ustawy o odpadach), a następnie jeszcze dwukrotnie zmieniana w związku z wejściem w życie innych ustaw (K. Wojtczak, 2005). Zawarte w niniejszym rozdziale informacje są zgodne ze stanem prawnym na dzień 1 stycznia 2007 r.

W art. 5 Ustawy Prawo geologiczne i górnicze zalicza do kopalin podstawowych solanki, wody lecznicze i termalne. W tym samym artykule stwierdza się, że Rada Ministrów w drodze rozporządzenia określi „...złoża wód podziemnych zaliczonych do solanek, wód leczniczych i termalnych...”. Rozporządzenie takie (zwane dalej Rozporządzeniem R.M.) zostało wydane dnia 14 lutego 2006 r. Zalicza ono do wód leczniczych wody występujące w 70 miejscowościach, do solanek wodę w jednej tylko miejscowości (Łapczyca k. Bochni), zaś do wód termalnych każdą wodę podziemną, która na wypływie z ujęcia ma temperaturę nie mniejszą niż 20°C i jest wykorzystywana do celów energetycznych. Gospodarka tymi wodami, zaliczonymi do kopalin podstawowych, podlega przepisom prawa górniczego. Ich poszukiwanie oraz eksploatacja wymagają uzyskania koncesji, których udziela minister środowiska.

Jak wynika z omówionych przepisów, wody termalne są kopalinami podstawowymi z mocy prawa, powinny więc być traktowane jako takie już w fazie prac poszukiwawczych, a także zaraz po ich ujęciu i przeznaczeniu do wykorzystania w celach energetycznych (np. grzewczych). Do uznania za kopaliny podstawowe kolejnych wód leczniczych i solanek niezbędna jest nowelizacja Rozporządzenia R.M., rozszerzająca wykaz takich wód.

Ponad połowa (38) miejscowości, w których wody podziemne uznane zostały za lecznicze, to uzdrowiska, objęte

przepisami Ustawy z dnia 28 lipca 2005 r. – O lecznictwie uzdrowiskowym, uzdrowiskach i obszarach ochrony uzdrowiskowej oraz o gminach uzdrowiskowych (Dz.U. Nr 167, poz. 1399), zwanej dalej Ustawą uzdrowiskową. Podkreśla ona kluczową rolę ministra zdrowia w badaniu i kwalifikowaniu do użytku leczniczego w uzdrowiskach naturalnych surowców leczniczych (a więc wód leczniczych obok tzw. peloidów, tj. głównie torfów leczniczych zwanych też borowinami). Art. 35, pkt. 5 Ustawy uzdrowiskowej stanowi, że „...minister właściwy do spraw zdrowia w porozumieniu z ministrem właściwym do spraw środowiska określi w drodze rozporządzenia zakres badań niezbędnych do ustalenia właściwości leczniczych naturalnych surowców leczniczych...” oraz „...kryteria oceny właściwości leczniczych...” tych surowców. Wynika z tego w sposób oczywisty rola ministra zdrowia jako wnioskodawcy wprowadzenia kolejnych wód podziemnych na listę kopalin podstawowych.

Prawo geologiczne i górnicze wprowadza pojęcie „złoża wody leczniczej”, którego przyjęcie nie jest łatwe dla hydrogeologów. Jest oczywiste, że potoczne znaczenie słowa „złoże” oznacza coś, co zostało złożone, leżące, a więc jest nieruchome. Podobne znaczenie mają jego obcojęzyczne odpowiedniki: angielskie *deposit*, francuskie *gite*, *gisement*, niemieckie *Lagerstätte*, rosyjskie *zalez*. W przypadku wód podziemnych takie znaczenie może dotyczyć tylko wody stagnującej, praktycznie nieodnawialnej, znajdującej się w strukturze hydrogeologicznej, zakrytej przez serie nieprzepuszczalne. Wody podziemne strefy aktywnej, a także utrudnionej wymiany, w większym lub mniejszym stopniu odnawialne, nie mieszczą się więc w określeniu „złoże”. Zagadnienie to przedstawił obszernie J. Dowgiałło (2002b).

Jeżeli pomimo tych argumentów ustawodawca wprowadził określenie „złoże” w stosunku do wód podziemnych uznanych za kopalinę, w tym także dla tych, które

znajdują się w strefie aktywnej czy utrudnionej wymiany, było to spowodowane faktem, że zostały one podporządkowane przepisom prawa górniczego. Przedmiotem działania górnictwa jest eksploatacja i ochrona złóż kopalin i tego faktu nie może zmienić przedstawiona tu nieścisłość tego określenia w stosunku do niektórych wód podziemnych za kopalinę uznanych. Wydaje się jednak, że stosowanie określenia „złoże” ma uzasadnienie jedynie w przypadkach, gdy jest to zgodne z rzeczywistością przyrodniczą. W pozostałych przypadkach bardziej uzasadnione jest określenie „system hydrogeologiczny”, którego przestrzeń obejmuje strefy: zasilania, przepływu podziemnego i drenażu.

Omówienia wymaga także użyty w Prawie geologicznym i górniczym termin „solanka”. W literaturze balneologicznej określenie to dotyczy wód zmineralizowanych o zawartości jonu chlorkowego co najmniej 8,5 g/kg i jonu sodowego co najmniej 5,5 g/kg, czyli po 240 mval/kg jonów  $\text{Cl}^-$  i  $\text{Na}^+$ , co odpowiada mineralizacji wody co najmniej 1,4% (przy założeniu, że nie są w niej rozpuszczone inne sole). W szeregu klasyfikacji wód podziemnych termin ten stosowany jest dla wód zmineralizowanych (chlorkowo-sodowych) o znacznie wyższej minimalnej zawartości składników stałych wynoszącej 37 g/dm<sup>3</sup> (3,7%), a nawet 50 g/dm<sup>3</sup> (5%) – J. Dowgiałło (1969a).

Aktualne Rozporządzenie R.M. określa jako solankę wodę podziemną chlorkową, o zawartości rozpuszczonych składników stałych wynoszącej co najmniej 35 g/dm<sup>3</sup>, wykorzystywaną w celach przemysłowych. Jest to więc woda zawierająca składniki mające zastosowanie w przemyśle (np. spożywczym czy farmaceutycznym), których uzyskanie i przeróbka są ekonomicznie opłacalne. Stosownym określeniem dla niej byłby termin „solanka przemysłowa” (J. Dowgiałło i in., 1998).

Ustawa geologiczno-górnicza mówi o wodach termalnych jako o kopalinach, a Rozporządzenie R.M. precyzuje, że do wód termalnych zalicza się każdą wodę, której temperatura na wypływie z ujęcia wynosi co najmniej 20°C i która jest wykorzystywana w celu pozyskania energii cieplnej lub elektrycznej. Równocześnie jednak takie samo kryterium temperatury minimalnej musi spełniać także woda lecznicza, o ile zostaje uznana za kopalinę ze względu na jej cechę leczniczą (swoistą), jaką

jest temperatura. Taki warunek dla leczniczych wód termalnych został wprowadzony oficjalnie w 1911 r. na Międzynarodowym Kongresie Balneologicznym w Bad Nauheim i przetrwał po dzień dzisiejszy.

W przypadku temperatury znacznie przekraczającej 20°C woda termalna może być wykorzystywana do produkcji energii cieplnej lub do innych celów przemysłowych. Dlatego w celu uniknięcia nieporozumień wydaje się uzasadnione stosowanie w przypadku takiego jej wykorzystania pojęcia: woda termalna przemysłowa (J. Dowgiałło i in., 1998) w odróżnieniu od termalnej wody leczniczej.

Jak precyzuje Rozporządzenie R.M., do wód leczniczych (kopalin) mogą być zaliczone wody mineralne o zawartości rozpuszczonych składników stałych co najmniej 1000 mg/dm<sup>3</sup>. Pojawia się tu kolizja terminologiczna z Rozporządzeniem Ministra Zdrowia z dnia 29 kwietnia 2004 r. w sprawie naturalnych wód mineralnych, wód źródłanych i wód stołowych, zwanym dalej Rozporządzeniem M.Z. Według tego rozporządzenia „...naturalna woda mineralna – jest to woda podziemna ... pierwotnie czysta pod względem chemicznym i mikrobiologicznym, charakteryzująca się stabilnym składem mineralnym oraz właściwościami mającymi znaczenie fizjologiczne, powodującymi korzystne oddziaływanie na zdrowie ludzi ...”. Wprawdzie w dalszej części rozporządzenia wymienione są kryteria pozwalające zakwalifikować wodę jako naturalną wodę mineralną, to jednak zawartość „...co najmniej 1000 mg rozpuszczonych składników mineralnych ...” nie jest warunkiem jedynym ani koniecznym do uznania jej za wodę mineralną. Podobnie traktuje tę sprawę Polska Norma PN-Z-11001-3 (1999). Trzeba mieć nadzieję, że w kolejnej nowelizacji Rozporządzenia M.Z. istniejąca obecnie sprzeczność z określeniem wody mineralnej leczniczej zostanie usunięta.

Rozporządzenie R.M. obok wód mineralnych w podanym wyżej znaczeniu wymienia jako możliwe do uznania za lecznicze tzw. wody swoiste o zawartości rozpuszczonych składników stałych niższej niż 1000 mg/dm<sup>3</sup>, ale zawierających w 1 dm<sup>3</sup> jeden lub więcej składników farmakodynamicznie czynnych w ilościach nie mniejszych niż: 10 mg jonu żelazawego (wody żelaziste), 1,5 mg jonu fluorkowego (wody fluorkowe), 1 mg jonu jodkowego (wody jodkowe), 1 mg siarki dwuwartościowej (wody siarcz-

kowe), 70 mg kwasu metakrzemowego (wody krzemowe), 74 Bq radonu (wody radonowe), 250–1000 mg dwutlenku węgla niezwiązanego (wody kwasowęglowe), powyżej 1000 mg dwutlenku węgla niezwiązanego (szczawy). Do wód swoistych zaliczono także omówione wyżej wody termalne.

Każda woda mineralna może zawierać jeden lub więcej składników swoistych i/lub mieć temperaturę przekraczającą 20°C na wypływie z ujęcia. Jest to wówczas woda mineralna-swoista.

## 2. Strumień ciepły a temperatura i mineralizacja wód podziemnych

### 2.1. Wstęp

Wody geotermalne to określenie mało precyzyjne i umowne. Od dawna przyjęto, że graniczną temperaturą, powyżej której wody nazywane są wodami termalnymi, jest 20°C (J. Dowgiałło i in., 1969). Naturalny wzrost temperatur ośrodka skalnego, obserwowany wraz ze wzrostem głębokości, powoduje, że wgłębne i głębinowe wody podziemne mają temperaturę zdecydowanie większą od średnich rocznych temperatur powietrza danego obszaru. Czynnikiem wpływającym na to jest energia ciepła zmagazynowana (ciepło remanentne) czy też energia dominująca, powstała w wyniku rozpadu izotopów promieniotwórczych  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  oraz izotopu  $^{40}\text{K}$  (ciepło radiogeniczne). W przeszłości pod pojęciem wody termalne uważano wody o podwyższonej temperaturze i niskiej mineralizacji, często z towarzyszącym im samowypływem. Obecnie pojęcie wód termalnych ma zakres szerszy; obejmuje praktycznie wszystkie wody podziemne spełniające kryteria techniczno-ekonomiczne, pozwalające na ich wykorzystanie do celów energetycznych bądź rekreacyjno-leczniczych. Podział wód termalnych, uwzględniający zakres temperatur, przedstawiony jest w rozdziale 2 tomu I. Obszerne omówienie wód

termalnych w utworach kredy dolnej oraz jury dolnej można znaleźć w pracy W. Góreckiego red. (1995).

Obecnie wzrasta zainteresowanie wykorzystaniem niskotemperaturowych zasobów energii geotermalnej, tj. o temperaturze wyższej od średniej rocznej dla danego obszaru, w pompach ciepła. Ze względu na ochronę wód poziomów użytkowych, a także często niekorzystny ich skład chemiczny, uniemożliwiający bezpośrednio wykorzystanie w instalacjach pomp ciepła, są to z reguły układy zamknięte z wtórnym obiegiem medium grzewczego. Należy przypuszczać, że będzie się zwiększać zainteresowanie tym rodzajem energii geotermalnej z tendencją do powiększania się głębokości odbiornika energii i związanym z tym naturalnym wzrostem temperatury wód podziemnych.

Wody geotermalne stanowią potencjalne źródło pozyskiwania energii, które zależy od dwóch czynników:

- geofizycznego – ziemskiego strumienia ciepłego oraz związanych z nim temperatur ośrodka skalnego;
- hydrogeologicznego – przewodności hydraulicznej poziomów wodonośnych oraz mineralizacji wód podziemnych.

Pierwszy czynnik, dotyczący temperatury wód podziemnych, ma charakter „przewidywalny” i możliwy jest do obliczania z wystarczającą dokładnością, natomiast określenie parametrów hydrogeologicznych jest obciążone znacznie większym błędem, wynikającym zarówno z dużej zmienności przestrzennej warstw wodonośnych większości formacji stratygraficznych, jak i zmienności cech hydrochemicznych i hydrodynamicznych wód pod-

ziemnych. Różny jest także stopień rozpoznania omawianych parametrów w poszczególnych obszarach Polski oraz w poszczególnych formacjach. Podsumowanie dotychczasowej wiedzy w zakresie rozpoznania tych parametrów dla obszaru Nizy Polskiego zawarte jest w pracy W. Góreckiego red. (1995), L. Bojarskiego red. (1996) i J. Chowańca (2003).

## 2.2. Strumień ciepły Ziemi i temperatury wód podziemnych

Temperatura wód podziemnych, wypełniających przestrzeń porową warstw wodonośnych, jest zależna od głębokości występowania tych warstw i parametrów reżimu termicznego na badanym obszarze. Szybkość przyrostu temperatury z głębokością zależy przede wszystkim od wielkości strumienia ciepłego płynącego z wnętrza Ziemi ku powierzchni oraz od zróżnicowania właściwości termicznych skał w profilu geologicznym, a zwłaszcza od przewodnictwa ciepłego. Jak uważa D. Mottaghy i in. (2005), lokalnie na obszarach intensywnej wymiany wód, o znaczącym udziale składowej pionowej ruchu wód podziemnych, czynnik ten może odgrywać dużą rolę w pionowej zmienności temperatur podpowierzchniowych.

Badania przeprowadzone w ostatnich kilku latach wykazały (J. Szewczyk, 2002; I. T. Kukkonen, A. Joeleht, 2003), że wielkość ziemskiego strumienia ciepłego, obserwowana w zakresie głębokości 1500–2000 m, zależy nie tylko od czynników geologicznych, mających swoje źródła w ciepłe remanentnym Ziemi, związanym z historią jej powstania, oraz ciepłem radiogenicznym, ale również od paleoklimatu późnego plejstocenu. Wielkość tego strumienia jest zależna zarówno od temperatury górnych warstw skorupy i płaszcza Ziemi, na głębokości większej niż 20–30 km, jak i temperatur – jakie występowały na powierzchni w okresie ostatnich 100 000 lat – kształtowanych przez zmiany klimatyczne. Niewielka szybkość przemieszczania się energii geotermalnej w skałach powoduje, że głębokościowy zasięg tych zmian – przeja-

wiający się w zmianach temperatur podpowierzchniowych – zależy w dużym stopniu od amplitudy tych zmian oraz szybkości, z jaką one przebiegają (J. Szewczyk, 2002, 2005). Zdarzeniem klimatycznym, które w sposób bardzo znaczący wpłynęło na współczesny reżim termiczny skał, było gwałtowne ocieplenie na początku holocenu. Przyjmuje się, że dla obszaru Polski ten wzrost temperatur sięgał około 15–18°C (J. Szewczyk, 2002; J. Šafanda i in., 2004). Echo tego zdarzenia dotarło, w zależności od własności termicznych skał, do głębokości ok. 1500–2000 m. Temperatury skał, występujących poniżej tej strefy, odpowiadają ciągle reżimowi termicznemu w okresie klimatu zimnego, co przejawia się m.in. we wzroście strumienia ciepłego wraz z głębokością. Lokalnie w północno-wschodniej Polsce w nadkładzie osadowym suwalskiego masywu anortozytowego stwierdzono unikatowe w skali Europy efekty związane z pozostałościami paleozmarzliny, przejawiające się m.in. spadkiem temperatury wraz z głębokością (J. A. Majorowicz, 1976), a także obecnością wód o składzie chemicznym świadczącym o istnieniu w przeszłości przemian kriogenicznych do głębokości 550 m (T. Michalski, 1985; J. Szewczyk, 2002; J. Szewczyk, D. Gientka, 2005). Efektem glacialnych zmian klimatycznych jest zaburzenie warunków geotermicznych obserwowane w tym zakresie głębokości. Utrudnia to prognozowanie na ich podstawie temperatur poniżej głębokości otworów wiertniczych.

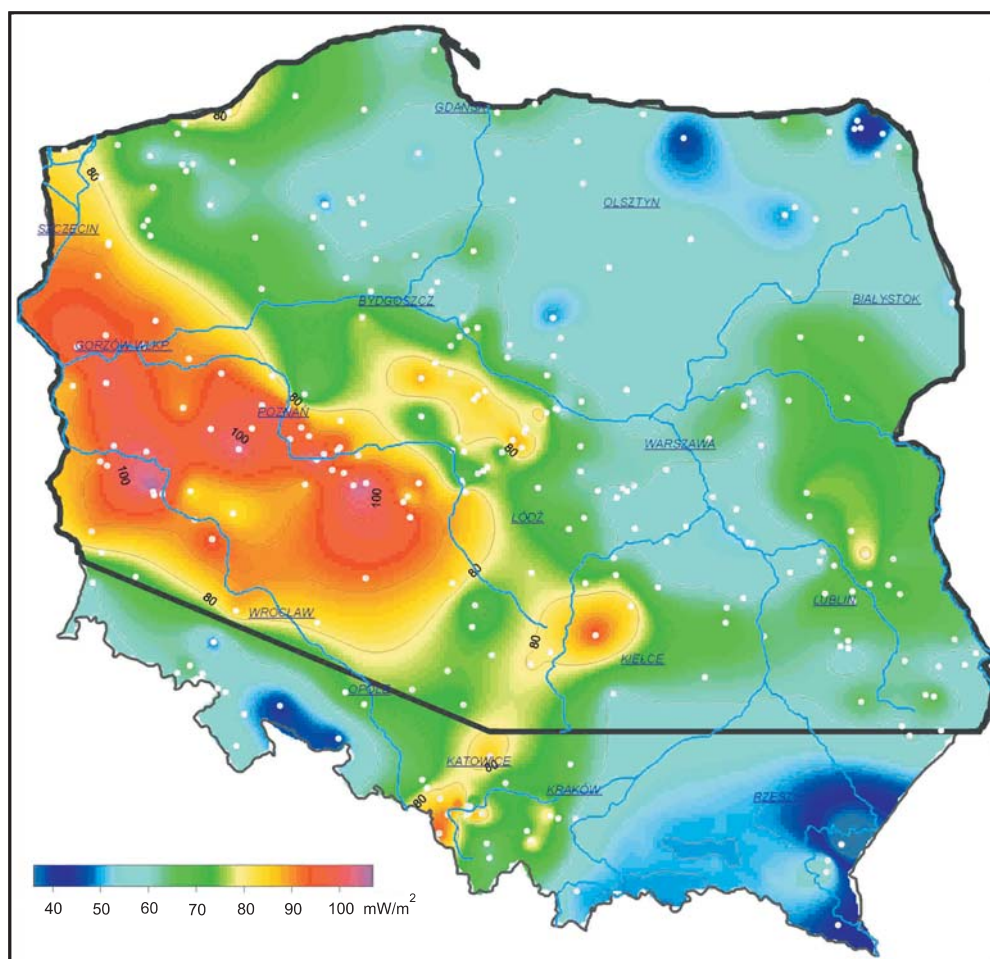


## 2.2.1. Strumień ciepły na obszarze Polski

Na figurze 2.1 przedstawiono mapę strumienia ciepłego dla Niżu Polskiego opracowaną w Państwowym Instytucie Geologicznym, na której uwzględniono wpływ czynnika paleoklimatycznego (J. Szewczyk, 2002; J. Szewczyk i in., 2004). Dla pozostałych obszarów Polski na mapie tej przedstawiono dane dotyczące strumienia ciepłego opracowane wcześniej przez innych autorów (S. Plewa, 1994b;

M. Karwasiecka, B. Bruszevska, 1997). Obecnie trwają prace nad przygotowaniem mapy powiększonej o południową część Bałtyku.

Na obszarze Polski graniczą ze sobą trzy główne jednostki tektoniczne, z których zbudowany jest kontynent europejski. Jest to, najstarsza spośród nich, platforma prekambryjska Wschodniej Europy nazywana również



**Fig. 2.1. Mapa strumienia ciepłego na obszarze Polski (dane dla Niżu Polskiego, oddzielonego czarną linią, wg J. Szewczyka i in., 2004; dla pozostałej części Polski wg M. Karwasieckiej i B. Bruszevskiej, 1997)**

Białe kółka – otwory wiertnicze, dla których na nowo obliczono strumień ciepły

kratonem wschodnioeuropejskim, platforma paleozoiczna centralnej i Zachodniej Europy oraz obszar najmłodszej górotwórczości alpejskiej obejmujący Karpaty. Najmniejsze wartości strumienia ciepłego (ok.  $40 \text{ mW/m}^2$ ) obserwowane są w Polsce północno-wschodniej w rejonie suwalskiego masywu anortozytowego, a największe w Polsce zachodniej na obszarze monokliny przedsudeckiej aż do NW krańca zasięgu waryscyów, gdzie sięgają

$90\text{--}100 \text{ mW/m}^2$ . Podwyższone wartości strumienia występują ponadto w rejonie śląskich eksternidów waryscyjskich, które mają wyraźną kontynuację na obszarze Czech. Wzrost wartości strumienia ciepłego notowany jest również w środkowej części wału kujawsko-pomorskiego między Toruniem a Płockiem, a także w centralnej części zrębu Łukowa. Wymienione obszary mają największe perspektywy pozyskiwania energii geotermalnej.

### 2.2.2. Temperatury wód podziemnych

Najważniejszym źródłem informacji na temat wglębnego reżimu ciepłego na obszarze Niżu Polskiego są pomiary temperatury wykonywane w głębokich otworach wiertniczych. Należą do nich:

- pomiary w warunkach *quasi*-stacjonarnych, realizowane w trakcie tzw. pomiarów na stopień geotermiczny;
- pomiary temperatury w warunkach nieustalonych;
- pomiary temperatur maksymalnych (na dnie otworu ang. *Bottom Hole Temperature* – BHT).

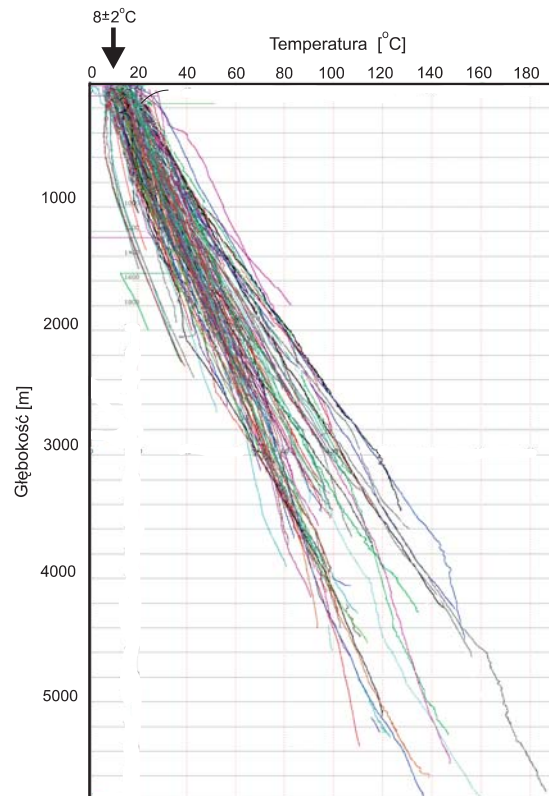
Najistotniejsze znaczenie dla rozpoznania temperatur rzeczywistych wód podziemnych mają pomiary wykonywane w stanie możliwie najbardziej zbliżonym do stanu równowagi geotermicznej. Na figurze 2.2 przedstawiono wyniki pomiarów temperatury wykonanych w 256 głębokich otworach badawczych na Niżu Polskim. Ważnym wskaźnikiem ich stopnia stabilności jest przybliżona zgodność pomiarów temperatury, rejestrowanych w strefie przypowierzchniowej, z pomiarami wykonanymi przez stacje meteorologiczne dla gruntów. Dla Niżu Polskiego średnia temperatura przy powierzchni Ziemi (GST – *Ground Surface Temperature*) wynosi  $8,0 \pm 2,0^\circ\text{C}$  (J. Szewczyk, 2005).

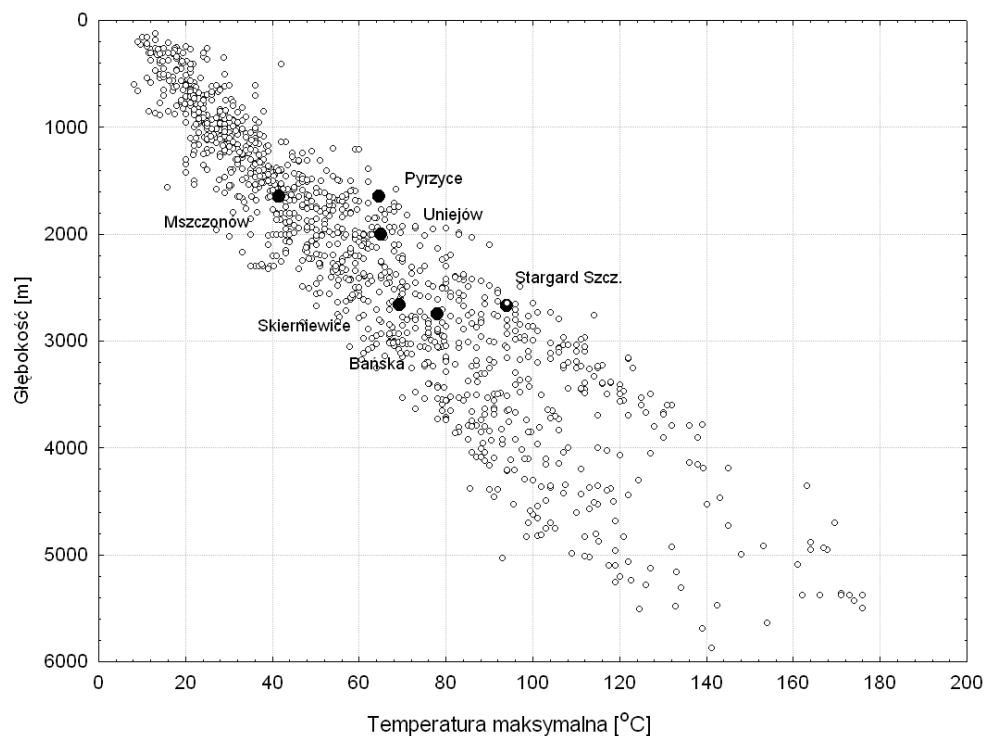
**Fig. 2.2. Profilowania termiczne z obszaru Polski wykonane w głębokich otworach wiertniczych w warunkach uznanych za ustabilizowane**

$8 \pm 2^\circ\text{C}$  – średnia temperatura powierzchni na podstawie obserwacji hydrometeorologicznych (J. Szewczyk, 2005)

Innym, istotnym źródłem informacji są pomiary wykonywane termometrami maksymalnymi w profilach otworów wiertniczych.

Na figurze 2.3 zestawiono temperatury maksymalne w funkcji głębokości dla obszaru Polski. Dane te wskazują na znaczne zróżnicowanie temperatur, kształtowane przez





**Fig. 2.3. Temperatury maksymalne górotworu z obszaru Polski, rejestrowane w głębokich otworach wiertniczych**

Czarne kółko – temperatura warstwy wodonośnej, w której ujmowana jest woda termalna

wielkość strumienia ciepłego. W zestawieniu tym przedstawiono równocześnie temperatury wód podziemnych rejestrowane w istniejących w Polsce instalacjach geotermalnych. Średni przyrost temperatury w funkcji głębokości (gradient temperatury) wynosi około  $25^{\circ}\text{C}/\text{km}$  i zmienia się od około  $16^{\circ}\text{C}/\text{km}$  na obszarze Polski północno-wschodniej do ponad  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$  na obszarze Polski zachodniej w rejonie monokliny przedsudeckiej. Odpowiada to generalnie obszarom odpowiednio najmniejszych oraz największych wartości strumienia ciepłego.

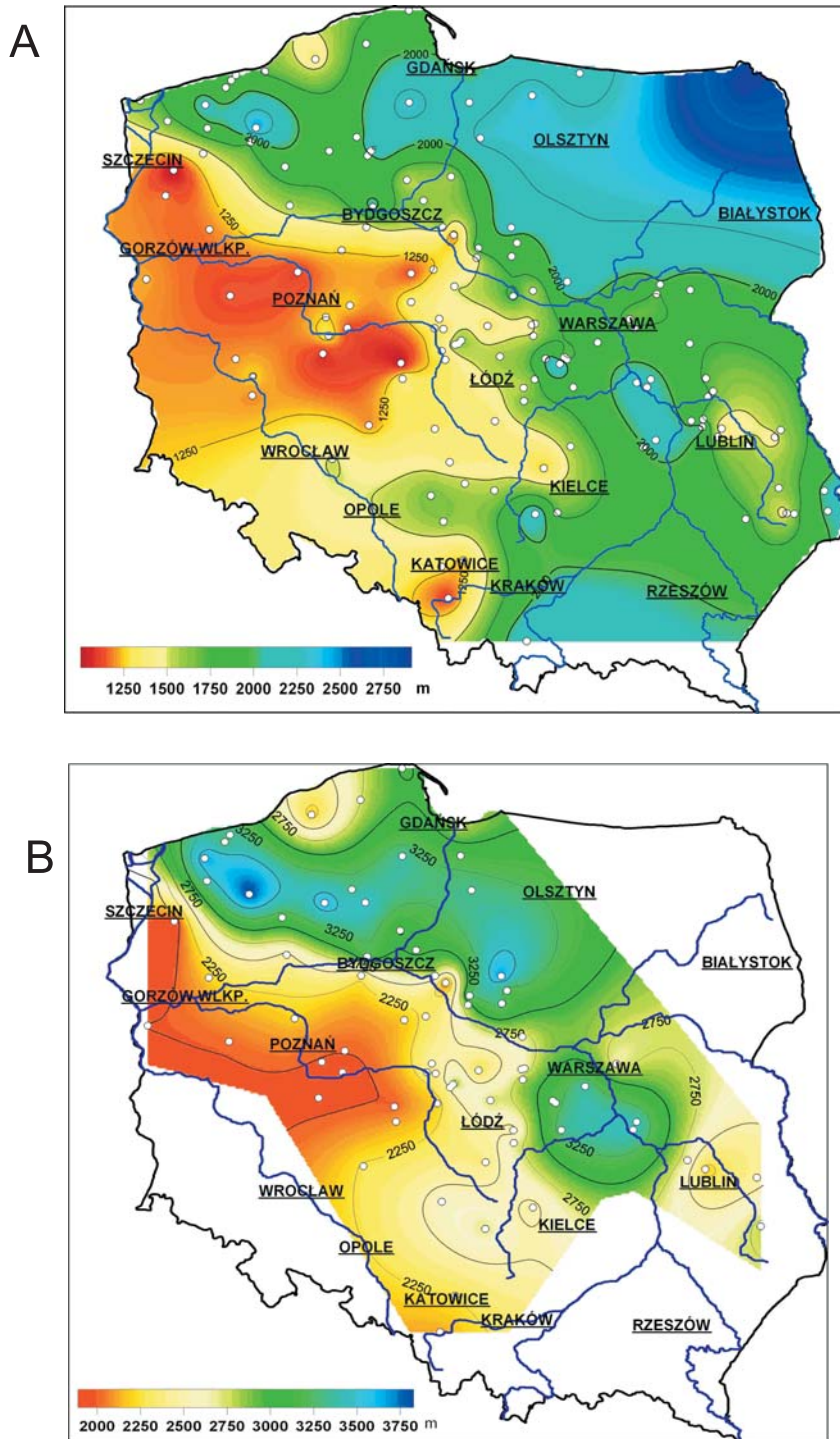
Sam fakt wykonywania otworu wiertniczego poważnie zakłóca naturalne warunki geotermiczne, zarówno w otworze wiertniczym, jak i w jego otoczeniu. Zaburzenie to ma charakter długotrwały, ze względu na konwekcję pionową płynów w otworze, wymuszaną różnicą temperatur, i jest praktycznie nieodwracalne. Ważnym wskaźnikiem stabilności warunków termicznych jest przybliżona zgodność temperatur, rejestrowanych w strefie przypowierzchniowej analizowanego otworu i poza nim (J. Szewczyk, 2005). Różnica może być traktowana jako miara stopnia stabilności warunków termicznych w badanym

otworze wiertniczym. Te różnice są relatywnie największe w górnej części badanych profili, a najmniejsze w części najgłębszej, pozostającej najkrócej w warunkach zaburzających stan równowagi.

Zdecydowana większość pomiarów temperatury wykonanych w Polsce (i nie tylko) wykazuje wyraźne odstępstwa od stanu równowagi termicznej. Mimo że samo zjawisko jest znane od kilkadziesiąt lat, to jednak ze względu na bardzo złożony charakter oddziaływania procesu wiercenia na wielkość zaburzeń termicznych nie udało się znaleźć uniwersalnych metod określania skali tych zaburzeń.

Zaburzenia stanu równowagi termicznej, które mają charakter powszechny, są źródłem poważnych kłopotów z uzyskaniem informacji o rzeczywistych temperaturach wód głębinowych.

Na figurze 2.4 przedstawiono głębokości izoterm  $50^{\circ}\text{C}$  (A) oraz  $80^{\circ}\text{C}$  (B), określone na podstawie zweryfikowanych wartości profilowań temperatury. Obszar najpłytszego występowania obydwu izoterm dotyczy orogenu waryscyjskiego, charakteryzującego się podwyż-



**Fig. 2.4.** Izotermi 50 °C (A) oraz 80 °C (B) dla obszaru Polski bez Karpat i Sudetów oraz obszarów pozbawionych danych termicznych z głębokich otworów wiertniczych

szonymi wartościami strumienia ciepłego Ziemi. Wód termalnych o temperaturze 100°C i większej należy się spodziewać na głębokościach przekraczających 2500 m

głównie na monoklinie przedsudeckiej, przede wszystkim w utworach czerwonego spągowca. W strefach tych wartości strumienia ciepłego są największe.

### **2.3. Warstwy wodonośne w utworach mezozoicznych i paleozoicznych na Niżu Polskim**

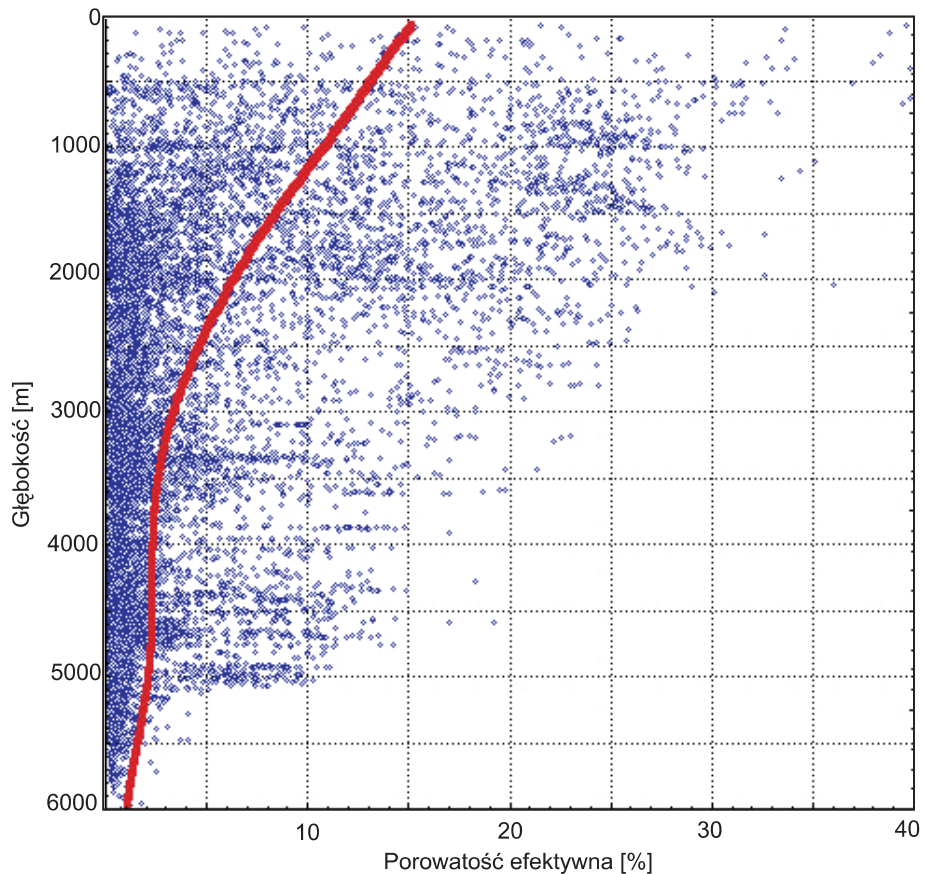
W wyniku prac, związanych głównie z poszukiwaniami złóż bituminów, prowadzonych na przestrzeni ostatnich kilkudziesięciu lat, wykonano na obszarze Polski ponad 7000 otworów wiertniczych o głębokości przekraczającej 1000 m. Dane z tych otworów stanowią podstawowe źródło informacji na temat warunków hydrogeologicznych głębokich poziomów wodonośnych. W przeciwieństwie do sukcesywnie powiększających się zasobów danych hydrogeologicznych (bank HYDRO), dotyczących wód podziemnych użytkowych poziomów wodonośnych, zagadnienia związane z głębokimi poziomami wodonośnymi opracowane są w bardzo małym zakresie i liczba informacji pochodzących z nowych otworów wiertniczych stale się zmniejsza. Fragmentaryczność wykonanych dotychczas badań głębokich poziomów wodonośnych, a także wątpliwości, co do wiarygodności uzyskiwanych wyników, wskazują na potrzebę pozyskania dodatkowych informacji.

Równie ważne dla oceny możliwości pozyskiwania energii geotermalnej są parametry hydrogeologiczne warstw wodonośnych, występujących na obszarze jednostek geologicznych badanych obszarów. Podstawowe znaczenie ma tu porowatość efektywna warstw oraz przewodność hydrauliczna. Z badań petrofizycznych rdzeni wiertniczych, a także interpretacji danych geofizycznych z Niżu Polskiego wynika, że kompakcyjny zanik porowatości całkowitej utworów zachodzi do głębokości około 3000 m (fig. 2.5). Poniżej tej głębokości czynnikiem decydującym o możliwości przepływu wód jest głównie szczeliniowatość. Uwagę zwraca bardzo duże zróżnicowanie porowatości w tym interwale głębokościowym, co sugeruje równocześnie bardzo dużą zmienność przewod-

ności hydraulicznej utworów występujących na tych głębokościach.

Ważnym czynnikiem wpływającym na koszty pozyskiwania energii geotermalnej jest skład chemiczny wód, a szczególnie ich ogólna mineralizacja. Na figurze 2.6 przedstawiono zależność mineralizacji wód podziemnych (określonej na podstawie suchej pozostałości) od głębokości ich występowania. Dane zaczerpnięte zostały z banku HYDRO oraz bazy danych hydrogeologicznych BOHYDRO, obejmujących wyniki badań wód w głębokich otworach badawczych na Niżu Polskim.

Generalnemu trendowi zaniku porowatości efektywnej oraz przewodności hydraulicznej utworów osadowych towarzyszy wzrost mineralizacji wód. Średni gradient hydrogeochemiczny dla Niżu Polskiego wynosi około 0,13 g/dm<sup>3</sup> m. Wyraźnie odmienny przebieg zmian mineralizacji wód w funkcji głębokości obserwowany jest w wodach kredy dolnej. Występuje tu często inwersja głębokościowa mineralizacji, szczególnie w strefach brzeżnych basenów sedymentacyjnych Niżu Polskiego. Zjawisko to jest najlepiej rozpoznane na obszarze niecki łódzkiej (M. Ziułkiewicz, 2003), gdzie jest związane z intensywną infiltracją wód młodszych, meteorycznych, w strefach zasilania tych warstw (J. Szewczyk i in., 2005). W dolnym (powiększonym) fragmencie figury 2.6 przedstawiono głębokościową zmienność mineralizacji (określoną na podstawie suchej pozostałości) wód kredy dolnej na tle zmian mineralizacji wód innych formacji stratygraficznych na Niżu Polskim. Uwagę zwraca wyraźna obwiednia ograniczająca naturalny zasięg wód o niskiej mineralizacji występujących do głębokości około 300 m. Jest to prawdopodobnie efekt oddziaływania



**Fig. 2.5. Zależność porowatości efektywnej skał osadowych od głębokości na podstawie danych laboratoryjnych dla Niziu Polskiego**

Czerwona linia – wartość średnia porowatości określona metodą najmniejszych kwadratów

składników mineralnych skał na infiltrujące wody opadowe (Z. Nowicki, 2006, inf. ustna).

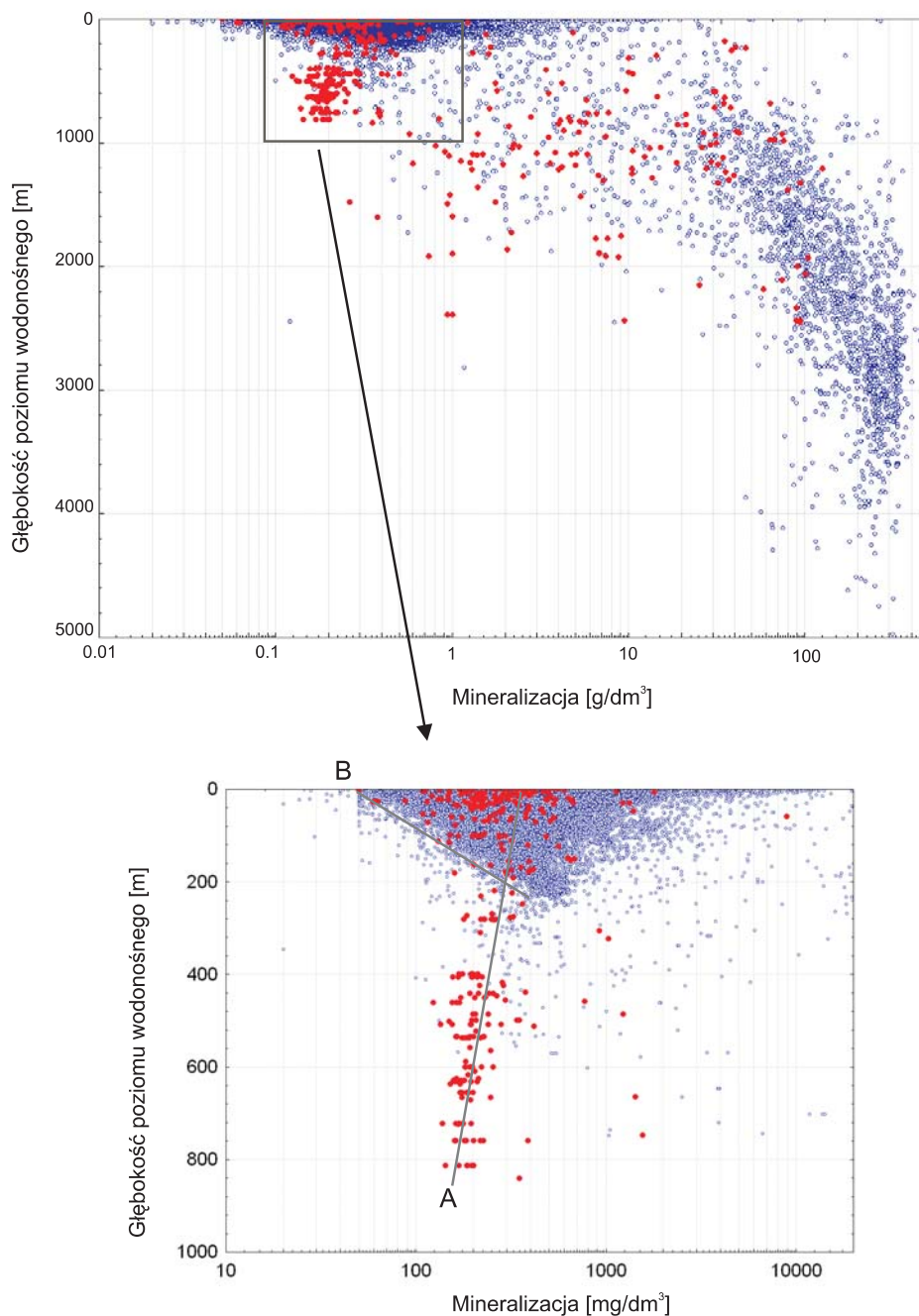
Ogółem na obszarze Niziu Polskiego opróbowano ponad 2000 głębokich otworów wiertniczych, w tym 266 otworów badawczych Państwowego Instytutu Geologicznego (L. Bojarski red., 1996). Profile głębokich otworów wiertniczych obejmują zazwyczaj wiele formacji stratygraficznych z występującymi w nich licznymi, niezależnymi poziomami wodonośnymi. Liczba izolowanych (w skali pojedynczego otworu) poziomów wodonośnych w głębokich otworach wiertniczych sięga zazwyczaj kilkudziesięciu (fig. 2.7). Tylko nieliczne spośród nich mogły być objęte bezpośrednimi badaniami hydrogeologicznymi.

Podstawowym celem wykonania omawianych otworów była zazwyczaj perspektywa odkrycia złóż bituminiów. Z tego względu wybór opróbowywanych pozio-

mów wodonośnych ograniczał się z reguły do warstw wodonośnych o właściwościach zbiornikowych, w których istniały warunki sprzyjające występowaniu tych surowców. W związku z tym szczególnie nieliczne były opróbowania utworów mezozoicznych.

Wspomniana fragmentaryczność opróbowań, dotycząca praktycznie wszystkich formacji wodonośnych, pozwala z oczywistych względów na uzyskanie jedynie informacji wskaźnikowych. Taka właśnie zgeneralizowana ocena jest przedmiotem prac W. Góreckiego red. (1995), L. Bojarskiego red. (1996), L. Bojarskiego, A. Sądurskiego (2000) i A. P. Barbackiego (2004a).

Oprócz wspomnianej już nikłej reprezentatywności wyników badań, trudno jest obiektywnie ocenić rzeczywistą wydajność badanych poziomów wodonośnych. Informacje dostarczane w trakcie ich opróbowania (fig. 2.8) w dużym stopniu zależą od stosowanej metody wy-



**Fig. 2.6. Zależność mineralizacji wód podziemnych od głębokości poziomu wodonośnego określonej na podstawie wyników badań hydrogeologicznych w otworach wiertniczych oraz studniach na Niżu Polskim (wg banku HYDRO oraz bazy BOHYDRO)**

Czerwone kółka – wody w utworach kredy dolnej; powiększony fragment figury przedstawia dane wód poziomów użytkowych oraz głębszych wód wystudzonych z głębokości 0–1000 m; linia A – inwersja głębokościowa wód z kredy dolnej; linia B – obwiednia mineralizacji tych wód do głębokości około 300 m

woływania przypływów, które z kolei w niewielkim stopniu zależą od głębokości warstw wodonośnych (przy wyraźnym spadku porowatości efektywnej z głębokością – figura 2.4). W tej sytuacji jest wątpliwe czy mogą być one traktowane jako ilościowa miara wydajności badanych warstw wodonośnych.

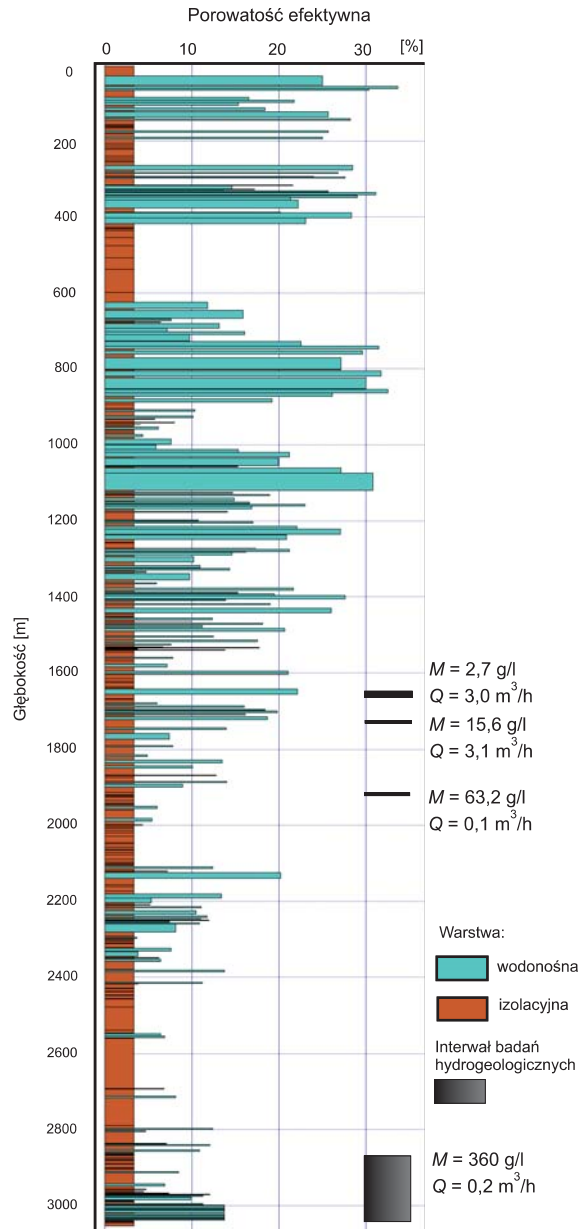
Bardzo nieliczne otwory badano metodą próbnych pompowań, uważaną za najbardziej obiektywny sposób uzyskiwania informacji o rzeczywistej wydajności poziomów wodonośnych. Ma to fundamentalne znaczenie dla oceny potencjalnej wydajności eksploatacyjnej wód termalnych. Potrzeba, a nawet konieczność, dokładniejszego rozpoznania tego zagadnienia wiąże się z wykorzystaniem w szerszym zakresie danych geofizycznych. Interpretacja wyników badań geofizycznych umożliwiła opracowanie profili porowatościowo-litologicznych dla ponad 250 głębokich otworów badawczych na Niziu Polskim. Wnioski z tych analiz pozwoliły m.in. na stwierdzenie możliwości istotnego uszczegółowienia informacji w zakresie pionowej zmienności mineralizacji wód. Ponadto wykazano, że:

- wyniki większości badań hydrogeologicznych w głębokich otworach wiertniczych mają charakter wskaźnikowy, a nie prognostyczny;

- wybór odcinków profilu do badań hydrogeologicznych podporządkowany był przede wszystkim prospekcji złóż bituminów, a nie ocenie hydrogeologicznej profilu, i z tego powodu istniejące dane mogą mieć ograniczoną przydatność dla ocen hydrogeologicznych większości formacji;

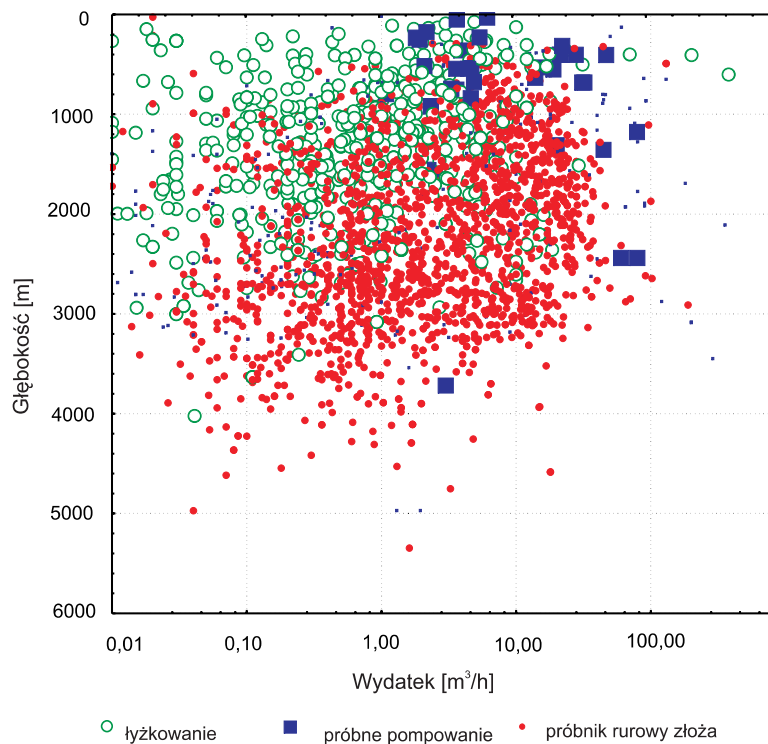
- wyniki badań są w dużym stopniu uzależnione od warunków technicznych ich realizacji, związanych z konstrukcją otworów, techniką opróbowania, jakością zacementowania rur okładzinowych itd.;

- utworzenie cyfrowych zbiorów danych geofizycznych oraz hydrogeologicznych, a także rozwój metod interpretacyjnych, stwarzają potencjalne warunki zarówno do weryfikacji wcześniejszych wyników badań, jak i pozyskania nowych informacji o warunkach hydrogeologicznych dla innych poziomów dotychczas nieoprobowanych.



**Fig. 2.7. Profil otworu badawczego z centralnej części Niziu Polskiego z wydzielonymi wodonośnymi warstwami przepuszczalnymi i izolacyjnymi; pokazano odcinki objęte badaniami hydrogeologicznymi: wydajności ( $Q$ ) i mineralizacji wód ( $M$ )**





**Fig. 2.8. Wydatek obserwowany w trakcie opróbowania poziomów wodonośnych w głębokich otworach wiertniczych na Niżu Polskim, na podstawie danych z bazy BOHYDRO**

Otwory Państwowego Instytutu Geologicznego, ze względu na znaczny interwał rdzeniowania, dużą liczbę i zakres wykonanych badań, a także równomierne rozłożenie na obszarze Polski, stanowią i stanowiąc będą podstawowe źródło informacji na temat wglębnej budowy geologicznej, w tym również wód termalnych. Dlatego też w pierwszym rzędzie właśnie te otwory powinny być objęte kompleksowymi pracami interpretacyjnymi.

Odmienne warunki występowania wód termalnych w stosunku do warunków obserwowanych na Niżu Polskim istnieją na obszarze Karpat i Sudetów (J. Chowaniec, 2003). Są one związane na ogół z lokalnymi, rzadziej regionalnymi, systemami hydrogeologicznymi, cechującymi się dużą dynamiką i na ogół znacznie niższą mineralizacją wód podziemnych o umiarkowanych temperaturach. Ta ostatnia cecha wynika z niewielkich wartości strumienia ciepłego na tych obszarach.

### 3. Przegląd regionalny wód zmineralizowanych, termalnych oraz uznanych za lecznicze

#### 3.1. Wody mineralne, zmineralizowane i termalne a wody lecznicze

Wody podziemne o mineralizacji powyżej 1000 mg/dm<sup>3</sup> mogą być formalnie uznane za lecznicze i zaliczone do kopalin. Stosuje się do nich wtedy określenie „wody mineralne”. W przypadku innych wód o podwyższonej mineralizacji bardziej prawidłowe jest określenie „wody zmineralizowane”, które nie sugeruje, że zostały one poddane szczegółowym badaniom, w tym także klinicznym, niezbędnym dla uznania ich za lecznicze. Ten istotny problem terminologiczny został szczegółowo omówiony w rozdziale 2, I tomu monografii.

Wody zmineralizowane występują na całym niemal terytorium Polski. W zależności od warunków geologicznych i głębokości zawartość rozpuszczonych składników stałych może w nich dochodzić do 400 g/dm<sup>3</sup> lub nawet przewyższać tę wartość (solanki przesycone), a tempera-

tura przekraczać 100°C. Mineralizacja wód wykorzystywanych w Polsce dla celów przemysłowych (odzysk składników chemicznych) nie przekroczyła dotychczas 200 g/dm<sup>3</sup>, a wód stosowanych w lecznictwie jest nie większa niż 7 g/dm<sup>3</sup> (silniej stężone wymagają rozcieńczenia). Temperatura wód, wykorzystywanych dotychczas w Polsce w energetyce cieplnej, nie przekracza 90°C, zaś tych, które ze względu na temperaturę zostały uznane za lecznicze, jest znacznie niższa.

Za lecznicze mogą być również uznane wody o mineralizacji poniżej 1 g/dm<sup>3</sup>, o ile zawierają w odpowiednim stężeniu niektóre składniki biologicznie czynne lub kiedy ich temperatura na wypływie z ujęcia jest większa od 20°C. Wody takie określane jako swoiste zostały również omówione we wspomnianym wyżej rozdziale 2.

#### 3.2. Występowanie wód zmineralizowanych a budowa geologiczna Polski

Liczne próby powiązania występowania wód zmineralizowanych i swoistych z budową geologiczną Polski (w granicach z różnych okresów) podejmowane już były w XIX w. Obok autorów dawniejszych, jak np. G. Mogalla (1802), S. Staszic (1815), G.G. Pusch (1836), C. J. B. Karsten (1847), A. F. Adamowicz (1851), W. Szajnocha (1891), W. Deecke (1898) i inni, problematyką tą w XX w. zajmowali się m.in.: F. Frech (1912), R. Rosłowski (1929) i J. Samsonowicz (1928b, 1954). Po II wojnie światowej ukazały się prace: H. Świdzińskiego (1954), C. Kolagi

(1957), T. Agopsowicz, Z. Pazdry (1964), J. Dowgiałły (1969a, 1971), B. Paczyńskiego, J. Pałysa (1970), J. Dowgiałły red. (1974), L. Bojarskiego (1978), B. Paczyńskiego, Z. Płochniewskiego (1996) oraz L. Bojarskiego red. (1996) i in. Literatura przedmiotu jest ogromna i nie sposób wymienić tu wszystkich istotnych pozycji.

We wszystkich opracowaniach wykonanych w drugiej połowie XX w. zawsze wyróżniano prowincje lub regiony: Karpat, Sudetów z blokiem przedsudeckim, zapadlińska przedkarpackiego i Niżu Polskiego, jako charaktery-

zujące się odmiennymi warunkami występowania i typami chemicznymi wód zmineralizowanych. Uwzględniało także powiązanie tych wód z jednostkami tektonicznymi, a w obszarach górskich także ze zlewniami powierzchniowymi (J. Dowgiałło, B. Paczyński, 2002). Dla potrzeb niniejszej monografii wystarczający jest uproszczony podział Polski na prowincje, regiony i subregiony wydzielone ze względu na dominujący typ występujących w nich wód zmineralizowanych.

Systematyka regionalna wód mineralnych wynika z podziału ogólnego hydrosfery podziemnej na cztery podstawowe jednostki (J. Dowgiałło, B. Paczyński, 2002):

- prowincja platformy prekambryjskiej,
- prowincja platformy paleozoicznej,
- prowincja sudecka,
- prowincja karpacka.

Przykładowo, mimo wielu podobieństw występowania kwasowęglowych szczaw, w tym wód termalnych Karpat i Sudetów, w Karpatach dominują systemy wodonośne możliwe do przestrzennego zidentyfikowania (np. basen podhalański), natomiast w Sudetach przeważają trudno rozpoznawalne strefy dyslokacyjne, stanowiące tranzytowe i równocześnie słabo zasobne zbiorniki wód termalnych i zmineralizowanych.

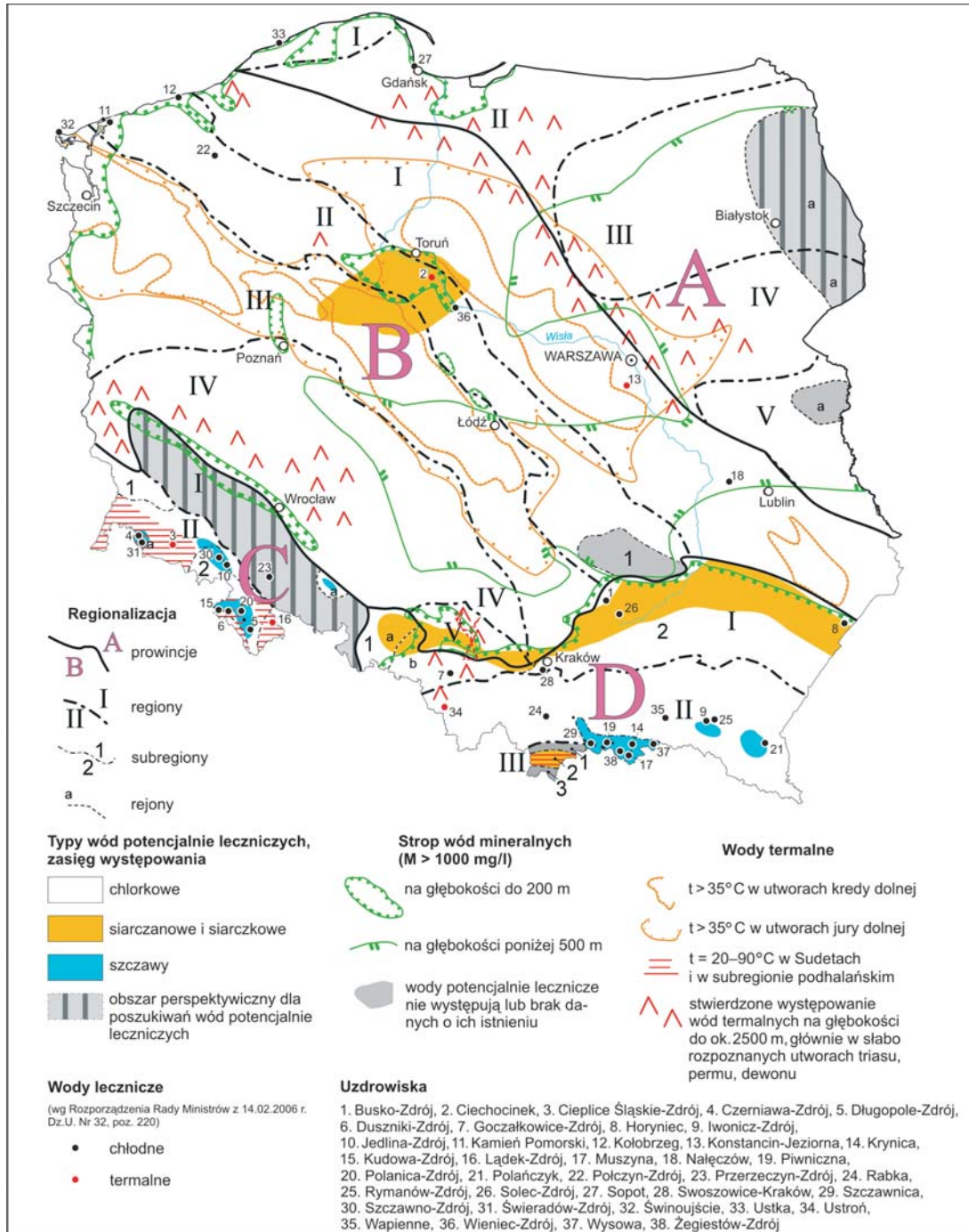
Różnorodność wód zmineralizowanych i termalnych całej hydrosfery wymaga zastosowania, obok kryterium geostrukturnego, dodatkowych selekcjonerów, takich jak mineralizacja wody, jej temperatura i właściwości lecznicze. Wynikiem ich zastosowania jest podział na główne typy wód: kwasowęglowe i szczawy, siarczanowe i siarczkowe oraz chlorkowe.

Wody kwasowęglowe i szczawy, występujące jedynie w Sudetach i Karpatach, wskazują na celowość wydzielenia dwóch prowincji: sudeckiej i karpackiej. Wody siar-

czanowe i siarczkowe, dominujące obok wód chlorkowych w zapadlisku przedkarpackim, wymagają wyodrębnienia tego obszaru jako ważnego fragmentu prowincji karpackiej. Najpowszechniejszy typ wód chlorkowych, którego brak jedynie w Sudetach i lokalnie w prowincjach platformowych, nie stanowi istotnego czynnika regionalizacji wód leczniczych, ale ma znaczenie dla charakterystyki wód mineralnych i termalnych.

Istotną i zupełnie odmienną rolę w systematyce pełnią wody termalne wykorzystywane dla celów grzewczych, gdzie typ wody ma niższą rangę selekcyjną od jej mineralizacji i odnawialności. Jednostki, w których występują wody stosunkowo mało zmineralizowane (poniżej 3–5 g/dm<sup>3</sup>), współcześnie odnawialne, np. basen podhalański, Sudety i kreda dolna basenu łódzkiego, uznać należy za perspektywiczne dla celów grzewczych. Są to bowiem obszary, w których wydobycie wód termalnych może być prowadzone za pomocą pojedynczych otworów eksploatacyjnych, a więc stosunkowo tanio.

Uwzględniając wyżej przytoczone kryteria, podział wód zmineralizowanych i termalnych Polski, a także wód uznanych za lecznicze ilustruje figura 3.1 i tabela 3.1. Istotną cechą wyżej wymienionej regionalizacji jest włączenie do niego podziału hydrograficznego, wszędzie tam, gdzie zachodzi stwierdzona lub domniemana (duże prawdopodobieństwo) odnawialność wód zmineralizowanych i termalnych oraz zgodność zlewni podziemnych i powierzchniowych. Innym ważnym elementem podziału regionalnego, uwzględnionym w przeglądzie regionalnym, jest klasyfikacja stopnia izolacji struktur hydrogeologicznych (otwarte, częściowo otwarte, zakryte), a także ocena waloryzacyjna, dotycząca głównie wód leczniczych (wody wyjątkowo cenne, cenne, umiarkowanie cenne, pospolite), ale także przemysłowych wód termalnych (perspektywiczne, dostępne).



### 3.1. Wody lecznicze i potencjalnie lecznicze (wg J. Dowgiałły, B. Paczyńskiego, 2002)

Tabela 3.1

## Podział regionalny wód potencjalnie leczniczych prowincji karpackiej i sudeckiej w nawiązaniu do zlewni powierzchniowych

Prowincja	Region	Subregion (miejscowości występowania wód uznanych za lecznicze, dla których nie określono systemów hydrogeologicznych)	Systemy hydrogeologiczne możliwe do wydzielenia (miejscowości, w których wody podziemne zostały uznane za lecznicze)	Główne typy wód leczniczych	
Karpacka	Karpat wewnętrznych	Tatry i Podhale	tatrzańsko-podhalański	termalne, siarczkowe	
	Karpat zewnętrznych	dorzecze Popradu (Muszyna, Piwniczna, Powroźnik)	dorzecze górnej Wisły		chlorkowe
			zlewnia potoku Muszynianka (Tylicz)	szczawy i wody kwasowęglowe	
			zlewnia potoku Kryniczanka (Krynica)		
			zlewnia potoku Szczawnik (Szczawnik, Złockie)		
			zlewnia potoku Szczawnego (Żegiestów-Zdrój)		
			zlewnia potoku Milik (Milik)		
			zlewnia potoku Głębozanka (Głębokie)		
			zlewnia potoku Łomniczanka (Łomnica-Zdrój)		
		zlewnia potoku Wierchomlanka (Wierchomlanka)			
		dorzecze Dunajca (Szczawa, Szczawnica, Krościenko n. Dunajcem)			
	dorzecze Raby (Rabka)		chlorkowe, kwasowęglowe, siarczkowe		
	dorzecze Wisłoki (Wysowa, Wapienne)		chlorkowe, kwasowęglowe		
	dorzecze Sanu (Polańczyk)		kwasowęglowe		
	zapadliska przedkarpackiego	dorzecze Sanu (Horyniec)		siarczkowe	
		dorzecze Wisły (Latoszyn)		siarczanowe	
		dorzecze Wisły (Busko-Zdrój, Solec-Zdrój)		chlorkowe	
dorzecze Wisły (Dębowiec, Goczałkowice-Zdrój, Jaworze Dolne, Kraków-Mateczny, Krzeszowice, Swoszowice, Zabłocie)			chlorkowe, siarczanowe		
Sudecka	Sudetów	dorzecze Nysy Kłodzkiej (Długopole-Zdrój, Szczawina, Duszniki-Zdrój, Polanica-Zdrój)	zlewnia Białej Łądeckiej (Łądek-Zdrój)	termalne	
		dorzecze Łaby	zlewnia potoku kudowskiego (Kudowa-Zdrój)	kwasowęglowe	
			zlewnia potoku Dańczówka (Jeleniów)		
		dorzecze Bystrzycy (Jedlina-Zdrój)	zlewnia potoku Szczawnik (Szczawno-Zdrój)		
		dorzecze Ślęży (Przerzeczyn-Zdrój)		siarczkowe	
		dorzecze Kaczawy (Stare Rochowice)		wodorowęglanowe	
		dorzecze Bobru	karkonosko-jeleniogórski (Cieplice Śląskie-Zdrój)	termalne, fluorkowe	
	dorzecze Kwisy	izerski (Świeradów-Zdrój, Czarniawa-Zdrój)	wodorowęglanowe, radonowe		
bloku przed-sudeckiego	dorzecze Odry (Grabin)	system niemożliwy do wydzielenia	system niemożliwy do wydzielenia		

### 3.3. Prowincja platformy prekambryjskiej

Podłoże krystaliczne, wchodzące w skład platformy prekambryjskiej (wschodnioeuropejskiej) na obszarze Polski (fig. 3.1, prowincja A), występuje na głębokościach od 200 do 3500 m, a jego nadkład paleozoiczny i mezozoiczny pozbawiony jest często różnych ogniw i cienieje ku północnemu wschodowi. W obrębie wyniesienia mazursko-suwalskiego brak w ogóle osadów paleozoicznych, a mezozoik ogranicza się do kredy górnej, podczas gdy kreda dolna pojawia się tylko w zachodniej części wyniesienia.

Wody zmineralizowane w pokrywie osadowej paleozoiku należą bez wyjątku do chlorkowych, a mineralizacja ich zależy niemal wyłącznie od głębokości występowania i stopnia odizolowania od powierzchni przez utwory nadległe (także czwartorzędowe). Wody o wysokiej mineralizacji (10–50 g/dm<sup>3</sup>) w utworach mezozoicznych spotyka się w obrębie obniżenia perybaltyckiego, gdzie

za ich zasolenie odpowiedzialne są serie ewaporacyjne cechsztynu. W osiowej partii tego obniżenia mineralizacja wód w cechszynie osiąga 200–300 g/dm<sup>3</sup>.

Pod względem tektonicznym do platformy wschodnioeuropejskiej należy synklinorium brzeżne z jego odcinkami: pomorskim, warszawskim i lubelskim. Jednakże ze względu na miąższość i wykształcenie serii fanerozoicznych warunki występowania wód zmineralizowanych są tu bardziej zbliżone do panujących w obrębie platformy zachodnioeuropejskiej. Na szczególne podkreślenie zasługują tu osady cechsztynu, odgrywające istotną rolę w mineralizacji wód podziemnych mezozoiku. Należy też zaznaczyć obecność miąższych osadów karbonu i dewonu w odcinku lubelskim synklinorium brzeżnego i obecność w tych seriach wód często o wysokiej mineralizacji chlorkowo-sodowej, a także chlorkowo-sodowo-wapniowej.

### 3.4. Prowincja platformy paleozoicznej

Do platformy paleozoicznej (zachodnioeuropejskiej) na terytorium Polski (fig. 3.1, prowincja B) zaliczany jest obszar położony na południowy zachód od linii Teisseyre'a-Tornquista, według niektórych badaczy od strefy TESZ (*Trans-European Suture Zone*), stanowiącej umowną granicę między obiema platformami i przebiegającej na ogół w obrębie poszczególnych odcinków synklinorium brzeżnego. Jak już wspomniano, warunki występowania wód zmineralizowanych w obrębie tego synklinorium sugerują zaliczenie go w całości do platformy zachodnioeuropejskiej.

Z punktu widzenia występowania i rozprzestrzenienia utworów mezozoicznych i paleozoicznych platforma paleozoiczna na terenie Polski stanowi jednostkę stosunkowo jednolitą, obejmującą synklinorium brzeżne, znaczną część antyklinorium środkowopolskiego, synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskie, a także znaczną

część monokliny przedsudeckiej i śląsko-krakowskiej. Zalicza się do niej także warwyscyjskie zapadlisko górnośląskie. Jej obszar graniczy od południa z zapadliskiem przedkarpackim, od południowego zachodu z blokiem przedsudeckim, zaś ku zachodowi przedłuża się poza granice Polski.

Łączna miąższość utworów fanerozoicznych osiąga w niektórych partiach tej prowincji (np. w obrębie antyklinorium środkowopolskiego) ponad 9000 m. Cechą charakterystyczną jest tu obecność miąższych serii salinarnych cechsztynu tworzących – w szczególności na obszarze odcinka pomorskiego i kujawskiego antyklinorium środkowopolskiego oraz odcinka szczecińskiego synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskiego – struktury solne w postaci diapirów, często przebijających nadległe osady mezozoiczne. Struktury te nie pozostają bez wpływu na skład chemiczny wód w osadach mezozoicznych,

a często także kenozoicznych. Ługowanie struktur solnych w strefach, gdzie możliwy jest kontakt z nimi współczesnych lub starszych wód pochodzących z infiltracji opadów atmosferycznych, jest przyczyną mineralizacji chlorkowo-sodowej wód podziemnych. Nie jest to jednak przyczyna jedyna. Oprócz lokalnych procesów ługowania struktur solnych możemy tu mieć także do czynienia z reliktowymi ługami, stanowiącymi pozostałość zawartości cechszyńskich i – w mniejszym stopniu – triasowych zbiorników wodnych, po wytrąceniu się w nich osadów chemicznych. Nie można też wykluczyć obecności w seriach mezozoicznych reliktowych wód morskich, syngenetycznych z tymi seriami (wody sedymentacyjne) lub też epigenetycznych, tj. takich, które infiltrowały w te serie już po ich konsolidacji w okresach kolejnych transgresji morskich (J. Dowgiałło, 1971, 1988).

Skomplikowane warunki hydrodynamiczne oraz tektonika uskokowa są w wielu miejscach przyczynami ascencji zmineralizowanych wód chlorkowych, które niekiedy pojawiają się na powierzchni lub w jej pobliżu. Zjawisko to opisano m.in. z okolic Łęczycy (J. Samsonowicz, 1928b), Pomorza Zachodniego (J. Dowgiałło, 1965) i zachodniej części warszawskiego odcinka synklinorium brzeźnego (A. Macioszczykowa, 1979). Naturalne źródła solanek stanowiły nierzadko podstawę surowcową produkcji soli kuchennej nie tylko w średniowieczu (Kołobrzeg), lecz także w czasach nowożytnych (Kujawy, okolice Łęczycy).

Znacznie mniej od wód chlorkowych rozpowszechnione są w obrębie platformy zachodnioeuropejskiej wody siarczanowe i siarczanowo-siarczkowe. Ich obecność wiąże się z występowaniem gipsów i anhidrytów podlegających w sprzyjających warunkach (kontakt z materią organiczną) redukcji bakteryjnej. W południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej wody takie występują w utworach triasu, na Kujawach eksploatowane są z malmu górnego (Wieniec-Zdrój), zaś na monoklinie śląsko-krakowskiej napotyka się je w miocenie.

Zmineralizowane wody chlorkowo-sodowe, na większych głębokościach często termalne, występują na platformie paleozoicznej w setkach wierceń. Jedynie w nielicznych miejscowościach zostały uznane za lecznicze (mineralne lub mineralne-swoiste). Szczegółowe omówienie występowania i wykorzystania wód leczniczych omawianej tu prowincji znajduje się w rozdziale 5 tego tomu. Omówiono tam także punkty, w których woda termalna wykorzystywana jest obecnie dla celów ciepłowniczych lub gdzie takie jej wykorzystanie jest przewidziane w niedalekiej przyszłości. W tym miejscu trzeba podkreślić, że w porównaniu z platformą prekambryjską warunki ujmowania użytkowych wód termalnych w obrębie platformy paleozoicznej są na ogół bez porównania korzystniejsze. Dotyczy to w szczególności utworów mezozoicznych (jura i kreda).

### 3.5. Prowincja sudecka

Znajdująca się na terenie Polski część Sudetów wraz z położonym na północny wschód od tego pasma górskiego blokiem przedsudeckim (fig. 3.1, prowincja C) stanowią – z punktu widzenia występowania wód zmineralizowanych i swoistych – jedną prowincję, która w sposób wyraźny dzieli się na regiony: sudecki i bloku przedsudeckiego. Rozdziela je sudecki uskok brzeźny o kierunku NW–SE, wzdłuż którego w wyniku alpejskich ruchów tektonicznych wydzwignięty został górotwór sudecki. Cechą odróżniającą oba regiony jest obecność w obrębie bloku przedsudeckiego miąższych osadów młodszego

kenozoiku, które w Sudetach pojawiają się jedynie sporadycznie. Kompleksy metamorficznych skał prekambryjskich i wczesnopaleozoicznych, jak również waryscyjskie intruzje (przeważnie skał kwaśnych), znajdują często przedłużenie na bloku przedsudeckim, gdzie na ogół są ukryte pod osadami kenozoiku i miejscami kredy. Na blok przedsudecki przedłużają się także niektóre – ważne z punktu widzenia warunków krążenia wód podziemnych i migracji dwutlenku węgla – struktury dysjunktywne. Po obu stronach sudeckiego uskoku brzeźnego występują przejawy neogeńskiego wulkanizmu zasadowego.

Charakterystycznym dla prowincji sudeckiej typem wód zmineralizowanych są wody wodorowęglanowe o różnym składzie kationowym, przesycone dwutlenkiem węgla (szczawy). Występują one zarówno w Sudetach, jak i w obrębie bloku przedsudeckiego. Dwutlenek węgla jest głównym czynnikiem powodującym podwyższoną mineralizację tych wód, wpływając na intensyfikację ich wzajemnego oddziaływania z zawierającymi je skałami, przeważnie metamorficznymi i magmowymi, rzadziej osadowymi. Kwestia pochodzenia tego gazu nie została dotychczas rozstrzygnięta. Być może jego źródłem jest górny płaszcz Ziemi. Inną możliwością jego genezy jest termiczny rozkład skał węglanowych obecnych w kompleksach metamorficznych proterozoiku i starszego paleozoiku (J. Dowgiałło, 1978). Nie można również wykluczyć, że jest on częściowo pochodzenia atmosferycznego, a także, że wszystkie te trzy typy genetyczne biorą w różnych proporcjach udział w mieszaninach tworzących sudecki dwutlenek węgla. Niewątpliwie kluczową rolę w jego transporcie ze znacznych głębokości

i nasycaaniu wód podziemnych płytkiego krążenia odgrywają dyslokacje nieciągłe, będące jednym z charakterystycznych elementów budowy geologicznej Sudetów.

Szczawy, z których część uznano za wody lecznicze, a także wody kwasowęglowe, występują w postaci źródeł i ujmowane są wierceniami w licznych miejscowościach Sudetów Środkowych i Zachodnich. Odkryto je także na bloku przedsudeckim (wiercenie w Grabinie). Ich szczegółowe omówienie znajduje się w dalszych rozdziałach tego tomu.

Wody termalne występujące w prowincji sudeckiej w postaci źródeł (Kotlina Jeleniogórska – Cieplice Śląskie-Zdrój, Góry Złote – Łądek-Zdrój) i nawiercone (Góry Bystrzyckie – Duszniki-Zdrój, synklinorium śród-sudeckie – Krosnowice, blok przedsudecki – Grabin) zawdzięczają temperaturę raczej głębokiemu krążeniu wód podziemnych i ich geotermicznemu ogrzewaniu w obszarach o znacznych deniwelacjach terenu, niż gęstości ziemskiego strumienia ciepłego, która rzadko przekracza wartości przeciętne.

## 3.6. Prowincja karpacka

### 3.6.1. Region zapadliska przedkarpackiego

#### Uwagi ogólne

Jako podstawę wyznaczenia północnej granicy prowincji karpackiej (fig. 3.1, prowincja D) przyjęto zasięg występowania środkowomiocenijskich (badeńskich) osadów chemicznych, a więc serii zawierających gipsy, anhydryty, a także sól kamienną. Z utworami tymi związane jest tworzenie się charakterystycznych dla nich wód siarczanowo-wapniowych, siarczkowych i chlorkowo-siarczanowo-wapniowych, a także słabozmineralizowanych swoistych wód siarczkowych. Południową granicę prowincji stanowi w zasadzie brzeg Karpat fliszowych, chociaż zagadnienie to staje się dyskusyjne tam, gdzie flisz nasunięty jest na osady badenu (np. w jednostce zgłobic-

kiej). Jeszcze trudniej jest rozstrzygnąć – przyjmując za niektórymi autorami – że ku południowi osady badenu mogą, pod nasuniętymi na nie utworami fliszowymi, sięgać nawet w pobliże pienińskiego pasa skałkowego (J. Dowgiałło, A. Sławiński, 1978).

Wody siarczkowe prowincji karpackiej tworzą się w wyniku rozpuszczania się siarkowodoru powstającego w rezultacie bakteryjnej redukcji minerałów siarczanowych w obecności materii organicznej. Efektem takiej redukcji jest także powstawanie złóż siarki rodzimej (np. w rejonie Tarnobrzega). Procesy te zachodzą także współcześnie przy udziale węglowodorów gazowych migrujących z głębszego podłoża. Częsty w zmineralizowanych wodach siarczanowych jest znaczny udział jonu



chlorkowego. Jego pochodzenie może być związane zarówno z ługowaniem mioceńskich osadów salinarnych, jak i z obecnością reliktowych wód morskich, które mogą pochodzić z neogenu, ale także z serii starszych. Relikto-we, chlorkowo-sodowe wody morskie miocenu zostały zidentyfikowane izotopowo w zachodniej części omawianej prowincji, m.in. w Zabłociu i Dębowcu (J. Dowgiałło, 1973).

W południowej części zapadliska przedkarpackiego między Tarnowem a Przemyślem, a także pod nasunięciem karpackim w Beskidzie Śląskim, wśród wód zmineralizowanych napotykanym w wierceniach dominują zdecydowanie wody chlorkowe, często o wysokiej zawartości jodu. Ze względu na związek genetyczny tych wód z utworami miocenu, ten ostatni obszar należy zaliczyć do regionu zapadliska przedkarpackiego, chociaż orograficznie należy on do Karpat.

Wody lecznicze, eksploatowane w uzdrowiskach, wody uznane za lecznicze, ale z różnych powodów nieeksploatowane, oraz wody potencjalnie lecznicze, mogące w przyszłości stanowić źródło przemysłowych surowców chemicznych (np. jod), rozpoznane zostały w regionie zapadliska przedkarpackiego w trzech proponowanych do wydzielenia subregionach, krótko omówionych poniżej.

### **Subregion śląsko-krakowski**

Za lecznicze uznane zostały wody siarczanowe, siarczkowe eksploatowane w uzdrowisku Swoszowice (miocen) oraz chlorkowe, jodkowe użytkowane w uzdro-

wisku Goczałkowice-Zdrój (karbońskie podłoże mioce-nu). Miejscowości niebędące uzdrowiskami, w których wody występujące w miocenie uznano za lecznicze, to Dębowiec i Zabłocie (wody chlorkowe, jodkowe) oraz Krzeszowice i Kraków (Zakład Leczniczy Mateczny) – wody siarczanowo-chlorkowe i siarczkowe.

### **Subregion nidziańsko-lubaczowski**

Uznane za lecznicze wody chlorkowe, siarczkowe i jodkowe eksploatowane są w uzdrowiskach Busko-Zdrój i Solec-Zdrój z kredy górnej i malmu. Z miocenu pobierana jest dla celów leczniczych woda siarczkowa w uzdrowisku Horyniec, zaś z miocenu i malmu woda lecznicza siarczanowa, siarczkowa w Latoszynie, niebędącym uzdrowiskiem.

### **Subregion tarnowsko-przemyski**

W regionie tym napotkano w bardzo licznych otworach wiertniczych przemysłu naftowego zmineralizowane wody chlorkowe, jodkowe, niekiedy towarzyszące złożom gazu ziemnego. Żadna z nich nie została dotychczas uznana za leczniczą, choć wiele z nich spełnia wszystkie kryteria niezbędne do takiego uznania. Ich występowanie zostało stwierdzone w wielu miejscowościach, które ze względu na walory klimatyczne i krajobrazowe nadają się na uzdrowiska. Nigdzie też nie jest jeszcze prowadzona eksploatacja wód zmineralizowanych w celu uzyskania z nich surowców chemicznych.

## **3.6.2. Region Karpat zewnętrznych**

Polskie Karpaty fliszowe obfitują w wody zmineralizowane, często swoiste, wśród których za lecznicze uznano dotychczas wody mineralne-swoiste występujące w 28 miejscowościach. W części zachodniej regionu są to głównie wody chlorkowe, jodkowe, w części centralnej dominują szczawy, zaś w części wschodniej wody chlorkowo-wodorowęglanowe. To dość wyraźne, choć niepozbawione lokalnych wyjątków, regionalne zróżnicowanie typów chemicznych stało się podstawą proponowa-

nego wydzielenia trzech subregionów: śląsko-beskidzkiego, sądecko-gorlickiego i jasielsko-ustrzyckiego.

Charakterystyczna dla wód zmineralizowanych regionu Karpat zewnętrznych jest ich zróżnicowana geneza i występowanie zarówno w postaci monogenicznej, jak i tworzenie mieszanin poligenicznych (J. Dowgiałło, 1980). Do pierwszych należą płytkie wody infiltracyjne, występujące do głębokości 200 m, nasycone w strefach zaburzeń tektonicznych migrującym z większych głębokości dwutlen-

kiem węgla. Jak wykazały badania P. Leśniaka (1998) oraz P. Leśniaka i in. (1997), gaz ten występujący w wodach i suchych ekshalacjach subregionu sądecko-gorlickiego pochodzi w głównej mierze z rozkładu termicznego minerałów węglanowych, chociaż nie można wykluczyć, że jakaś jego część jest pochodzenia płaszczowego.

Do poligenicznych należą wody zawierające obok składowej infiltracyjnej także mniej lub bardziej obfite domieszki wód pochodzenia nieinfiltracyjnego. Mogą to być reliktove wody morskie, wody uwalniane z minerałów ilastych w procesach diagenety i/lub metamorfizmu, a miejscami także wody stanowiące produkt utleniania węglowodorów. W odróżnieniu od wód monogenicznych charakteryzują się zwykle wyższą mineralizacją, najczęściej typu chlorkowego i/lub wodorowęglanowego, a także wzbogaceniem w ciężkie izotopy tlenu i wodoru. Poligeniczny charakter wód zmineralizowanych w subregionie jasielsko-ustrzyckim wykazał ostatnio A. Porowski (2006).

### **Subregion śląsko-beskidzki**

Wody zmineralizowane występują tu zarówno w paleogeńskim fliszu płaszczowiny magurskiej (np. rejon Rabki) i śląskiej (Sól), jak i w utworach dewońskich nawierconych pod nasunięciem karpackim (Ustroń). Wody ujmowane we fliszu na głębokości 20–1800 m są typu Cl–Na, J o mineralizacji od 1,3 do 4,5%, przy większych głębokościach są to wody termalne (np. 38°C w Soli). Pochodząca z głębokości 1840 m woda termalna (ok. 30°C) w Ustroniu jest 13% Cl–Na–Ca, J.

### **Subregion sądecko-gorlicki**

Charakterystyczne dla omawianego subregionu jest występowanie szczyw wodorowęglanowych o różnym składzie kationowym, zarówno monogenicznych, jak i poligenicznych. Pierwsze, o mineralizacji od 0,1 do 1,5%, występują w źródłach i ujmowane są otworami z głębokości do 200 m, głównie w dorzeczu Popradu. W tym samym rejonie na większych głębokościach napotykaną są szczywy o mineralizacji powyżej 2%, noszące charakter wód poligenicznych (np. w Krynicy). Wody takie występują natomiast stosunkowo płytko poza rejonem popradzkim (np. Wysowa, Szczawnica, Szczawa).

### **Subregion jasielsko-ustrzycki**

Wody lecznicze chlorkowe i wodorowęglanowe, jodkowe, o mineralizacji 0,2–2,2% eksploatowane są dla celów leczniczych ze źródeł (Rymanów-Zdrój) i z odwiertów (Rymanów-Zdrój, Iwonicz-Zdrój i Polańczyk). Często zawierają metan, rzadziej dwutlenek węgla (Rymanów-Zdrój). Wody tego typu napotkano także w bardzo licznych wierceniach wykonanych przez przemysł naftowy przeważnie w strefach antyklinalnych fliszu paleogeńskiego i neogeńskiego (warstwy krośnieńskie) centralnej depresji karpackiej. Poza wymienionymi uzdrowiskami za lecznicze uznane zostały jedynie wody 1,9% HCO<sub>3</sub>–Cl–Na, J w Lubatówce k. Iwonicza-Zdroju. Temperatura solanki ujętej tu na głębokości nieco ponad 1000 m wynosi 24°C.

## **3.6.3. Region Karpat wewnętrznych**

Na obszarze Podhala znajduje się klasyczny basen artezyjski, w którym w utworach węglanowych eocenu i triasu na głębokościach 1000–3500 m występują zmineralizowane wody termalne eksploatowane dla celów grzewczych i rekreacyjnych. Wydajności samowypływów o temperaturze dochodzącej do 80–86°C sięgają 500 m<sup>3</sup>/h, a mineraliza-

cja wody (przeważnie HCO<sub>3</sub>–Cl–Na) utrzymuje się w granicach 0,1–0,25% (B. Kepińska, 2005).

Wody termalne Podhala stanowią kopalinę w rozumieniu prawa geologicznego i górniczego, natomiast w myśl tego prawa nie są wodami leczniczymi, ponieważ za takie nie zostały uznane formalnie.

## 4. Prowincja platformy prekambryjskiej

### 4.1. Wstęp

Wyniesiona część prekambryjskiego kratonu wschodnioeuropejskiego obejmuje podłoże kenozoiku północno-wschodniej części Polski począwszy od okolic Ustki na NW po okolice Tomaszowa Lubelskiego na SE. Od południowego zachodu graniczy ona z synklinorium brzeżnym, stanowiącym cechsztyńsko-mezozoiczne przegłębienie perykratoniczne (W. Pożaryski red., 1974). W skład platformy na terenie Polski wchodzi od północy: wyniesienie Łeby, obniżenie perybałtyckie, wyniesienie mazursko-suwańskie, obniżenie podlaskie, zrzęb Sławatycz i obniżenie nadbużańskie (J. Znosko red., 1998).

Jakkolwiek sytuacja tektoniczna synklinorium brzeżnego jest wciąż dyskutowana i niektórzy autorzy zaliczają je do platformy prekambryjskiej (J. Znosko red., 1998), to jednak z punktu widzenia występowania wód zmineralizowanych i termalnych oraz czynników kształtujących charakterystykę tych wód należy uznać, że ma ona więcej wspólnego z epiwarwaryjską platformą Polski południowo-zachodniej. Osady permu, w szczególności cechsztynu, mają tu znaczną, choć malejącą ku północnemu wschodowi miąższość. Rzadkie i słabo zaznaczone są też przejawy tektoniki solnej. Do najbardziej na wschód wysuniętych można zapewne zaliczyć ciąg antyklin Pułtuska, Natalina i Tłuszcz (W. Pożaryski red., 1974). Jednakże głębokie dyslokacje, w szczególności podłużne o kierunku NW–SE, charakterystyczne dla południowo-zachodniej części synklinorium brzeżnego na odcinkach pomorskim i warszawskim mają niewątpliwie wpływ na migrację wód podziemnych. Mogą one także stanowić drogi ascencji roztworów zmineralizowanych obserwowanej w części zachodniej niecki mazowieckiej (A. Macioszczykowska, 1979).

Biorąc pod uwagę powyższe przesłanki, a także stanowisko R. Dadleza red. (1998), występowanie wód zmineralizowanych i termalnych w synklinorium brzeżnym omówiono w rozdziale poświęconym epiwarwaryjskiej platformie zachodnioeuropejskiej. Są one pod każdym względem bardziej związane z osadami i tektoniką tej jednostki, niż z kratonem wschodnioeuropejskim.

Jak już wspomniano w rozdziale 2.3, północno-wschodnia część Polski charakteryzuje się stosunkowo niską gęstością ziemskiego strumienia ciepłego, która nie przekracza tu  $60 \text{ mW/m}^2$ , zaś na wielu obszarach, jak wyniesienie mazursko-suwańskie, wynosi  $40 \text{ mW/m}^2$ , a nawet mniej (J. Szewczyk, 2004). W porównaniu z obszarem platformy zachodnioeuropejskiej część ta może być określana jako „chłodna” i nierokująca większych nadziei na uzyskanie wód termalnych mających znaczenie dla energetyki cieplnej. Brak tu także miąższych serii wodonośnych, porównywalnych z utworami liasu i kredy dolnej w Polsce południowo-zachodniej, gdzie stosunkowo niskie temperatury wód podziemnych w tych utworach mogą być kompensowane ich wysokimi ciśnieniami i nieporównywalnie wyższymi wydajnościami, możliwymi do uzyskania z otworów wiertniczych.

Pomimo tych niekorzystnych prognoz, należy podkreślić, że wody termalne w Polsce północno-wschodniej i wschodniej jednak występują, chociaż ich temperatury niewiele przekraczają  $20^\circ\text{C}$  – wartość uprawniającą do użycia takiego określenia. Dotyczy to utworów pstrego piaskowca obniżenia perybałtyckiego i częściowo wyniesienia Łeby, gdzie nie są dotychczas eksploatowane w uzdrowiskach, ale gdzie istnieją interesujące możliwości ich ujęcia i wykorzystania do celów leczniczych i rekreacyjnych.

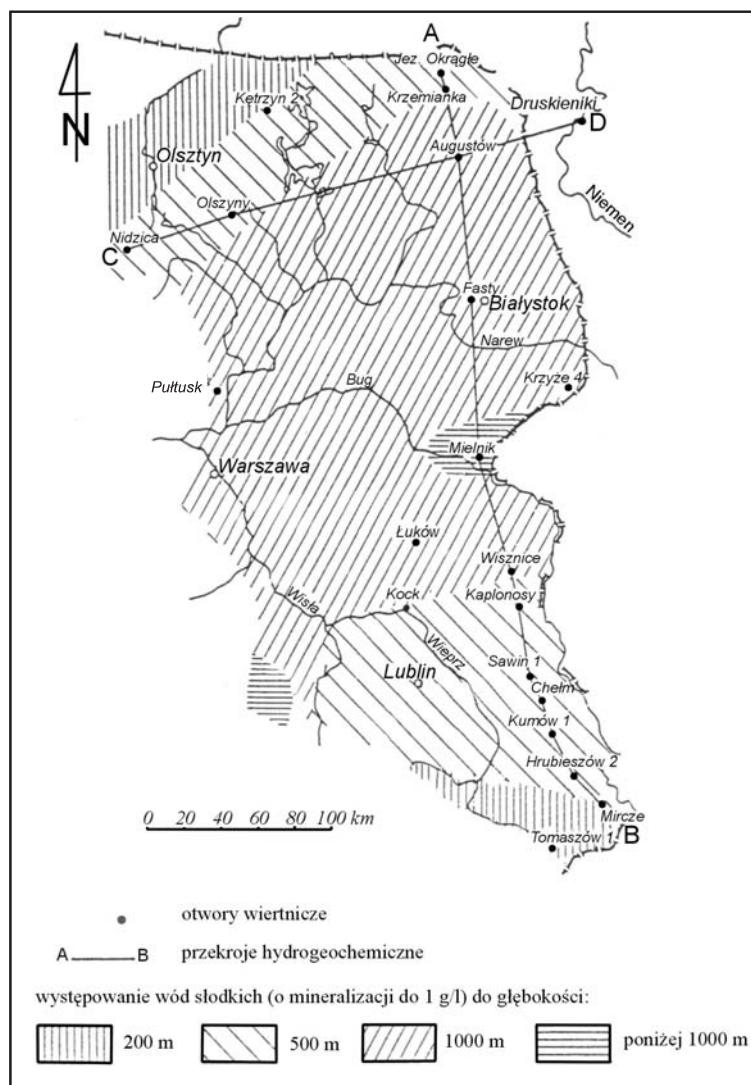
Przykłady zostaną omówione w części szczegółowej niniejszego rozdziału.

Za nieperspektywiczne pod względem możliwości ujęcia wód termalnych należy uznać obszary płytkiego występowania podłoża krystalicznego utworów prekambriu. Należy do nich przede wszystkim wyniesienie mazursko-suwalskie i zrab Sławatycz. Większe możliwości pod tym względem istnieją na obszarach obniżenia podlaskiego i nadbużańskiego.

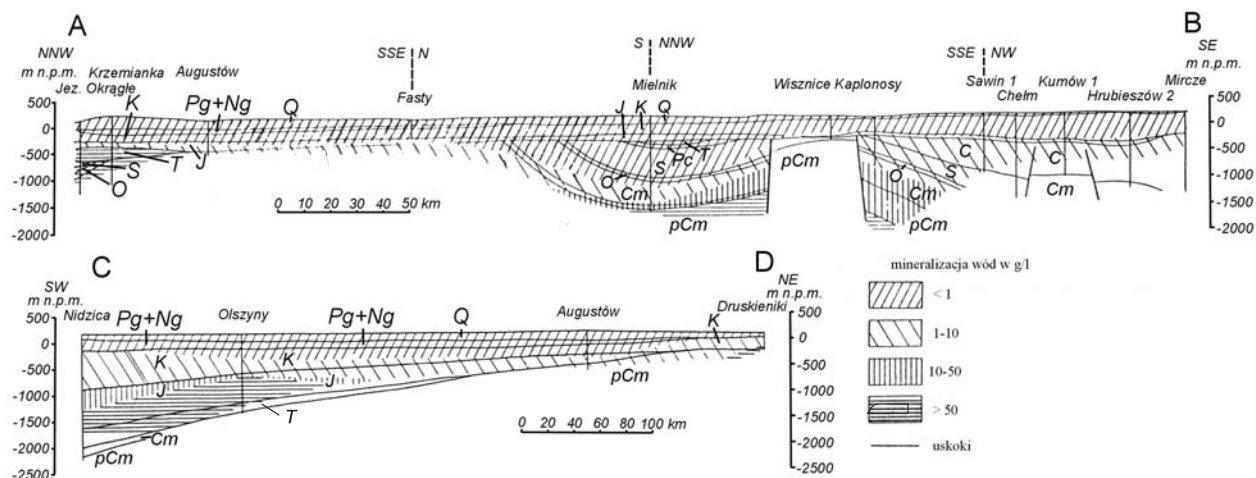
Wody mineralne (o mineralizacji wyższej niż  $1 \text{ g/dm}^3$ ) typu Cl-Na występują na całym omawianym obszarze na różnych głębokościach (H. Jarząbek-Gałązkowa, B. Wrotnowska, 1967; L. Bojarski, 1978). We wschodniej części obniżenia perybaltyckiego wynoszą one 200–500 m, na obszarze wyniesienia mazursko-suwalskiego i obniżenia podlaskiego ocenia się je na około 1000 m. Wyjątek stanowią okolice Mielnika nad Bugiem, gdzie wody te występują jeszcze w utworach kambru na głębokości około 1360 m, a wodę silnie zmineralizowaną ( $17 \text{ g/dm}^3$ ) napotkano dopiero w niższych ogniwach kambru na głębokości około 1600 m (H. Jarząbek-Gałązkowa, B. Wrotnowska, 1967). Na obszarze obniżenia nadbużańskiego wody mineralne pojawiają się na głębokości około 500 m (H. Jarząbek-Gałązkowa, B. Wrotnowska, 1967; A. Różkowski, Z. Wilk red., 1989) – figury 4.1 i 4.2.

Na obszarze platformy prekambryjskiej funkcjonuje na ogół prawidłowość dotycząca wzrostu mineralizacji wód podziemnych wraz z głębokością. Wyjątek stanowią niektóre strefy dyslokacyjne, gdzie można zaobserwować zjawisko inwersji hydrochemicznej. Bywa ono także związane z występowaniem cechsztyńskich soli kamiennych, jak ma to miejsce w obniżeniu perybaltyckim (L. Bojarski, 1978) – figury 4.1 i 4.2.

Występowanie w wodzie fluoru, w ilości powyżej  $1,5 \text{ mg/dm}^3$ , może stanowić podstawę do uznania jej za słodką wodę leczniczą (fluorkową). Rozległą anomalię fluorkową w wodach podziemnych kredy i lokalnie czwartorzędu na obszarze Żuław między Sobieszewem a Tczewem opisali B. Kozerski i in. (1987). Zawartość jonu fluorkowego w wodach kredy górnej zbliża się tu miejscami



**Fig. 4.1. Mapa głębokości występowania wód słodkich na obszarze platformy prekambryjskiej i południowej części synklinorium brzeźnego (wg H. Jarząbek-Gałązkowej, B. Wrotnowskiej, 1967)**



pCm – prekambr, Cm – kambry, O – ordowik, S – sylur, C – karbon, Pc – perm, T – trias, J – jura, K – kreda, Pg+Ng – paleogen i neogen, Q – czwartorzęd

**Fig. 4.2. Przekroje hydrogeochemiczne platformy wschodnioeuropejskiej (wg H. Jarząbek-Gałązkowej, B. Wrotnowskiej, 1967) – lokalizacja na figurze 4.1**

do  $6 \text{ mg/dm}^3$  (Mieściny). Stwierdzone w kąpielisku morskim w Sobieszewie stężenie jonu fluorkowego w wodzie podziemnej z czwartorzędu wynosi  $2 \text{ mg/dm}^3$ , co może

stanować dobrą podstawę do utworzenia tu w przyszłości ośrodka lecznictwa uzdrowskiego, opartego na wykorzystaniu wód fluorkowych i wody morskiej.

## 4.2. Szczegółowa charakterystyka występowania wód zmineralizowanych

### 4.2.1. Wody uznane za lecznicze

**Sopot** (fig. 5.1, punkt 7). Kąpielisko morskie nad Zatoką Gdańską wzbogaciło się w 1974 r. o ujęcie wody zmineralizowanej, uznanej następnie za leczniczą. W otworze Sopot IG 1 na głębokości 800–833 m w utworach pstręgo piaskowca obniżenia perybałtyckiego ujęto wodę typu Cl–Na, J o mineralizacji 4,4% i temperaturze  $16,5^\circ\text{C}$ . Wydajność samowypływu wynosi tu  $44 \text{ m}^3/\text{h}$ . Woda wykorzystywana jest w zakładzie przyrodolecznictwa.

**Ustka** (fig. 5.1, punkt 8). W kąpielisku morskim położonym w środkowej części Wybrzeża Słowińskiego

przy ujściu Słupi do Bałtyku wykonano w 1979 r. otwór Ustka IGH 1. Znajduje się on na NW skraju wyniesienia Łeby. Wodę mineralną ujęto na głębokości 680–706 m w piaskowcach i zlepieńcach permu dolnego. Jest to 3,3% woda Cl–Na, J, S o temperaturze  $21^\circ\text{C}$ . Jej zwierciadło statyczne stabilizowało się niemal równo z powierzchnią terenu (ok. 9 m n.p.m.). Wydajność eksploatacyjną otworu oceniono na około  $31,5 \text{ m}^3/\text{h}$ , przy depresji 17 m. Dotychczas woda ta nie została wykorzystana.

#### 4.2.2. Inne wody zmineralizowane i/lub termalne o potencjalnym zastosowaniu leczniczym

**Jastarnia.** Odwiercony tu w 1974 r. otwór Hel IG 1 znajduje się na Mierzei Helskiej, na rzędnej 1 m n.p.m. Wykonany w najdalej na NE wysuniętej części wyniesienia Łeby osiągnął głębokość 3520 m, przy czym ostatnie 35 m wiercono w gnejsach prekambru (A. Witkowski red., 1986). W utworach pstrego piaskowca występujących na głębokości 444–789 m wykonano perforacje rur w przelocie 560–528 m i przeprowadzono próbną eksploatację. Uzyskano samowypływ wody typu Cl–Na, J o mineralizacji 1,5%, której zwierciadło stabilizowało się na wysokości 12 m powyżej powierzchni terenu. Wydajność samowypływu wynosiła 6,5 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 9 m.

**Jantar, Krynica Morska, Pasłęk.** Wykonany w 1973 r. otwór Gdańsk IG 1 znajduje się u nasady Mierzei Wiślanej. Osiągnął on głębokość 3530 m, przy czym ostatnie 43 m głębiono w migmatytach prekambru (Z. Modliński red., 1989). Jednym z celów wiercenia było zbadanie solonośnych osadów cechsztynu obniżenia perybałtyckiego. Występowanie pstrego piaskowca stwierdzono na głębokości 872–1267 m, zaś perforację rur wykonano w przelocie 887–948 m. Wydajność samowypływu wyniosła 44 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 12 m. Zwierciadło wody ustabilizowało się na wysokości 14,5 m powyżej powierzchni terenu (rzędna ok. 16,5 m n.p.m.). Woda typu Cl–Na, J o mineralizacji 5% miała temperaturę 22°C.

Wodę zbliżonego typu stwierdzono także w utworach pstrego piaskowca środkowego w zlokalizowanym na Mierzei Wiślanej otworze Krynica Morska IG 1. Jej

zwierciadło ustabilizowało się około 40 m powyżej poziomu terenu (Z. Modliński red., 1989). Brak niestety informacji o temperaturze wody.

Występowanie wody zmineralizowanej stwierdzono także w otworze Pasłęk IG 1, wykonanym w 1961 r. w odległości 1 km na zachód od Pasłęka na wysokości 12 m n.p.m. (A. Szyperko-Śliwczyńska red., 1973). Wiercenie zostało zatrzymane na głębokości 2850 m w utworach kambru środkowego. Z triasu dolnego, występującego na głębokości 1090–1580 m (perforacja rur na głęb. 1100–1111 m), uzyskano silny przypyływ wody zmineralizowanej w ilości 10,8 m<sup>3</sup>/h, której zwierciadło ustabilizowało się około 20 m powyżej powierzchni terenu. Była to woda typu Cl–Na o mineralizacji około 6%. Brak informacji o jej temperaturze i zawartości jonu jodkowego.

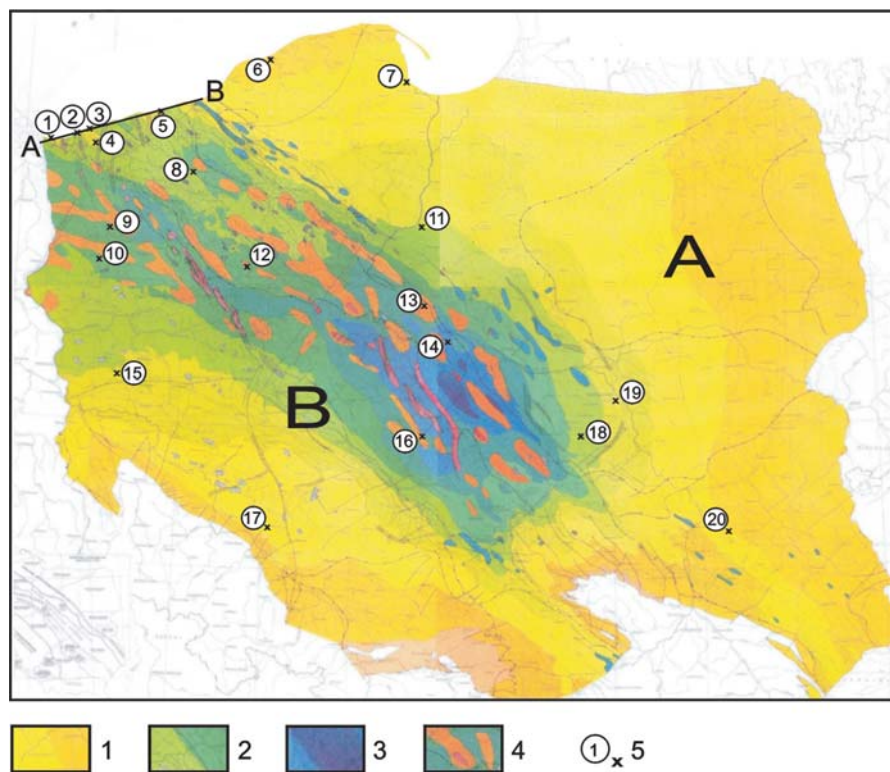
**Bartoszyce, Gołdap.** W północno-wschodniej części obniżenia perybałtyckiego stwierdzono występowanie wód zmineralizowanych w szeregu głębokich otworów wiertniczych (J. Bojarska, L. Bojarski, 1968; W. Górecki red., 1990, 2006a). W otworze Bartoszyce IG 1 (47 m n.p.m.) uzyskano z utworów liasu występujących na głębokości 695–620 m (przy perforacji rur na głębokości 732–742 m) samowypływ wody typu Cl–Na o mineralizacji 1,1%. Otwór Gołdap IG 1 zlokalizowany na rzędnej 132 m n.p.m. dostarczył z liasu, występującego na głębokości 635–670 m, i z górnego odcinka triasu dolnego wodę typu Cl–Na, której zwierciadło ustabilizowało się 70 m poniżej powierzchni terenu.

## 5. Prowincja platformy paleozoicznej

### 5.1. Zagadnienia ogólne

Omawiany obszar obejmuje jednostki tektoniczne platformy zachodnioeuropejskiej budujące podłoże utworów kenozoicznych północno-zachodniej części Nizy Polskiego (fig. 5.1 – B). Na południowy zachód od niego znajduje się blok przedsudecki, a na północny wschód – linia Teis-

seyre'a-Tornquista, stanowiąca umowną granicę między platformami zachodnio- i wschodnioeuropejską (fig. 5.1 – A). Od południa obszar ten graniczy z waryscyjskim zapadliskiem orogenicznym Górnego Śląska, które stanowi część platformy paleozoicznej, ale ze względu na specyfi-



**Fig. 5.1. Wody uznane za lecznicze oraz wody termalne wykorzystywane na obszarach platformowych Nizy Polskiego na tle mapy tektonicznej R. Dadleza i in. (1998)**

A – platforma prekambryjska (wschodnioeuropejska), B – platforma paleozoiczna (zachodnioeuropejska); 1 – paleogen i neogen; 2 – kreda; 3 – jura; 4 – struktury solne cechsztynu (barwą czerwoną oznaczono struktury solne przebijające mezozoik częściowo lub w całości); 5 – punkty wykorzystania wód leczniczych i termalnych, numer podany w tekście

kę budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych zostało omówione przez A. Rózkowskiego (rozdział 5.2.1). Od południa granicą platformy zachodnioeuropejskiej jest zapadlisko przedkarpackie.

Jednostki tektoniczne platformy zachodnioeuropejskiej przedłużają się poza granicę państwową na zachodzie i poza wybrzeże Bałtyku na północy. Są to od południowego zachodu: monoklina przedsudecka i śląsko-krakowska, synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskie z odcinkami (synklinoriami): szczecińskim, mogileńsko-łódzkim i miechowskim, antyklinorium środkowopolskie z odcinkami (antyklinoriami): pomorskim, kujawskim i świętokrzyskim oraz synklinorium

brzeżne z odcinkami (synklinoriami): pomorskim, warszawskim i lubelskim. W obrębie synklinorium brzeżnego znajduje się strefa TESZ (*Trans-European Suture Zone*) stanowiąca (w szerokim sensie) granicę między platformą paleozoiczną i prekambryjskim kratonem wschodnioeuropejskim.

Utwory staropaleozoiczne omawianego obszaru występują na znacznych głębokościach z wyjątkiem antyklinorium świętokrzyskiego i zapadliska górnośląskiego. W obrębie pierwszej z tych struktur nie stwierdzono dotychczas występowania w starszym paleozoiku wód zmineralizowanych.

### 5.1.1. Wody zmineralizowane

Wody zmineralizowane głównie typu Cl–Na występują praktycznie na całym omawianym obszarze, przy czym zawartość składników stałych waha się w nich od 0,1% (minimum dla wód określanych jako mineralne) do ilości typowej dla wód przesyconych o mineralizacji przekraczającej 30% i charakteryzujących się często składem chemicznym typu Cl–Na–Ca. Wielką rozpiętość ma też ich zasięg głębokościowy. W wielu miejscach pojawiają się na powierzchni, podczas gdy lokalnie można na nie trafić dopiero od głębokości 1000 m. Wpływ iniekcji morskich na zasolenie płytkich wód podziemnych na wybrzeżu Bałtyku podkreślili K. Burzyński i in. (1999).

Powierzchniowe występowanie wód zasolonych, w szczególności na Kujawach, ziemi łęczyckiej, w Wielkopolsce i na Pomorzu, znane było co najmniej od wczesnego średniowiecza, a oparte na nich warzelnie produkowały sól często na znaczną skalę (Kołobrzeg). Poszukiwania soli prowadzone początkowo w pobliżu wystąpień tych wód dały asumpt do wykonywania coraz głębszych wierceń, z których niektóre doprowadziły do odkrycia wyśaldów solnych i rozwoju związanego z nimi kopalnictwa soli, jak np. w Inowrocławiu (E. Windakiewicz (1926/1927).

Około połowy XIX w. rozpoczął się rozwój lecznictwa opartego na solankach. Zaczęły one być wykorzystywane

w kąpieliskach nadmorskich, jak Kołobrzeg czy Świnoujście, a także w miejscach od morza oddalonych, jak Ciechocinek.

Literatura dotycząca występowania i wykorzystania zasolonych wód podziemnych jest ogromna. Pierwsze publikacje poruszające tę problematykę pojawiają się w początku XVIII w. G. Rzączyński (1742) wspomina o wodach słonych znanych w okolicach Koła, w Słoniewach koło Szubina „...gdzie przez odgotowanie otrzymuje się sól...”, a także w Barcinie. G. Denso (1748) pisze o występowaniu wód zasolonych w okolicach Kamienia Pomorskiego. W drugiej połowie XVIII w. pojawiają się liczne prace dotyczące zasolenia wód na Pomorzu Zachodnim. Omówił je szczegółowo J. Dowgiałło (1965). Wśród autorów piszących na temat występowania i wykorzystania solanek na Kujawach, w ziemi łęczyckiej i w Wielkopolsce w XIX w. należy wymienić S. Staszica (1815), G.G. Puscha (1836) oraz J. Samsonowicza (1928a). G.G. Pusch (*op. cit.*) zwraca uwagę na pasmo wycieków wody zasolonej przebiegające w przybliżeniu południkowo od Paręczewa na południe od Łęczycy poprzez Lubraniec, Kowal i inne miejscowości aż po okolicę Raciążka, Ciechocinka i Torunia. Wymienia też szereg punktów, w których warzono sól. Informuje ponadto



o powierzchniowym i płytkim występowaniu wód zasolonych w rejonach Obornik i Pyzdr w Wielkopolsce. Informacje te zostały potwierdzone w nowszej literaturze (A. S. Kleczkowski, 1966), a w przypadku Wielkopolski rozszerzone na okolice Stęszewa i Kościana (J. Górski, 1989).

Wiek XX, a w szczególności jego druga połowa, był okresem intensywnego rozpoznania kraju z zastosowaniem badań geofizycznych i głębokich otworów wiertniczych. Prace te pozwoliły zgromadzić ogromny materiał na temat wód zmineralizowanych i termalnych omawianego obszaru, owocujący bardzo licznymi publikacjami. Wśród nich szczególną rolę odgrywają opracowania syntetyczne, jak mapy i atlasy. Można tu wymienić prace takich autorów jak: A. S. Kleczkowski (1966), J. Dowgiałło red. (1974), S. Turek red. (1977), W. Górecki red. (1995), L. Bojarski red. (1996) oraz B. Paczyński i Z. Płochniewski (1996). Pierwszym syntetycznym opracowaniem regionalnym zasolenia wód podziemnych jest praca T. Agopsowicz i Z. Pazdry (1964). Wśród późniejszych znajdują się m.in. prace J. Dowgiałły (1969a), W. Weila (1981) oraz L. Bojarskiego i A. Sadurskiego (2000).

Pomimo dobrego rozpoznania wód zmineralizowanych występujących w utworach kenozoicznych oraz w kompleksie cechsztyńsko-mezozoicznym platformy zachodnioeuropejskiej, istnieje szereg problemów oczekujących na rozwiązanie. Wśród nich trzeba wymienić zagadnienie genezy wód szczególnie o wysokiej mineralizacji oraz problem wysokich ciśnień, pod jakimi się niekiedy znajdują i które nie zawsze można wytłumaczyć ciśnieniem słupa wód infiltrujących w obszarach morfologicznie wyniesionych. Próby wyjaśnienia pierwszego z tych zagadnień, uwzględniające m.in. wyniki oznaczeń

izotopowych w wodzie i jej składnikach oraz oznaczenia gazów szlachetnych, nie doprowadziły jak dotychczas do jednoznacznego rozstrzygnięcia. Najprawdopodobniej jednak mamy tu do czynienia z roztworami poligenetycznymi, w skład których wchodzi reliktywne wody morskie oraz wody infiltracyjne różnych okresów, w tym także przedczwartorzędowych.

Zagadnienie ciśnień powodujących samowypływy wód zmineralizowanych w wierceniach lub powstawanie naturalnych wysięków tych wód dla znacznych obszarów może być wyjaśnione hipsometrią stref zasilania. Dotyczy to np. Pomorza między Bałtykiem a doliną Noteci, o czym będzie mowa w części szczegółowej. Ascenzja wód zasolonych z mezozoiku do kenozoiku (por. np. A. Macioszczykowa, 1979) i sporadyczne pojawianie się ich na powierzchni są niewątpliwie w dużej liczbie przypadków spowodowane naporem hydraulicznym wód w obszarach infiltracji. W niektórych rejonach takie wyjaśnienie nie jest jednak do końca przekonujące, ponieważ nie łatwo znaleźć strefy infiltracji położone wystarczająco wysoko. Wyższe od hydrostatycznych ciśnienia pojawiają się przede wszystkim w utworach permu (L. Bojarski i in., 1977), co się wiąże m.in. z występowaniem wód w strukturach zamkniętych i brakiem ich odnawialności. Nie dotyczy to jednak wód w młodszym mezozoiku, w których zjawisko ciśnień wyższych od hydrostatycznych także występuje, choć jest rzadkie. Tam, gdzie ascenzja zasolenia jest trudna do wytłumaczenia czynnikami hydrodynamicznymi, trzeba szukać innych przyczyn. Jedną z nich może być dyfuzyjny transport rozpuszczonych składników wody podziemnej w niektórych strefach nieciągłości tektonicznych przewodzących wodę.

### 5.1.2. Wody termalne

Omawiana w niniejszym rozdziale „ciepła” część Niżu Polskiego jest pod względem gęstości ziemskiego strumienia cieplnego ( $Q$ ) uprzywilejowana w stosunku do „chłodnej” części północno-wschodniej. Za granicę między tymi obszarami można przyjąć izaryt-

mę  $Q = 65 \text{ mW/m}^2$ . Przebiega ona od wyniesienia Łeby ku SW, wchodząc na obszar antyklinorium pomorskiego, i w przybliżeniu wzdłuż synklinorium brzeźnego i TESZ omija od wschodu Góry Świętokrzyskie (J. Szewczyk, 2004).

Na obszarze „ciepłym” na szczególną uwagę zasługuje przebieg izarytmy  $Q = 85 \text{ mW/m}^2$ . Ogranicza ona pas o kierunku zbliżonym do równoleżnikowego pomiędzy Słubicami, Gubinem i Żorami na zachodzie, ograniczony od północy równoleżnikami Gorzowa Wlkp. i Poznania, od południa zaś równoleżnikiem Wrocławia i Legnicy. W obrębie tego obszaru znajdują się trzy rekordowe dla Polski, choć dalekie od rekordów światowych, anomalie geotermiczne: Zielonej Góry, Leszna i Poznania. W obrębie ich umownego konturu, jaki stanowi izarytma  $Q = 95 \text{ mW/m}^2$ , znajdują się punkty, w których gęstość ziemskiego strumienia ciepłego przewyższa tę wartość.

Na pytanie, czy wartość  $Q$  decyduje o występowaniu na danym obszarze wód podziemnych o wysokiej temperaturze w ilościach pozwalających na ich opłacalne wykorzystanie do produkcji energii cieplnej, nie można odpowiedzieć jednoznacznie twierdząco. Wysoka wartość  $Q$  jest bowiem tylko jednym z ważnych czynników sprzyjających występowaniu takich wód. Ma ona wpływ na wysokość gradientu geotermicznego, decydującego o głębokości wierceń niezbędnej do uzyskania wód termalnych. Do innych ważnych czynników należy obecność miększych warstw wodonośnych o znacznej wodoprzepuszczalności. Jak wykazano w syntetycznym opracowaniu (W. Górecki red., 1995), istotne z punktu widzenia gospodarki zasoby energii cieplnej występują w wodach zbiorników dolnokredowych i liasowych w obrębie synklinorium szczecińskiego i mogileńsko-łódzkiego oraz brzeźnego, a więc poza strefami dodatnich anomalii gęstości ziemskiego strumienia ciepłego. Zasilanie tych zbiorników następuje m.in. na podkenozoicznych wychodniach kredy i liasu (np. W. Malicki, A. Szczepański, 1991).

Wspomniane wyżej anomalie Zielonej Góry, Leszna i Poznania znajdują się w całości lub częściowo (anomalie Poznania) na obszarze monokliny przedsudeckiej. Jednostka ta charakteryzuje się malejącą ku SW miąższością utworów mezozoicznych, a następnie ich brakiem, co nie sprzyja ani występowaniu znacznych ilo-

ści wody termalnej w porowatych seriach wodonośnych, ani też jej niskiej mineralizacji, pożądanej z punktu widzenia energetyki cieplnej. Wysoka mineralizacja tych wód wiąże się z rozpuszczaniem NaCl i  $\text{CaSO}_4$  obecnych w osadach cechsztynu i pstrego piaskowca. Sytuacja poprawia się w kierunku NE, czego przykładem są np. wyniki wierceń wykonanych w Koszutach koło Środy Wlkp.

Wody termalne (o temperaturze co najmniej  $20^\circ\text{C}$ ) można napotkać na omawianym obszarze w utworach mezozoiku pod warunkiem, że głębokość występowania tych utworów jest wystarczająco duża dla uzyskania przez wodę temperatur wynikających z gradientu geotermicznego. Zazwyczaj jest to głębokość zbliżona do 1000 m. Mniejsze głębokości występowania takich wód (np. Ozorków koło Łodzi) związane są z obecnością dyslokacji umożliwiających ich migrację ku powierzchni.

Szczególną rolę w dystrybucji gęstości ziemskiego strumienia ciepłego odgrywają liczne na omawianym obszarze struktury solne. W wyniku wysokiego przewodnictwa ciepłego soli, gęstość ta w pobliżu wysadów solnych jest lokalnie podwyższona, co wpływa na wzrost gradientów geotermicznych obserwowanych w wierceniach (W. Bujakowski red., 2003).

Optymistyczne prognozy, dotyczące możliwości wykorzystania wód termalnych w energetyce cieplnej, są niekiedy oparte na wątpliwych podstawach. Jak podkreśla J. Kapuściński (1997), o odnawialności zasobów energii geotermicznej możemy mówić jedynie w przypadku zachowania równowagi hydrodynamicznej między poborem wody a zasilaniem zbiornika. Szacunki zasobów energii, bazujące na zawartości wody w skale, oparte na geofizycznej ocenie porowatości (por. J. Sokołowski, 1993), są często zawyżone (S. Ostaficzuk, 1996). Zakłada się w nich nieograniczoną możliwość wydobycia tej wody bez uwzględnienia warunków przyrodniczych (odnawialność wód, odsączalność skał wodonośnych) czy technicznych (konieczność instalowania pomp głębinowych na znacznych niekiedy głębokościach).

## 5.2. Szczegółowa charakterystyka występowania wód zmineralizowanych

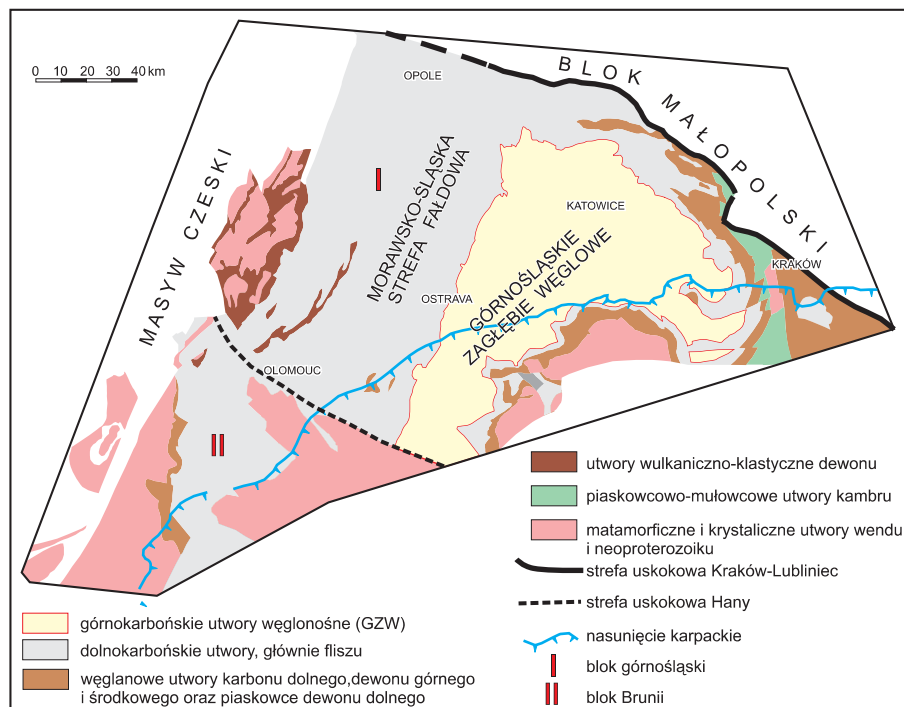
### 5.2.1. Zapadlisko górnośląskie

#### Zagadnienia ogólne

Waryscyjskie zapadlisko górnośląskie w ujęciu J. Znoski (1996) stanowi jedną z południowych struktur geologicznych platformy paleozoicznej. Mieści się w ramach skonsolidowanego prekambryjskiego podłoża masywu określonego przez A. Kotasa (1985) nazwą Brunii i Górnośląska, natomiast przez Z. Bułę i J. Żabę (2005) mianem Brunovistulicum. Masyw ten jest ograniczony od NE strefą uskokuwą Kraków–Lubliniec, od WNW masywem czeskim, zaś od południa perypienińską strefą uskokuwą (Z. Buła, J. Żaba, 2005). W ramach masywu Brunii i Górnośląska wydzieliła się morawsko-śląską strefą fałdową,

waryscyjskie zapadlisko Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz na południu wschodnie krystalicznego podłoża opisywanego masywu (fig. 5.2). Masyw podłoża krystalicznego dzieli się na dwa podstawowe bloki: blok górnośląski, położony głównie na terenie naszego kraju, i blok Brunii leżący na terenie Czech. Granica między blokami biegnie wzdłuż strefy uskokuwej Hany (fig. 5.2).

W bloku górnośląskim na utworach dolnego paleozoiku leżą utwory waryscyjskiego piętra strukturalnego, formujące się w zasięgu tworzącego się zapadliska przedgórskiego masywu czeskiego. Wykształcone są jako skały formacji dewońskiej, reprezentowane w części zacho-



**Fig. 5.2. Szkic geologiczny bloku Brunii-Górnośląska; sytuacja geologiczna uproszczona według A. Kotasa (1985) i Z. Buły, J. Żaby (2005)**

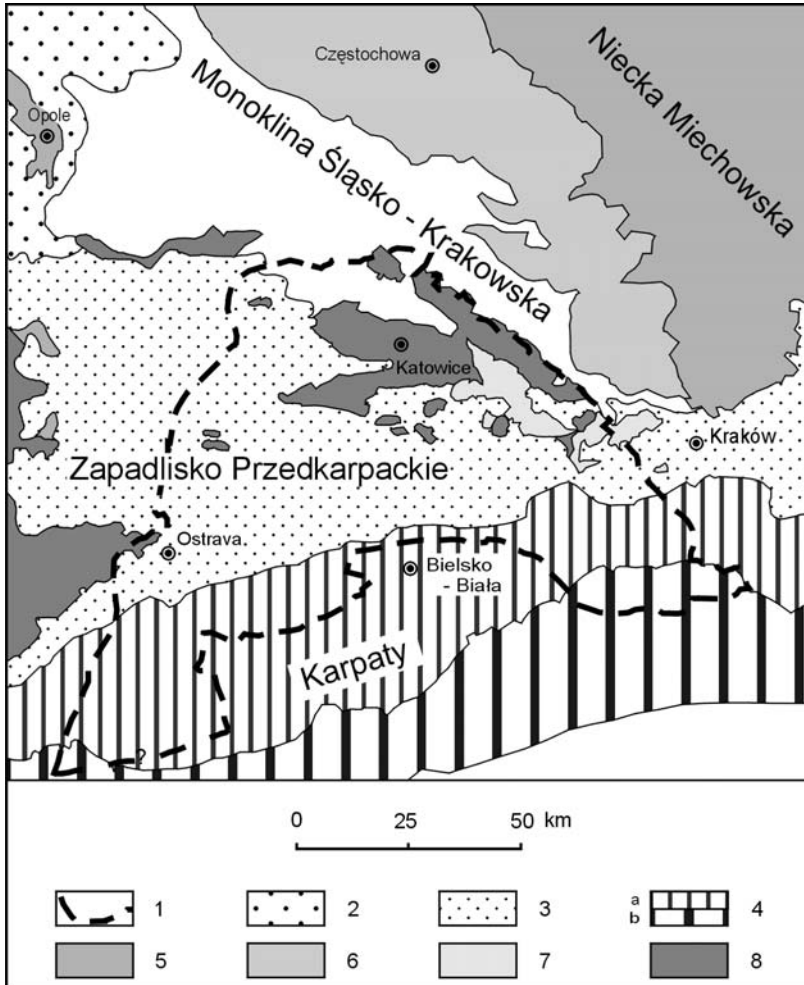
dniej przez utwory wulkaniczno-klastyczne, zaś w części południowej i wschodniej przez utwory węglanowe.

Dolne ogniwa karbonu rozwinięte są szeroko w morawsko-śląskiej strefie fałdowej jako geosynkinalne utwory fliszopodobne kulmu. Od dolnego namuru po najwyższy westfal w części wschodniej bloku górnośląskiego tworzyły się molasowe utwory węglonośne formujące Górnośląskie Zagłębie Węglowe (fig. 5.2). Utwory permu, występujące w NE części bloku górnośląskiego, stanowią najmłodsze ogniwo waryscyjskiego piętra strukturalnego.

Niezgodnie na sfałdowanych utworach paleozoicznych zalegają utwory alpejskiego piętra strukturalnego osiągające zróżnicowaną miąższość, należące do mezozoiku i kenozoiku. Utwory mezozoiczne, podobnie jak

paleogeńskie i neogeńskie, nie pokrywają zwartym płaszczem skał paleozoicznych.

W profilu geologicznym zapadliska waryscyjskiego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego występują utwory od prekambriu do czwartorzędu włącznie, zróżnicowane litologicznie o miąższości do 8000 m. Zagłębie o powierzchni 7500 km<sup>2</sup> uformowało się w czasie orogenezy waryscyjskiej, a przebudowane zostało w okresie orogenezy alpejskiej. Przeważająca część obszaru zagłębia znajduje się w zasięgu zapadliska przedkarpackiego, wypełnionego molasowymi utworami neogenu, a fragmentarycznie leży pod nasunięciem Karpat fliszowych (fig. 5.3). Północno-wschodnia część zagłębia jest usytuowana w zasięgu pokrywy platformowej, zbudowanej z osadami



**Fig. 5.3. Pozycja Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle jednostek alpejskiego kompleksu strukturalnego (wg A. Kotasa, 1985)**

1 – granica GZW; 2 – pliocen pokrywy platformy paleozoicznej; 3 – miocen zapadliska przedkarpackiego; 4 – mezozoik i kenozoik Karpat zewnętrznych: A – płaszczowina śląska, podśląska i przedmagurska, B – płaszczowina magurska, mezozoik pokrywy platformy paleozoicznej; 5 – kreda; 6 – jura; 7 – trias; 8 – młodszy paleozoik platformy paleozoicznej

dów mezozoicznych, w której jurajskie i triasowe utwory tworzą południowe skrzydło monokliny śląsko-krakowskiej. Występujące tu wychodnie utworów karbonu produktywnego są zaś elementem młodszego paleozoiku cokołu platformy paleozoicznej (fig. 5.3). Ułożenie, następstwo oraz miąższości warstw w profilu geologicznym zagłębia ilustruje przekrój geologiczny (fig. 5.4).

Górnośląskie Zagłębie Węglowe, zgodnie z hydrogeologicznym ogólnym podziałem regionalnym Polski B. Paczyńskiego (1980), mieści się w zasięgu prowincji platformy środkowoeuropejskiej, w regionie basenu niemiecko-polskiego. Zagłębie, zwane przez autora wspomnianej regionalizacji „basenem górnośląskim”, stanowi jednostkę hydrogeologiczną niższego rzędu w podregionie basenu południowego. W ujęciu A. Różkowskiego (1995) jednostka hydrogeologiczna basenu górnośląskiego ma rangę lokalnego regionu, zwanego przez tego autora regionem górnośląskim.

Dla regionu górnośląskiego charakterystyczna jest obecność różnowiekowych pięter wodonośnych, od czwartorzędu po kambr włącznie, z występującymi

w ich profilu kompleksami i poziomami wodonośnymi. Piętra wodonośne są poprzedzielane izolującymi utworami, słabo przepuszczalnymi lub praktycznie nieprzepuszczalnymi, o randze kompleksów lub poziomów.

W zasięgu zagłębia górnośląskiego zostały wydzielone dwa subregiony hydrogeologiczne: północno-wschodni (I) i południowo-zachodni (II), o zróżnicowanej budowie geologicznej i warunkach hydrogeologicznych. Subregion północno-wschodni (I) obejmuje swym zasięgiem dwie alpejskie struktury tektoniczne: monoklinę śląsko-krakowską oraz cokół platformy waryscyjskiej. W obrębie regionu górnośląskiego występuje tylko południowa część monokliny śląsko-krakowskiej. Wodonośne utwory triasu spoczywają bezpośrednio na utworach karbonu, lokalnie permu. Miejscami są przykryte wodonośnymi utworami jury, zaś na całej powierzchni swego występowania wodonośnymi osadami czwartorzędu.

Cokół platformy waryscyjskiej jest zbudowany z utworów karbonu górnego przykrytych czwartorzędem. Podwyższoną wodonośnością charakteryzują się utwory czwartorzędu i stropowe ogniwa karbonu.

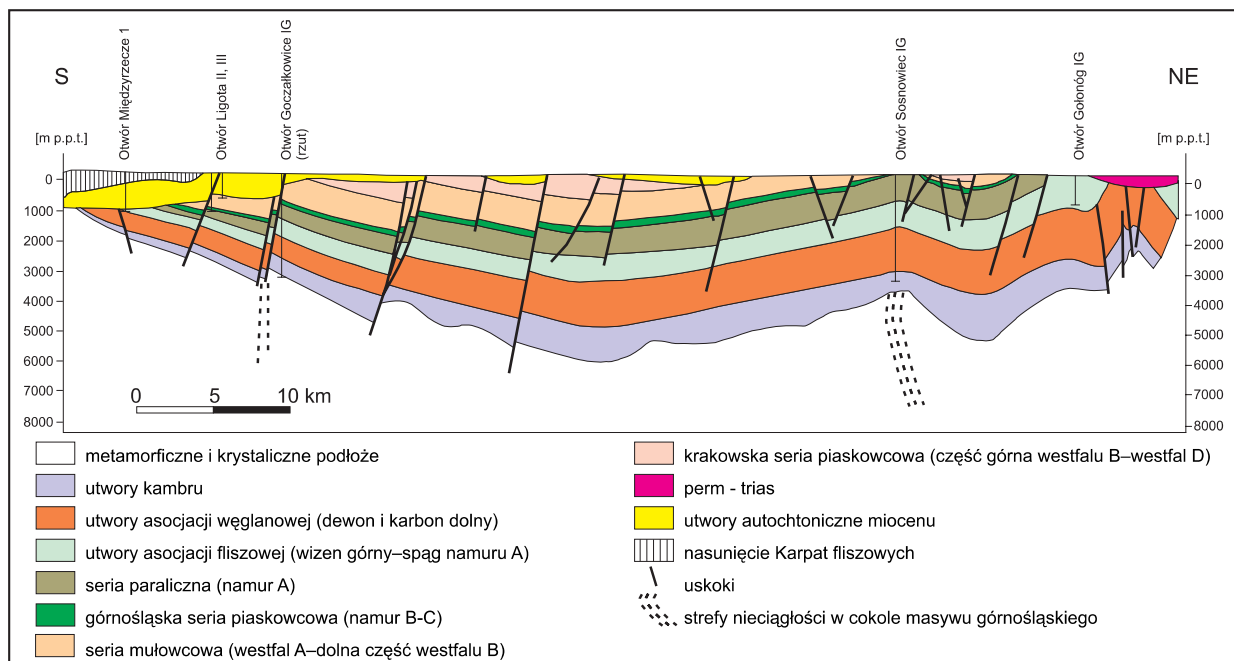


Fig. 5.4. Przekrój geologiczny przez Górnośląskie Zagłębie Węglowe (uproszczony wg A. Kotasa, 1985)

Subregion południowo-zachodni (II) leży w zasięgu alpejskich struktur zapadliskowych, ciągnących się od Karpat na południu po Gliwice na północnym zachodzie. Zapadlisko przedkarpackie wypełnia gruby kompleks ilastych utworów neogenu o miąższości dochodzącej do 1100 m, spoczywających głównie na utworach karbonu.

Zgodnie z klasyfikacją E.W. Pinnekera (1983), basen sedymentacyjny zagłębia górnośląskiego należy zaliczyć do starych waryscyjskich basenów artezyjskich, w których dominują grawitacyjne systemy przepływu. Wyniki dotychczasowych badań wskazują, iż w głębokim basenie sedymentacyjnym karbonu produktywnego ruch wód odbywa się głównie pod wpływem ciśnień hydrostatycznych i przejściowych do geostatycznych. Przypuszczalnie może być też wywołany procesami dyfuzji, konwekcji czy też osmozy. Występujące w zapadlisku górnośląskim systemy przepływu są głównym nośnikiem ciepła i materii wewnątrz tego basenu.

Znajdujące się w subregionie północno-wschodnim (I) czwartorzędowe i mezozoiczne poziomy wodonośne są połączone hydraulicznie z paleozoicznymi poziomami wodonośnymi. Ze względu na elewacyjne położenie subregionu oraz występujące tu kontakty hydrauliczne między poziomami wodonośnymi kenozoiku, mezozoiku i paleozoiku, obszar ten należy uznać za regionalną strefę zasilania karbońskich poziomów wodonośnych (A. Różkowski red., 2004).

Zapadlisko przedkarpackie stanowi obszar kształtowania się wysokich ciśnień wód w paleozoicznych poziomach wodonośnych. Zasilanie poziomów karbońskich w północnej części opisywanej struktury i w zasięgu okien erozyjnych w ilastych utworach neogenu jest wyłącznie lokalne.

Podstawę drenażu głębokich systemów krążenia stanowią wyrobiska górnicze kopalń węgla kamiennego, sięgające lokalnie 1200 m, oraz regionalne strefy dyslokacji. Lokalne systemy przepływu są drenowane przez doliny rzeczne, wyrobiska górnicze kopalń rud Zn–Pb, surowców skalnych i węgla kamiennego oraz ujęcia studzienne.

## Wody mineralne

W profilu hydrogeologicznym zagłębia uwidacznia się wyraźna strefowość hydrodynamiczna i hydrochemicz-

na. Kształtuje się ona pod wpływem oddziaływania czynników geogenicznych i antropogenicznych, a ulega przeobrażeniu głównie na skutek aktywnego drenażu górotworu wyrobiskami górniczymi kopalń (A. Różkowski red., 2004). Obserwuje się ogólną tendencję wzrostu mineralizacji wód z głębokością, niezależnie od wieku utworów, oraz zmiany składu jonowego wód zgodnie z sekwencją:  $\text{HCO}_3 \rightarrow \text{SO}_4 \rightarrow \text{Cl}$ . Badania składu izotopowego wód wykazały, iż obok współczesnych wód infiltracyjnych występują wody reliktowe, głównie paleoinfiltracyjne różnych cykli hydrogeologicznych (A. Różkowski, K. Przewłocki, 1987; I. Pluta, A. Zuber, 1995).

Wody zwykle strefy aktywnej wymiany występują w zasięgu całego I subregionu hydrogeologicznego w utworach kenozoiku, mezozoiku i w stropowych ogniwach paleozoiku. W subregionie II obecność wód strefy aktywnej wymiany obserwuje się w utworach czwartorzędu, lokalnie neogenu i karbonu w obszarze okien hydrogeologicznych. Strefa wód infiltracyjnych w warunkach naturalnych może sięgać około 250 m, ulegając lokalnie pogłębieniu w rejonach eksploatacji górniczej.

Wody mineralne występują w strefie utrudnionej wymiany i w strefie stagnacji hydrodynamicznej. Ich obecność stwierdzono w utworach neogenu, karbonu, dewonu i kambru (A. Różkowski, 2005). W strefie utrudnionej wymiany występują wody mineralne do solanek włączanie, głównie typu  $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$  oraz  $\text{Cl-Na}$ . Dolna granica wspomnianej strefy sięga głębokości 650 m w I subregionie hydrogeologicznym oraz do około 240 m w subregionie II. W strefie stagnacji hydrodynamicznej, w spągowych ogniwach neogenu oraz w utworach paleozoicznych, występują reliktowe solanki. Są to wody typu  $\text{Cl-Na}$  i  $\text{Cl-Na-Ca}$ , o mineralizacji od kilkudziesięciu do  $372 \text{ g/dm}^3$ .

W II subregionie hydrogeologicznym, w kompleksie skał ilasto-mułkowych neogenu występują wody głównie typu  $\text{Cl-Na}$ , których mineralizacja wzrasta z głębokością w granicach od kilku do  $105 \text{ g/dm}^3$ . Anomalnie podwyższoną mineralizację wód wynoszącą  $220 \text{ g/dm}^3$  zanotowano w sąsiedztwie mioceńskiego złoża soli w rowie Zawady. Podwyższone stężenia siarczanów w wodach mineralnych zaobserwowano w zasięgu zapadliska bojkowsko-wielopolskiego, rowu Zawady i garbu Rybnika w wa-

runkach występowania serii osadów chemicznych w profilu geologicznym utworów neogenu (A. Rózkowski, 1971).

W utworach karbonu produktywnego wody słabo i średnio zmineralizowane są wodami wielojonowymi przechodzącymi ze wzrostem mineralizacji w wody typu Cl–Na. Wody silniej zmineralizowane i solanki, o mineralizacji dochodzącej do  $372 \text{ g/dm}^3$ , są wodami typu Cl–Na i Cl–Na–Ca. Obserwuje się proces obniżania się pierwotnie wysokiej mineralizacji solanek w zasięgu obszarów górniczych na skutek mieszania się wód o zróżnicowanym zasoleniu oraz wprowadzeniu do wyrobisk górniczych wód technologicznych (A. Rózkowski red., 2004).

Skład chemiczny wód podziemnych występujących w serii węglanowej karbonu dolnego oraz dewonu górnego i środkowego został rozpoznany punktowo. Stwierdzono, iż są to solanki typu Cl–Na oraz Cl–Na–Ca o mineralizacji wzrastającej z głębokością w granicach od 116 do  $222 \text{ g/dm}^3$ . Są to wody silnie zdiagenezowane, występujące w środowisku redukcyjnym. Podobnymi parametrami hydrochemicznymi charakteryzują się solanki opróbowane z utworów serii terygeniczej dolnego dewonu oraz kambru.

### Wody potencjalnie lecznicze

Zgodnie z klasyfikacją B. Paczyńskiego i Z. Płochniewskiego (1996), dotyczącą wód mineralnych i leczniczych Polski, opisywana struktura zapadliska górnośląskiego położona jest w zasięgu: górnośląskiego regionu BV prowincji platformy paleozoicznej (B) oraz w subregionie DI.1 regionu DI zapadliska przedkarpackiego. W związku z tym opis ujmowanych wód leczniczych został dokonany w ramach wspomnianych jednostek strukturalnych. Warunki występowania wód potencjalnie leczniczych na obszarze waryscyjskiego zapadliska górnośląskiego, na podstawie danych zawartych w pracach A. Rózkowskiego i in. (1985), K. Labusa (2003) oraz A. Rózkowskiego red. (2004), przedstawione są w niniejszej pracy. Kryteria wydzielenia wód potencjalnie leczniczych oraz ich nazewnictwo zostały przyjęte na podstawie normy BN-90/9560-05.

Wody swoiste o własnościach leczniczych w strefie utrudnionej wymiany i w strefie stagnacji występują na całym obszarze zapadliska górnośląskiego w utworach neogenu i paleozoiku, lokalnie również w strefie aktywnej wymiany w utworach triasu.

W utworach neogenu istnieją potencjalne możliwości ujęcia swoistych zmineralizowanych wód jodowo-bromowych oraz wód siarczkowych. Występowanie wód siarczkowych o kilkugramowej mineralizacji jest związane z serią osadów chemicznych. Maksymalną wodonośność obserwuje się na wychodniach serii, gdzie stopień spękania i skawernowania skał wzrasta. Uzyskiwane wydajności z pojedynczych studni są zmienne od 0,6 do  $61 \text{ m}^3/\text{h}$ , zaś wydatki jednostkowe od 0,4 do  $6,7 \text{ m}^3/\text{h m}$ . Wody siarczkowe ujmowane były dla celów leczniczych z początkiem ubiegłego wieku w uzdrowisku Kokoszyce–Zawodzie koło Rybnika.

Optymalne perspektywy ujęcia solanek jodkowo-bromkowych występują w zasięgu zapadliska przedkarpackiego. Są one związane z utworami warstw dębowieckich oraz piaszczysto-mułkowymi poziomami dolnego badenu. Warstwy dębowieckie prowadzą wody o mineralizacji  $45\text{--}98 \text{ g/dm}^3$ , charakteryzujące się zawartością jodu w granicach od 7,5 do  $87,5 \text{ mg/dm}^3$  oraz bromu od 47 do  $668,5 \text{ mg/dm}^3$ . Wydatki z pojedynczych otworów są zmienne w granicach od kilku do kilkunastu  $\text{m}^3/\text{h}$ , przy kilkudziesięciometrowych depresjach.

Wodonośność kompleksów mułkowo-piaszczystych badenu jest zmienna w przedziale od 0,1 do  $18 \text{ m}^3/\text{h}$ , przy kilkudziesięciometrowych depresjach. Mineralizacja wód waha się od 1 do  $100 \text{ g/dm}^3$ . Zawartości jodu w wodach są zmienne od 25 do  $144 \text{ mg/dm}^3$ , zaś bromu sięgają  $300 \text{ mg/dm}^3$ . Obserwacje K. Koniora (1967) wykazały, iż maksymalne stężenia jodu w neogeńskich solankach notowane są w rejonie Zabłocia i Dębowca.

W zasięgu triasowej jednostki hydrogeologicznej Lubliniec–Myszków w okolicach Lublińca w utworach wapienia muszlowego stwierdzono niskozmineralizowane swoiste wody fluorkowe (G. N. Kotlicka, S. Kotlicki, 1975). Wody typu  $\text{HCO}_3\text{--SO}_4\text{--Ca--Mg}$ , o mineralizacji około  $0,5 \text{ g/dm}^3$ , charakteryzowały się stężeniami fluoru od 1,9 do  $2,0 \text{ mg/dm}^3$ . Wydajności studni są wysokie,

rzędu kilkudziesięciu  $\text{m}^3/\text{h}$ , przy kilkunastometrowej depresji.

W utworach karbonu produktywnego występują wysokozmineralizowane wody swoiste jodkowo-bromkowe. Mineralizacja ich jest zmienna w przedziale od kilkunastu do  $250 \text{ g}/\text{dm}^3$ . Wody te mają znaczące stężenia składników swoistych: jodu, bromu, fluoru i boru. Średnie ich stężenia wynoszą odpowiednio: 10,4; 83,4; 1,7 i  $14,0 \text{ mg}/\text{dm}^3$ . Solanki z utworów karbonu mają podwyższoną promieniotwórczość. Charakterystyczne wydajności otworów są rzędu od kilku do kilkunastu  $\text{m}^3/\text{h}$ , przy kilkudziesięciometrowych depresjach.

Również w utworach serii węglanowej dolnego karbonu oraz dewonu górnego i środkowego, a także w gruboklastycznych utworach dewonu dolnego i kambru stwierdzono wysokozmineralizowane swoiste wody jodkowo-bromkowe, o mineralizacji rzędu stukilkudziesięciu  $\text{g}/\text{dm}^3$ . Solanki te charakteryzują się podwyższonymi stężeniami jodu, bromu i żelaza. Zawartości bromków mieszczą się w przedziale od 127 do  $586 \text{ mg}/\text{dm}^3$ , zaś jodków od 3 do  $48 \text{ mg}/\text{dm}^3$ .

### Wody termalne

Badania M. Karwasieckiej (1980) oraz M. Plewy (1990) wykazały podwyższony średni stopień geotermiczny w zapadlisku górnośląskim ( $3,15^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ) w stosunku do notowanego dla całej platformy waryscyjskiej ( $2,8^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ ). Pole cieplne w górotworze basenu górnośląskiego rozpoznane zostało punktowo do maksymalnej głębokości około 3000 m. Analizując mapy geotermiczne (M. Karwasiecka, 1996; Z. Małolepszy, 2000), należy przyjąć, iż strop występowania wód termalnych (temperatura powyżej  $20^\circ\text{C}$ ) w zapadlisku górnośląskim znajduje się w przybliżeniu na głębokości od około 700 m na wschodzie do około 400 m na zachodzie. Na głębokościach 1000, 2000 i 3000 m temperatury górotworu kształtują się odpowiednio, w przybliżeniu, od 26 do 48, około 75, około  $90^\circ\text{C}$  i wyższej (A. Różkowski, 1996). Pomierzona maksymalna temperatura wód wynosząca  $100,5^\circ\text{C}$  zanotowana została w otworze Goczałkowice IG 1 na głębokości około 3000 m w utworach dewonu. Stwierdzono ścisły związek temperatur wód z budową geologiczną zagłębia.

Zróznicowanie pionowych gradientów temperatury wód w zbiorniku jest spowodowane zmianami właściwości fizycznych skał, warunków przykrycia zbiornika oraz położenia w systemie przepływu w różnych częściach zapadliska. Wysokie temperatury i gradienty geotermiczne notuje się w części zachodniej zagłębia w obszarach płytszego występowania źródeł termicznych. Stwierdzono również wyraźny związek tektoniki z obserwowanymi anomaliami geotermicznymi. Podwyższone gradienty zaznaczają się w strefach regionalnych dyslokacji tektonicznych, które z reguły są również strefami drenażu głębokich systemów wodonośnych. Ogólne prawidłowości kształtowania się temperatur wód geotermalnych w zapadlisku górnośląskim przedstawione zostały w pracy A. Różkowskiego i M. Kozłowskiej (2004).

Analiza budowy geologicznej, warunków geotermicznych i hydrogeologicznych oraz zagospodarowania górniczego GZW wskazuje, iż w zasięgu zapadliska górnośląskiego optymalnymi, potencjalnymi zbiornikami wód termalnych mogą być utwory warstw dębowieckich (neogen), krakowskiej i górnośląskiej serii piaskowcowej (karbon górny) oraz paleozoicznej serii węglanowej (karbon dolny, dewon górny i środkowy) – A. Różkowski (1996, 2002). Utwory te, rozpoznane hydrogeologicznie w interwale głębokości 500–3000 m, tworzą rozległe zbiorniki statycznych, generalnie nieodnawialnych, zasobów słonych wód podziemnych. Temperatury wód mieszczą się w przedziale od 20 do około  $100^\circ\text{C}$ . Poziomy wodonośne znajdują się pod ciśnieniem od około 4,8 do około 28 MPa. Potencjalna wydajność studni ujmującej wody termalne wynosi od około  $1 \text{ m}^3/\text{h}$ , przy depresji kilkusietmetrowej, do  $40 \text{ m}^3/\text{h}$ , przy depresji kilkudziesięciometrowej. Wydajności studni maleją radykalnie z głębokością. Wody te na terenie zapadliska nie są ujmowane jako źródło energii geotermalnej.

W świetle obecnego rozpoznania hydrogeologicznego zapadlisko górnośląskie stanowi mało perspektywiczny obszar do ujmowania wód termalnych. Wiąże się to z brakiem w zasięgu tej struktury zbiorników termalnych o dobrych parametrach hydrogeologicznych. Dotyczy to przede wszystkim niskiej wodonośności górotworu. Ponadto zbiorniki te prowadzą wody termalne o wysokiej mineralizacji i nieodnawialnych zasobach.



## 5.2.2. Monoklina przedsudecka

### Wody lecznicze

**Trzebnica** (fig. 5.1, punkt 17). Miasto leży w odległości 24 km na północ od Wrocławia na wysokości 197 m n.p.m. w północnej części Wzgórz Trzebnickich (Farna Góra, 257 m n.p.m.). Pierwsza wzmianka o miejscowości pochodzi z 1138 r. W 1203 r. książę śląski Henryk Brodaty wraz z małżonką ks. Jadwigą ufundowali istniejący do dziś zespół klasztorny ss. cysterek, który przez kilka stuleci odgrywał ważną rolę w dziejach Śląska.

Od II połowy XIX w., a także po drugiej wojnie światowej istniało tu niewielkie uzdrowisko. W 1974 r. został wykonany otwór wiertniczy (Trzebnica IG 1) o głębokości 1350 m. Pod trzeciorzędem, od głębokości 205 m występują tu utwory triasu dolnego (piaskowce, iłowce, wapień). Na głębokości 1077–1259 m ujęto wodę termalną (37°C) o mineralizacji 1,8% typu Cl–Na–Ca. Zasoby eksploatacyjne otworu określono na 6 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 33 m. Otwór nie jest eksploatowany, a Trzebnica nie została objęta przepisami Ustawy z dnia 28 lipca 2005 r. – O lecznictwie uzdrowiskowym, uzdrowiskach i obszarach ochrony uzdrowiskowej oraz o gminach uzdrowiskowych (Dz.U. Nr 167, poz. 1399).

**Łagów** (fig. 5.1, punkt 15). Miejscowość wypoczynkowa położona między rynnowymi jeziorami: Łagowskim i Ciecz, na wysokości 159 m n.p.m., znajduje się w obrębie Pojezierza Łagowskiego, stanowiącego NE część Pojezie-

rza Lubuskiego. Obrotny zamek był siedzibą komtura joannitów, do których Łagów należał w latach 1350–1810.

W 1973 r. wykonano tu otwór wiertniczy (Łagów Lubuski IG 1) do głębokości 1210 m. Pod utworami kredy występują piaskowce i iłowce jury dolnej podścielone od głębokości 774 m iłowcami i anhydrytami triasu górnego. Na głębokości 463–716 m ujęto wodę termalną (21,5°C) o mineralizacji 0,6%, typu Cl–Na. Zasoby eksploatacyjne ujęcia (nie jest obecnie eksploatowane) oceniono na 6 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 1 m. Łagów nie jest objęty przepisami Ustawy o lecznictwie uzdrowiskowym.

### Wody termalne

**Koszuty.** Wykonany tu otwór Środa IG 2 znajduje się około 2 km na zachód od Środy Wlkp. na wysokości 85 m n.p.m. w południowej części Pojezierza Gnieźnieńskiego. Został zakończony na głębokości 3150 m w solach cechsztyńskiego cyklotemu leine monokliny przedsudeckiej (I. Gajewska, A. Raczyńska red., 1982). Z udostępnionego do eksploatacji odcinka piaskowców liasu (warstwy mechowskie hettangu) z głębokości 1012–1020 m uzyskano samowypływ 40 m<sup>3</sup>/h wody typu Cl–Na, J o mineralizacji 0,6% i temperaturze 41°C.

Przewidywano, że otwór Środa IG 2b będzie eksploatowany w dublecie geotermicznym z wykonanym w 1969 r. otworem Środa IG 3 odległym od poprzedniego o 1200 m. Plany te nie zostały zrealizowane.

## 5.2.3. Synklinorium szczecińskie

### Wody lecznicze

**Świnoujście** (fig. 5.1, punkt 1) jest uzdrowiskiem nadmorskim położonym na wyspie Uznam na wysokości 4 m n.p.m. Woda lecznicza typu Cl–Na, J o mineralizacji 4,2–4,5% występuje w utworach kredy dolnej, wykształconych jako piaski, mułki i ropy, której strop pod czwartorzędem i kredą górną znajduje się na głębokości

168–185 m (osadów tych nie przewiercono). Trzy otwory eksploatacyjne o głębokościach 240–275 m osiągają wydajności 9–11 m<sup>3</sup>/h (zasoby eksploatacyjne), przy depresji 5–10 m. Zwierciadło wody stabilizuje się na głębokości 4–6 m. Jak wykazała analiza wyników wierceń, w podłożu czwartorzędowym występuje szereg uskoków o przybliżonym kierunku NE–SW (J. Dowgiałło, 1965).

Solanka o podobnej charakterystyce eksploatowana jest również w odległym o około 7 km na zachód od Świnoujścia niemieckim uzdrowisku Heringsdorf. Otwór nr 3, wykonany tu w 1928 r., osiągnął głębokość 408 m, wchodząc po przewierceniu malmu w mułowce i piaski doggeru. Pochodząca z tej głębokości solanka ma mineralizację około 4%, podczas gdy mineralizacja solanki ujętej podobnie jak w Świnoujściu w kredzie dolnej nie przekraczała 1,6%.

### Wody termalne dla ciepłownictwa

**Pyrzyce** (fig. 5.1, punkt 10) leżą na Równinie Pyrzycko-Stargardzkiej (SW część Pobrzeża Szczecińskiego) nad Siciną (lewy dopływ Płoni). Liczba mieszkańców przekracza 1000. Pierwsza uruchomiona w Polsce (1996 r.) ciepłownia geotermiczna wykorzystuje solankę termalną (11,5–12,6%, Cl–Na, J) o temperaturze 62°C występującą w osadach liasu, którego całkowita miąższość wynosi około 430 m. Serie o najkorzystniejszych właściwościach hydrogeologicznych (warstwy mechowskie i radowskie), wykształcone głównie w postaci piaskowców z wkładkami mułowcowymi i ilastymi, znajdują się na głębokościach około 1400–1600 m (J. Kapuściński i in., 1997a). Wykonano tu dwa dublety geotermiczne do głębokości około 1630 m (strop triasu), z których każdy składa się z otworu eksploatacyjnego GT-1 i GT-3 oraz chłonnego GT-2 i GT-4.

Wydajność otworu GT-1, uzyskana podczas próbnej eksploatacji, wynosiła 221 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 22,5 m.

Szczegółowe badania wydajności i chłonności obu dubletów oraz modelowanie matematyczne wykazało, że optymalna wydajność eksploatacyjna każdego z nich wynosi 170 m<sup>3</sup>/h (J. Kapuściński, 1997). Przy założeniu, że solanka przed zatłaczaniem schładzana jest do temperatury 20°C, moc otrzymana z jednego dubletu wynosi 7,9 MW. 15,8 MW uzyskane dzięki eksploatacji dwóch otworów (GT-1 i GT-3) pozwala na pokrycie około 60% średniego rocznego zapotrzebowania Pyrzyce na energię ciepłą.

**Stargard Szczeciński** (fig. 5.1, punkt 9), liczący około 75 tys. mieszkańców, leży nad Iną we wschodniej części Równiny Pyrzycko-Stargardzkiej. Dla ujęcia wód termalnych dla celów grzewczych wykonano tu w latach 2001–2003 dublet geotermiczny GT-1 i GT-2. Otwór eksploatacyjny Stargard GT-1 osiągnął 2670 m, ujmując na głębokości 2440–2647 m piaskowce warstw mechowskich i radowskich liasu dolnego. Otwór chłonny Stargard GT-2 odwiercono w odległości 11 m od poprzedniego jako otwór kierunkowy, o głębokości końcowej 3080 m i pionowej 2578 m, ujmujący te same warstwy wodonośne liasu. Dna otworów znajdują się w odległości 1503 m od siebie. W zafiltrowanym poziomie wodonośnym występuje solanka typu Cl–Na o mineralizacji 12,1–13,2% i temperaturze w złożu średnio 90°C. Wstępne, krótkotrwałe badania otworu Stargard GT-1 wykonane w 2002 r. wykazały, że można z niego uzyskać 207,5 m<sup>3</sup>/h wody o temperaturze 85°C. W 2004 r. wykonano podobne badania otworu Stargard GT-2 uzyskując 202 m<sup>3</sup>/h wody o temperaturze 87°C. Badania są kontynuowane.

### 5.2.4. Synklinorium mogileńsko-łódzkie

Jednostka tektoniczna znajdująca się między synklinoriami: szczecińskim i mechowskim charakteryzuje się bardzo dużą miąższością warstwy wód słodkich. W strefie osiowej tego synklinorium brak wód zmineralizowanych do głębokości 1000–1600 m, tj. w całym kompleksie kredy, a miejscami także jury (Z. Płochniewski, 1975). Na terenie Łodzi temperatura wód słabo zmineralizowanych na głębokości 900 m (kreda dolna)

osiąga 23°C. Lokalnie słabo zmineralizowane wody termalne występują na mniejszych głębokościach, jak np. w Ozorkowie koło Łodzi, gdzie już na głębokości nieprzekraczającej 100 m pojawia się woda o temperaturze 23°C (Z. Dadak, 1973). Zjawisko to należy zawdzięczać systemowi dyslokacji umożliwiających głębokie krążenie wód infiltracyjnych. Podobnie można wyjaśnić wypływy wody o temperaturze 28°C obserwowane

w Dąbrowie w korycie rzeki Czarnej w pobliżu jej ujścia do Pilicy (R. Rosłoński, 1937). Na możliwość wzrostu zasolenia wód dolnej kredy zwrócili uwagę L. Bojarski i A. Sokołowski (1994).

### **Wody zmineralizowane (termalne)**

**Łabędź** znajduje się około 20 km na SE od Koła, w dolinie Noteci, na wysokości 110 m n.p.m. W 1969 r. wykonano tu wiercenie Koło IG 3, zakończone w warstwach ciechocińskich liasu (toars dolny) na głębokości 3156 m (J. Dembowska, S. Marek red., 1990). Z głębokości 1773–1795 m (kreda dolna: barrem-alb środkowy) uzyskano samowypływ wody typu Cl–Na o mineralizacji 0,46%, temperaturze 60°C i wydajności 80 m<sup>3</sup>/h.

### **Wody termalne dla ciepłownictwa**

**Uniejów** (fig. 5.1, punkt 16) leży w Kotlinie Kolskiej nad Wartą i liczy 3000 mieszkańców. Otwór Uniejów IGH

1 został wykonany w 1978 r. Z piaskowców dolnej kredy uzyskano tu samowypływ wody typu Cl–Na, F, B o temperaturze dochodzącej do 60°C i wydajności 55 m<sup>3</sup>/h, przy depresji maksymalnej 26 m. W latach 1990–1991 odwiercono kolejne dwa otwory: PIG/AGH 1 i PIG/AGH 2, uzyskując z każdego z nich samowypływ wody typu Cl–Na o mineralizacji około 7 g/dm<sup>3</sup> i temperaturze dochodzącej do 70°C. Wydajność wody pochodzącej z utworów kredy dolnej określono dla obu tych otworów łącznie na 145 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 26 m. Obecnie, w związku z przewidywanym wykorzystaniem gorącej wody dla celów grzewczych, zakłada się, że otwór PIG/AGH 2 będzie otworem eksploatacyjnym, zaś pozostałe otwory IGH 1 i PIG/AGH 1 – otworami chłonnymi (tryplet geotermiczny). Proponowana wydajność eksploatacyjna otworu PIG/AGH 2 wynosi 120 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 74,7 m i temperaturze na wypływie 69,2°C, a przewidywana moc cieplna całego zespołu ponad 3 MW.

## **5.2.5. Antyklinorium pomorskie i kujawskie**

### **Wody zmineralizowane**

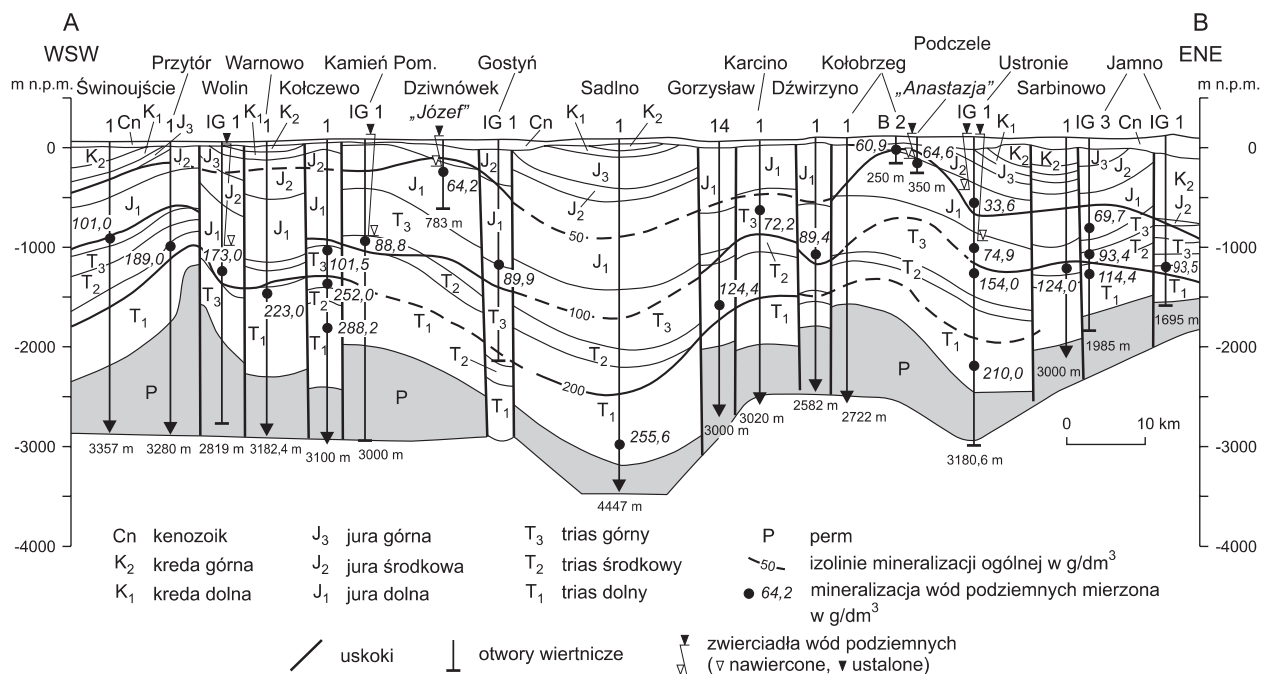
**Międzyzdroje.** W 1967 r. wykonano tu głęboki otwór wiertniczy Wolin IG 1. Osiągnął on głębokość 2819 m i został zakończony w utworach cechsztynu dolnego. Z głębokości 1240–1309 m (lias, warstwy mechowskie) uzyskano wodę typu Cl–Na o mineralizacji 17,4%. Otwór został przeznaczony do eksploatacji solanki dla celów leczniczych (J. Dembowska red., 1975) – figura 5.5.

**Międzywodzie** (fig. 5.1, punkt 2) leży na Półwyspie Międzywodzkim wyspy Wolin między Bałtykiem a Zalewem Kamieńskim w kulminacyjnej partii antykliny Kamienia Pomorskiego. W latach 1962–1965 wykonano tu głęboki otwór Kamień Pomorski IG 1, który został zakończony w utworach czerwonego spągowca na głębokości 2610,5 m (R. Dadlez, 1972). Z utworów wapienia muszlowego i kajpru (głęb. 953–977 m) uzyskano samowypływ wody Cl–Na, J o mineralizacji 9,4%, temperatu-

rze 19°C i wydajności 1,4 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 70 m. Otwór został przekazany do eksploatacji uzdrowisku Kamień Pomorski.

### **Wody lecznicze**

**Dziwnówek** (fig. 5.1, punkt 3). Sąsiadujące ze sobą miejscowości Dziwnów i Dziwnówek leżą na Mierzei Dziwnowskiej między Bałtykiem a Zalewem Kamieńskim, w osiowej partii antykliny Kamienia Pomorskiego. Pod czwartorzędem, o miąższości około 100 m, występują utwory dolnego doggeru oraz liasu. W latach 1894–1895 i 1917 wykonano w Dziwnowie trzy otwory wiertnicze mające dostarczyć solankę dla celów leczniczych. Głębokość pierwszego otworu wynosiła 151 m, drugiego 191 m, a o trzecim brak danych. Z utworów liasu uzyskano wodę Cl–Na o mineralizacji odpowiednio: 3,2 i 4,5% (J. Dowgiałło, 1965). Przewiduje się, że odwierty te będą eksploatowane przez uzdrowisko Kamień Pomorski.



**Fig. 5.5. Przekrój geologiczno-hydrochemiczny wzdłuż wybrzeża zachodniopomorskiego (wg D. Kaczor, 2006) – lokalizacja na figurze 5.1**

**Kamień Pomorski** (fig. 5.1, punkt 4) leży u stóp wzgórz morenowych nad Cieśniną Dziwny, oddzielającą od lądu wyspę Wolin. Pod względem tektonicznym jest to osiowa strefa antykliny Kamienia Pomorskiego, graniczącej od zachodu z synklinorium szczecińskim, zaś od wschodu z synkliną Trzebiatowa. Antykлина jest tu rozczłonkowana licznymi dyslokacjami. W okolicy w wielu punktach obserwowane jest zasolenie naturalnych wycieków wód podziemnych i roślinność halofitowa (H. Preuss, 1910; J. Dowgiałło, 1965).

W latach 1875–1881 wykonano tu wiercenie o głębokości całkowitej 580 m, które pod osadami czwartorzędowymi na głębokości 27 m weszło w utwory liasu, których nie przewiercono. Od głębokości 370 m obserwowano silne samowypływy wody Cl–Na, J, którą ujęto na głębokości 335–414 m. Jej zwierciadło stabilizowało się na poziomie 8,8 m n.p.m., wydajność samowypływu wynosiła około 11 m<sup>3</sup>/h. Mineralizacja wody wahała się w granicach 3,2–3,5%, zawartość jodu niewiele przekraczała 1 mg/dm<sup>3</sup>. Obecnie eksploatowany jest otwór zastępczy

Edward II, dostarczający wody typu Cl–Na o mineralizacji 3,5%.

**Kołobrzeg** (fig. 5.1, punkt 5), największe polskie uzdrowisko nadmorskie, położony jest nad Parsętą na wysokości około 5 m n.p.m. Wykorzystywane w celach leczniczych i rozlewniczych są tu wody typu Cl–Na, J o mineralizacji od 0,2 do 6%.

Naturalne źródła solanki były na terenie Kołobrzegu podstawą produkcji soli już we wczesnym średniowieczu, o czym świadczą dane archeologiczne (L. Leciejewicz, 1960). Znajdowały się one na Wyspie Solnej i na prawym brzegu Parsęty (inaczej ujęte istnieją do dziś). Rozwinięte dzięki nim warzelnictwo soli było w średniowieczu podstawą rozkwitu miasta, w którego łacińskiej nazwie *Cholbergenis*, a następnie niemieckiej *Kolberg* występuje zresztą sól (*chol* i *kol* stanowią starosłowiańskie względnie starogermańskie określenia soli). Zagadnienia te omawia szeroko J. Dowgiałło (1965), a także T. Gasztold i in. (1979).

Kołobrzeg leży w obrębie mezozoicznej struktury antyklinalnej, stanowiącej wschodnie odgałęzienie antyklinorium pomorskiego. Oddzielona jest ona fleksurą od synkliny Trzebiatowa, od wschodu graniczy z synkliną Tychowa, wchodzącą już w skład pomorskiego odcinka synklinorium brzeźnego. Pod czwartorzędem, którego miąższość dochodzi do 40 m, występują utwory dolnego doggeru i liasu wykształcone w postaci iłowców, mułowców i piaskowców. Płytkie występowanie wód zmineralizowanych wiąże się prawdopodobnie z dyslokacją o przebiegu NW–SE, zgodnym w przybliżeniu z przebiegiem osi antykliny. W bliższej i dalszej okolicy Kołobrzegu obserwuje się podwyższone zasolenie płytkich wód podziemnych zaznaczające się także na powierzchni (roślinność halofitowa) – J. Dowgiałło (1965).

Na terenie Kołobrzegu znajdowało się ponad 40 ujęć wód Cl–Na, których głębokość wynosiła od około 5 do ponad 100 m. Obecnie, po przeprowadzeniu w latach 1958–1968 likwidacji lub rekonstrukcji zniszczonych ujęć i wykonaniu nowych wierceń, eksploatowane są otwory B-1, nr 6, 7, 16-B i Anastazja (T. Kłosowska i in., 1999), a do eksploatacji nadają się ponadto odwierty B-2 i nr 2 oraz wspomniane niżej źródła nr 11 i 18 (fig. 5.6).

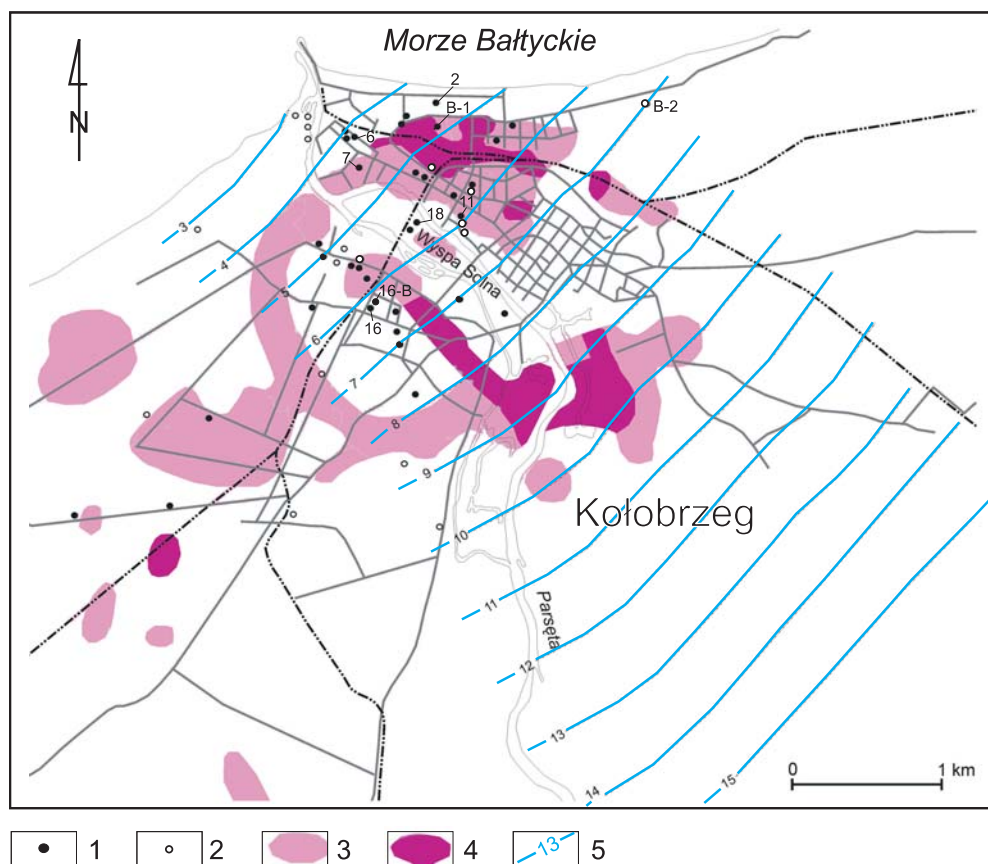
Najgłębszym otworem wiertniczym wykonanym w rejonie Kołobrzegu w celu eksploatacji solanki dla celów leczniczych jest ujęcie Anastazja, znajdujące się w odległym o około 3 km na wschód od miasta Podczelu. W otworze, który osiągnął 354 m głębokości i zakończony został w osadach liasu, ujęto na głębokości 250–334 m wodę typu Cl–Na, J o mineralizacji 6,1%. Zwierciadło wody stabilizuje się tu 4 m powyżej powierzchni terenu (ok. 7 m n.p.m.), a wydajność eksploatacyjną ujęcia ustalono na 17 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 6 m.

Z liasu pochodzi również solanka podobnego typu, ujęta otworem B-2 położonym we wschodniej części Kołobrzegu. Pozostałe ujęcia leżące w centrum miasta ujmują wodę z doggeru (B-1 – 102 m, nr 6 – 65 m) lub czwartorzędu (nr 7 – 40,5 m, nr 16 – 46 m). Dawne źródła solanki eksploatowanej dla celów warzelniczych zostały ujęte płytko na Wyspie Solnej (nr 18) i na prawym brzegu Parsęty (nr 11). Mineralizacja wody ujmowanej w osadach jury wszędzie przekracza 5%. To samo dotyczy płytkich ujęć czwartorzędowych nr 18 i 11. We wszyst-

kich otworach obserwuje się samowypływy, przy czym dla ujęć z jury poziom zwierciadła ustabilizowanego nie przekracza 8 m n.p.m. (nr 6), zaś w przypadku ujęć z czwartorzędu przekracza miejscami 10 m n.p.m.

Zagadnienie samowypływów solanki z utworów jurajskich i czwartorzędowych w Kołobrzegu i jego okolicach, a także w Kamieniu Pomorskim i innych punktach, gdzie wody zasolone pojawiają się na i w pobliżu powierzchni terenu, może być wyjaśnione następująco. W poziomach wodonośnych jury następuje mieszanie się silnie zmineralizowanych wód pochodzących z triasu z wodami infiltrującymi na obszarach wysoczyznowych Pojezierza Drawskiego. Utwory starszego mezozoiku występują tu często bezpośrednio pod czwartorzędem (np. kajper w antyklinie Świdwina). Pojezierze to stanowi niewątpliwie dział wód podziemnych, z których część spływa w kierunku Bałtyku (fig. 5.6). Rzędne terenu przekraczają tam nieraz 200 m n.p.m., a zaburzenia glaci-tektoniczne kenozoiku mogą znakomicie ułatwiać infiltrację do serii mezozoicznych. Sprzyjającym czynnikiem jest tu również obecność jezior rynnowych, których głębokość osiąga nawet 80 m (jez. Drawsko).

Powyższa hipoteza dotycząca zasilania wód zmineralizowanych Kołobrzegu i ich samowypływów, sformułowana po raz pierwszy przez J. Dowgiałłę (1965), znalazła ostatnio potwierdzenie w wierceniu Połczyn 2 wykonanym w latach 2001–2002 (A. Krawiec, K. Dulski, 2004). W piaskowcach liasu napotkano poziom wód zwykłych o mineralizacji 0,05%, których zwierciadło ustabilizowało się na głębokości 1,5 m (110 m n.p.m.) W niżejleżących warstwach retyku ujęto na głębokości 711–767 m wodę słabo zmineralizowaną (0,074%) typu HCO<sub>3</sub>–Na, o zawartości 15 mg/dm<sup>3</sup> jonu Cl<sup>-</sup>, której zwierciadło ustaliło się na głębokości 4,15 m (103,3 m n.p.m.). Należy podkreślić, że mineralizacja wody eksploatowanej otworem Połczyn IG 1 z kajpru (piaskowiec trzcinyowy) z głębokości 1175–1183 m jest stukrotnie większa (7,5%). Takich głębokich stref wysłodzenia wód podziemnych można się spodziewać także w innych poza antykliną Połczyna strukturach antyklinalnych występujących w podłożu Pojezierza Drawskiego, jak np. antyklina Świdwina.



**Fig. 5.6. Lokalizacja ujęć i zasolenie wód podziemnych w Kołobrzegu**

1 – ujęcia wykonane lub zlikwidowane po 1945 r.; 2 – ujęcia wykonane przed 1945 r., nieodnalezione; 3 – obszary podwyższonego zasolenia wód podziemnych pierwszego poziomu, zawartość chlorków od 300 do 3000 mg/l; 4 – zawartość chlorków od 3000 do 30 000 mg/l; 5 – hydroizopiezy w m n.p.m.;

Samowypływy wód zmineralizowanych w wierceniach wykonanych w Kołobrzegu, Kamieniu Pomorskim czy Dziwnowie, a także pojawiające się często źródła i wysięki takich wód, mają swoją przyczynę w strefach głębokiej infiltracji wód opadowych na Pojezierzu Drawskim.

Wody infiltracyjne mieszają się z wodami zmineralizowanymi w utworach starszego mezozoiku i migrują w kierunku bazy drenażu, jaką stanowi Morze Bałtyckie. Taki też obraz został przedstawiony na mapie hydrogeologicznej systemów podłoża kenozoiku (B. Paczyński red., 1993) zmodyfikowanej przez D. Kaczor (2004). Autorka ta wykazała ponadto na podstawie analizy wyników monitoringu ujęć wód leczniczych w Kołobrzegu i Ka-

mieniu Pomorskim, że zawartość składników stałych w wodach z tych ujęć nie zmniejszyła się w ciągu ostatnich 40 lat, co świadczy o ustaleniu się wieloletniej równowagi między głębokimi solankami a rozcieńczającymi je wodami infiltracyjnymi. Migracji wód podziemnych w kierunku północno-zachodnim sprzyjają także liczne dyslokacje podłużne o kierunkach zbliżonych do przebiegu głównych struktur tektonicznych antyklinorium pomorskiego. Jedną z takich dyslokacji biegnie między Połczynem-Zdrojem a Świdwinem (A. Szyperko-Śliwczyńska red., 1979; R. Dadlez red., 1998) i może przedłużać się w kierunku Kołobrzegu.

**Połczyn-Zdrój** (fig. 5.1, punkt 8). Założone w XIX w. uzdrowisko znajduje się na Pojezierzu Drawskim, nad Wogrą, dopływem Parsęty. W 1964 r. wykonano tu głęboki otwór Połczyn IG 1, który zatrzymano w utworach pstrego piaskowca dolnego na głębokości 2705 m (A. Szyperko-Śliwczynska red., 1979). W utworach kajpru górnego na głębokości 1175–1235 m ujęto tu wodę typu Cl–Na, J o mineralizacji 7,5%. Wydajność eksploatacyjna ujęcia wynosi obecnie 2,8 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 50 m. Poziom zwierciadła ustabilizowanego kształtuje się na głębokości 52 m (150 m n.p.m.).

**Kotuń** (fig. 5.1, punkt 12) znajduje się na Pojezierzu Wałeckim, około 8 km na zachód od Piły. W latach 1982–1984 wykonano tu głęboki otwór Piła IG 1, zakończony na głębokości 5482 m w utworach karbonu (A. Krawiec, 2005). W piaskowcach dolnego liasu na głębokości 997–1022 m (perforacja rur) ujęto wodę typu Cl–Na, J, o mineralizacji 0,65%, której zwierciadło ustabilizowało się na wysokości 10,7 m ponad poziomem terenu (104 m n.p.m.). Próbną eksploatacja samowypływem wykazała wydajność 6,3 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 8,8 m, a temperatura wody wynosiła 25,3°C. Podczas próbnego pompowania uzyskano wydajność 15,7 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 6,6 m i temperaturze 18,5°C.

Zasilanie utworów liasowych, tworzących wspólne z oligocenem piętro wodonośne, odbywa się przypuszczalnie w strefie Pojezierza Wałeckiego, gdzie rzędne terenu przekraczają lokalnie 200 m n.p.m., lub szerzej – na Pojezierzu Pomorskim. Podziemne wody infiltracyjne spływają ku SW, powodując głębokie wysłodzenie wód jury. Już w poziomie kajpru stwierdzono w Kotuniu na głębokości 1469–1479 m wodę typu Cl–Na o mineralizacji 30% (299,2 g/dm<sup>3</sup>).

**Ciechocinek** (fig. 5.1, punkt 13) jest jednym z największych w Polsce uzdrowisk, wykorzystującym w celach leczniczych solanki chłodne i termalne. Naturalne wypływy wód zasolonych i flora halofitowa znane były w okolicznych wsiach (Zgłowiączka, Raciążek) już w XIII w., a w Raciążku istniała wtedy warzelnia soli.

Stanisław Staszic w swym monumentalnym dziele „O ziemiorodztwie Karpatów i innych gor i równin Polski” (1815) tak pisze o solankach w Raciążku: „Źródła słone w okolicach Raciążek na wierzch ziemi wychodzące nie

były jeszcze studniami wydobyte. Woda więc sama przebijając się z głębi przez tyle rozmaitych ziem warstwy (sic!), osobiwie już w równinach, wśród samych ziem opławych (sic!) musi być w swej drodze przez liczne zaskórne wody bardzo ochłodzoną. Przeto nie ma w sobie jak tylko 4 do 5 funtów soli na sto funtów wody”. Warto podkreślić, że oceniana przez S. Staszica na 4 do 5% mineralizacja wody w naturalnych wypływach w Raciążku jest stosunkowo wysoka, jeśli porównać ją z mineralizacją wody termalnej ujętej w Ciechocinku (Terma XVIII, głębokość końcowa 1450 m), nieprzekraczającą 8% (J. Dowgiałło i in., 1963).

Jak podaje G. G. Pusch (1836) w latach 1806–1824 wykonano w Ciechocinku 6 wierceń o głębokości od 104 do 319 stóp (ok. 30 do 100 m) w celu zaopatrzenia powstałej tu w 1824 r. warzelni soli. W latach 1825–1830 i 1859 zbudowano tu m.in. tężnie o łącznej długości 2 km w celu wstępnego zateżnienia solanki przed warzeniem. Warzelnictwo soli w Ciechocinku prowadzone było niemal do końca XIX w.

Uzdrowisko rozwijało się tu szczególnie w okresie międzywojennym. W latach 1928–1932 odwiercono pierwszy otwór głęboki (Terma XIV, głęb. 1305 m), który z głębokości około 750 m (w wyniku awarii) produkuje samowypływem z serii borucickiej liasu około 130 m<sup>3</sup>/h 3% solanki Cl–Na, J o temperaturze 28°C. Wykonany w 1952 r. otwór Terma XVI wszedł na głębokości 1365 m w utwory kajpru (J. Samsonowicz, 1954). Wydajność samowypływu wody termalnej z liasu (35°C, 7% Cl–Na, J) wynosi około 70 m<sup>3</sup>/h. Najnowszym ujęciem solanki termalnej jest otwór Terma XVIII wykonany w latach 1964–1965, zakończony na głębokości 1450 m w utworach kajpru. Woda termalna (37°C, 7% Cl–Na, J) w ilości około 80 m<sup>3</sup>/h ujęta była samowypływem.

Ciechocinek leży w obrębie antyklinorium kujawskiego w pobliżu jego granicy z antyklinorium pomorskim, na wschodnim skrzydle niewielkiej brachyantykliny, zbudowanej z utworów mezozoicznych, z astartem w stropie. Utwory czwartorzędowe tarasu Wisły leżą miejscami bezpośrednio na malmie, miejscami zaś są od niego odizolowane kilkumetrową warstwą iłów miocen-skich. Obecnie eksploatowane wody lecznicze (chlorkowo-sodowe, jodkowe, niekiedy siarczkowe) są tu ujmowa-

ne w utworach czwartorzędu, malmu, doggeru oraz liasu. Wraz z głębokością rośnie mineralizacja i temperatura wody od 0,7% i 11°C na głębokości 24 m w otworze nr 17 do 7% i 37°C na głębokości 1450 m w Termie XVIII.

Geneza solanek ciechocińskich stanowi przedmiot dyskusji, która dotyczy wód tego typu na całym Niziu Polskim. Jej nowoczesny etap zapoczątkował J. Samsonowicz (1954). Uznał on, że są one produktem ługowania przez wody podziemne soli cechsztyńskich, skłaniając się do poglądu, że dotyczy to soli wchodzących w skład diapirow solnych przebijających częściowo lub całkowicie utwory mezozoiczne. Faktem jest jednak, że najbliższe wysady solne Inowrocławia i Góry oddalone są od Ciechocinka o ponad 30 km, podczas gdy samo uzdrowisko położone jest na poduszce solnej nieprzebijającej nawet najniższych utworów kompleksu mezozoicznego (W. Pożaryski red., 1974; R. Dadlez red., 1998). Według obliczeń J. Samsonowicza (1954) sama tylko eksploatacja Termy XIV w ciągu 21 lat spowodowała wyługowanie ze złoża około 1,8 mln t soli, a struktury solne straciły na kubaturze ponad 800 tys. m<sup>3</sup>. Biorąc pod uwagę wielowiekową eksploatację solanek na Kujawach i pracę trzech otworów termalnych w Ciechocinku, ilości te musiałyby być wielokrotnie większe. Powstałe w wyniku ługowania kawerny musiałyby zaznaczyć się deformacjami w skałach otaczających, co nie zostało jak dotychczas stwierdzone.

Odmienne poglądy na genezę kujawskich wód zmineralizowanych przedstawił J. Dowgiałło (1969b), który podkreślił prawdopodobieństwo udziału reliktowych wód morskich lub śródlądowych w składzie tych wód. Pogląd ten był rozwijany w późniejszych pracach tego autora (J. Dowgiałło, 1971, 1988) i kwestionowany przez niektórych innych badaczy (m.in. A. Zuber, J. Grabczak, 1991; A. Krawiec, 1999).

**Aleksandrów Kujawski.** W 1902 r. nawiercono w Aleksandrowie Kujawskim, odległym o 6 km na WSW

od Ciechocinka, solankę termalną w utworach liasu. Oprócz niemal identycznego składu chemicznego jak w Termie XVI w Ciechocinku, miała ona zbliżone ciśnienie złożowe (C. Kolago, 1955).

**Wieniec-Zdrój** (fig. 5.1, nr 14) leży w pradolinie Wisły na pograniczu Kotliny Płockiej i Toruńskiej, 6 km na zachód od Włocławka. Podłoże utworów kenozoicznych należy pod względem tektonicznym do północnej części antyklinorium kujawskiego (W. Pożaryski red., 1974).

Rozwój zdrojowiska datuje się od początku XX w., kiedy w trakcie wykonywania wierceń w poszukiwaniu węgla brunatnego nawiercono tu wodę typu SO<sub>4</sub>-Cl-Ca-Na o mineralizacji 0,35% (R. Rosłoński, 1934). Eksploatowany obecnie odwiert 3E został wykonany w 1961 r. i ma głębokość 131 m (A. Krawiec, K. Kalitka, 2005). Poziom wodonośny stanowią wapienie oolitowe purbeku o miąższości ponad 15 m występujące od głębokości 115 m. Wydajność samowypływu z otworu 3E wynosi 27 m<sup>3</sup>/h, a zwierciadło wody stabilizuje się około 4 m powyżej powierzchni terenu (ok. 68 m n.p.m.).

Wody lecznicze Wieńca-Zdroju ujmowane są w serii margli i wapieni oolitowych występujących pod warstwą margli przewarstwionych gipsami o miąższości 20–30 m (otw. 3E). Seria ta należy do malmu górnego wykształconego lokalnie w facji gipsowej purbeku. W nadkładzie jury występują utwory miocenu charakteryzujące się obecnością wkładek węgla brunatnego. Występujące w wodach jony siarczanowe i wapniowe pochodzą z ługowania gipsów tej serii, podczas gdy powstawanie siarkowodoru wiąże się z redukcją bakteryjną siarczanów w obecności mioceńskiej materii organicznej.

W **Czerniewicach** koło Torunia w latach 1897–1945 eksploatowano w celach leczniczych wodę typu Cl-Na o mineralizacji około 0,5%. Jest ona ujęta w utworach kredowych na głębokości 126 m i wydobywana samowypływem (C. Kolago, 1955).



## 5.2.6. Synklinorium brzeżne

### Odcinek pomorski

#### Wody zmineralizowane (termalne)

**Marusza** (fig. 5.1, punkt 11) znajduje się na Pojezierzu Chełmińskim, 7 km na południe od Grudziądza. Pod względem tektonicznym należy do pomorskiego odcinka synklinorium brzeżnego. Wykonano tu głębokie wierce-

nie Grudziądz IG 1. Na głębokości 1607–1630 m w piaskowcach liasu ujęto wodę typu Cl–Na, J o mineralizacji 7,8% i temperaturze 44°C. Wydajność samowypływu wynosiła 35 m<sup>3</sup>/h.

### Odcinek warszawski

#### Wody lecznicze

**Konstancin-Jeziorna** (fig. 5.1, punkt 19). Uzdrowisko Konstancin znajduje się w Kotlinie Warszawskiej na wysokości 92 m n.p.m. w odległości 20 km na południe od Warszawy. W 1964 r. wykonano tu głęboki otwór Warszawa IG 1 (B. Areń, 1965), którego obecna głębokość, po likwidacji dolnej części otworu i zasypaniu jej, wynosi 1634 m. Z utworów liasu (1588–1640 m) i doggeru (1534–1588 m) wydobywana jest woda Cl–Na, J o mineralizacji 6,7% i temperaturze 30°C. Wydajność otworu wynosi około 11 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 8 m. Poziom wody stabilizuje się na głębokości 55 m poniżej poziomu terenu (37 m n.p.m.).

#### Wody termalne dla ciepłownictwa

**Mszczonów** (fig. 5.1, punkt 18) znajduje się w Kotlinie Warszawskiej na wysokości 171 m n.p.m. w odległości około 15 km na południe od Żyrardowa. W latach 1976–1977 wykonano tu otwór Mszczonów IG 1, który zakończono na głębokości 4119 m w utworach karbonu górnego (J. Dembowska, S. Marek red., 1988). Z utworów piaszczystych kredy dolnej (alb dolny, barrem) występujących na głębokości 1602–1714 m uzyskano wodę słabo zmineralizowaną (0,05%) o temperaturze 41°C. Wydajność eksploatacyjna otworu wynosi 60 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 25 m (W. Bujakowski, 2000). Zwierciadło wody stabilizuje się na głębokości 49 m poniżej poziomu terenu (128 m n.p.m.). Woda termalna włączona jest do miejskiej sieci ciepłowniczej.

### Odcinek lubelski

**Nałęczów** (fig. 5.1, punkt 20). Uzdrowisko położone jest w dolinie Bochotnicy w obrębie Wyżyny Lubelskiej (Płaskowyż Nałęczowski) na wysokości 170–200 m

n.p.m. Za lecznicze zostały tu uznane słabo zmineralizowane wody żelaziste związane z osadami kredy górnej.

## 6. Prowincja sudecka

### 6.1. Wstęp

Znajdująca się w granicach Polski część Sudetów wraz z położonym na NE od tego pasma górskiego blokiem przedsudeckim stanowią, z punktu widzenia występowania wód zmineralizowanych i termalnych, jedną prowincję i powinny być rozpatrywane łącznie. Oddziela je od siebie sudecki uskok brzeżny o kierunku NW–SE, wzdłuż którego w wyniku alpejskich ruchów tektonicznych wydzwignięty został górotwór sudecki. Główną cechą, jaka różni oba te regiony, jest obecność na bloku przedsudeckim miąższych osadów neogenu i plejstocenu, które w Sudetach pojawiają się jedynie lokalnie. Kompleksy metamorficznych skał prekambryjskich i staropaleozoicznych, jak również obecne w Sudetach intruzje

waryscyjskie, znajdują natomiast często przedłużenie na bloku przedsudeckim, gdzie na ogół ukryte są pod płaszczem osadów kenozoicznych. Na obszar bloku przedsudeckiego przedłużają się także niektóre, istotne z punktu widzenia krążenia wód podziemnych i występowania dwutlenku węgla, głębokie struktury dysjunktywne (uskoki). Po obu stronach sudeckiego uskoku brzeżnego występują także objawy paleogeńskiego i neogeńskiego wulkanizmu bazaltowego. Od regionu sudeckiego różni się natomiast radykalnie obszar położony na NE od systemu uskóków Odry. Rosnąca ku NE miąższość osadów permu i mezozoiku charakteryzuje monoklinę przedsudecką, stanowiącą element platformy paleozoicznej Niżu Polskiego.

### 6.2. Ogólne problemy występowania wód zmineralizowanych i termalnych

Charakterystycznym dla regionu sudeckiego typem wód zmineralizowanych są wody wodorowęglanowe o różnym składzie kationowym, ze znaczną niekiedy zawartością wolnego dwutlenku węgla (szczawy, wody kwasowęglowe). Występują one zarówno w Sudetach, jak i w obrębie bloku przedsudeckiego. Dwutlenek węgla jest głównym czynnikiem powodującym ich podwyższoną mineralizację, dzięki wpływowi, jaki wywiera na intensyfikację procesów wzajemnego oddziaływania między wodami podziemnymi a zawierającymi je skałami. Gaz ten pochodzi niewątpliwie ze znacznych głębokości i migrując szczelinami, związanymi ze strefami uskokowymi, rozpuszcza się w wodach podziemnych pochodzenia infiltracyjnego, nasycza je, a niekiedy przesycza, nadając im charakter agresywny w stosunku do skał, w których występują. Kwestia jego genezy nie została dotychczas jednoznacznie rozstrzygnięta. Przepuszczalnie

pochodzi on z górnego płaszcza Ziemi i związanych z nim ognisk magmowych, których powierzchniowym przejawem jest sudecka, kenozoiczna formacja bazaltowa. Drugą możliwością stanowi termiczny rozkład skał węglanowych, występujących w sudeckich kompleksach metamorficznych prekambriu i starszego paleozoiku w postaci marmurów (Dowgiało, 1978). Nie można też wykluczyć, że atmosferyczny CO<sub>2</sub>, rozpuszczony w wodach infiltracyjnych spływających do głębokich partii systemów krążenia, nadaje im – w wyniku nagrzania geotermicznego – charakter wód nasyconych lub przesyconych tym gazem. Jest prawdopodobne, że swój udział w powstawaniu dwutlenku węgla, występującego w szczawach i wodach kwasowęglowych regionu sudeckiego, mają wszystkie trzy omówione wyżej czynniki. Szczególna sytuacja ma miejsce w zagłębieniach węglowych NE skrzydła synklinorium śródsudeckiego. Tutaj według M. Kotarby (1988)

mamy do czynienia z termogenicznym dwutlenkiem węgla, powstałym w wyniku uwęglania materii organicznej pod koniec paleozoiku, i wpływem, jaki na ten proces wywarł permski wulkanizm. Już w tym miejscu warto zasignalizować doniosłą rolę niektórych wielkich dyslokacji w transporcie i pojawianiu się dwutlenku węgla w płytkich wodach podziemnych. Będzie o tym mowa w części szczegółowej niniejszego rozdziału. Jedną z takich dyslokacji jest system nasunięć odgraniczających blok sowiogórski od synklinorium śródsudeckiego (nasunięcia Strugi i Głuszycy). W obrębie tego systemu i towarzyszących mu stref spękań występują lub występowały, częściowo zanikłe w wyniku wydobywania węgla w zagłębiach Wałbrzycha i Nowej Rudy, źródła i zespoły źródeł szczaw. Towarzyszą one w sposób wyraźny strefie granicznej między blokiem sowiogórskim a synklinorium śródsudeckim. Drugą z dyslokacji o ważnym znaczeniu dla występowania dwutlenku węgla w wodach podziemnych jest uskoki Pstrężna–Gorzanów, stanowiący granicę między synklinorium śródsudeckim a rowem Górnej Nisy Kłodzkiej. Rolę tej dyslokacji w transporcie CO<sub>2</sub> i powstawaniu szczaw tego rejonu opisał J. Fistek (1989).

Charakterystyczna dla omawianego obszaru jest również obecność, płytko niekiedy występujących, wód termalnych o niewielkiej mineralizacji. Ta druga cecha wiąże się na ogół z faktem, że występują one w większości przypadków w słabo rozpuszczalnych skałach krystalicznych, a tam, gdzie nie zawierają dwutlenku węgla, ich agresywność w stosunku do skały zbiornikowej jest niewielka.

Jak już wspomniano, wody termalne występują na różnych głębokościach, a także w postaci naturalnych wypoływów (źródeł). Te ostatnie stały się podstawą dla powstania słynnych uzdrowisk: Cieplice Śląskie-Zdrój i Łądek-Zdrój. Jak wykazały przeprowadzone dotychczas badania geotermiczne (B. Bruszevska, 2000), gęstość ziemskiego strumienia ciepłego z wyraźną przewagą składowej konwekcyjnej w polskiej części Sudetów i na obszarze bloku przedsudeckiego zawiera się w granicach 50–65 mW/m<sup>2</sup>. Na podstawie tych danych można wnioskować, że lokalnie płytkie występowanie wód termalnych wiąże się z głębokim krążeniem i geotermicznym ogrzewaniem tych wód przy gradiencie nieodbiegającym

w większym stopniu od wartości przeciętnych, charakterystycznych dla obszarów lądowych, tj. około 33°C/km. Nie zaobserwowano także dotychczas podwyższonych gęstości tego strumienia w granitoidach, co mogłoby wskazywać na rolę ciepła radiogenicznego w jego kształtowaniu. Głęboka penetracja wód infiltracyjnych możliwa jest natomiast dzięki sieci spękań i uskoków powstałych podczas orogenezy alpejskiej, a często stanowiących odnowienie starszych dyslokacji wieku waryscyjskiego lub nawet kaledońskiego. Przyczyniają się do niej także znaczne deniwelacje powierzchni terenu.

Poszukiwania nowych zasobów wód termalnych dla celów leczniczych, rekreacyjnych i grzewczych stanowią przedmiot wzrastającego zainteresowania. Świadczą o tym zarówno liczne publikacje (np. J. Fistek i in., 1996 i wiele innych), jak i przygotowywane duże projekty poszukiwawcze obejmujące głębokie wiercenia.

Wspomnieć tu należy o szeroko rozprzestrzenionych w Sudetach słabo zmineralizowanych wodach radonowych, zaliczanych do wód leczniczych, o ile zawierają radon w ilości co najmniej 74 Bq/dm<sup>3</sup>. Występują na ogół płytko w źródłach i górnych partiach profilów wiertniczych. Obecność ich stwierdzono przede wszystkim na obszarach występowania przede wszystkim skał metamorficznych, a także granitoidów. Za lecznicze uznane zostały bogate w radon wody siarczkowe i fluorkowe Łądko-Zdroju (Góry Złote) oraz szczawy i wody radonowe Świeradowa-Zdroju (Góry Izerskie). Wśród innych znanych wystąpień takich wód wymienić można punkty położone w bezpośrednim sąsiedztwie Łądko-Zdroju (Lutynia, Wójtówka, Wrzosówka, Orłowiec, Stójków) oraz w nieco bardziej odległych miejscowościach Kletno i Bolesławów (Masyw Śnieżnika Kłodzkiego). W Sudetach Zachodnich są to: Szklarska Poręba, Sosnówka i Kowary (masyw granitoidowy Karkonoszy).

Wymienione tu punkty z pewnością nie wyczerpują listy wystąpień wód radonowych. Przydatność lecznicza takich wód jest obecnie kwestionowana w kręgach lekarskich (m.in. T. Rudnicki, 1985). Wynikiem tego jest wykreślenie z rejestru wód leczniczych, wcześniej za takie uznanych, wód radonowych w Szklarskiej Porębie, Sosnówce i Kowarach. Stosowanie słabo zmineralizowanych wód radonowych w Świeradowie-Zdroju wydaje się

usankcjonowane długoletnią tradycją. Podobnie jest w Łądku-Zdroju, gdzie radon jest tylko jednym ze składników tamtejszych wód, obok innych, jak fluorki czy związki siarki na niskim stopniu utlenienia, bezspornie uznanych za lecznicze, a także w Przerzecznym-Zdroju, gdzie czynnikiem leczniczym jest także siarkowodór.

Występowanie słabo zmineralizowanych wód radonowych w Sudetach i na bloku przedsudeckim może być uznane za zjawisko pospolite. Można się ich spodziewać wszędzie tam, gdzie wzbogacone w uran i tor skały krystaliczne są tektonicznie zaburzone, w wyniku czego zwiększony jest ich współczynnik emanowania radonu (T. A. Przylibski, 2000; T. A. Przylibski i in., 2004). Wobec wątpliwej przydatności leczniczej wód radonowych, nie będziemy się tu nimi szerzej zajmować.

Regionalizacja sudeckich mineralnych wód wodorowęglanowych, kwasowęglowych i szczaw (dalej określanych łącznie jako wody wodorowęglanowe) oraz wód termalnych musi się opierać na ich rozpoznanych wystąpieniach i będzie ulegać zmianom w miarę nowych od-

kryć tych wód. Niekiedy, tam gdzie stwierdzono równoczesne występowanie obu tych typów (Duszniki-Zdrój, Grabin, Jeleniów), ten regionalny podział staje się nieostry. Gdzie indziej jednak może być przydatny (np. dla potrzeb planowania przestrzennego) pod warunkiem, że będziemy pamiętać o jego nieostatecznym charakterze (fig. 6.1).

Podstawowy podział prowincji sudeckiej na region Sudetów i bloku przedsudeckiego może być z powodzeniem stosowany do obu głównych typów rozpatrywanych tu wód. Dalszy podział na subregiony wymaga już jednak ich odrębnego traktowania. Podstawowym kryterium takiego podziału jest przynależność danego systemu hydrogeologicznego do konkretnej jednostki geologicznej, a także styl tektoniczny i inwentarz litologiczny tej jednostki.

Z punktu widzenia występowania mineralnych wód wodorowęglanowych można w Sudetach wyróżnić: rejon izerski (Świeradów-Zdrój, Czerniawa-Zdrój), rejon kaczawski (Stare Rochowice), rejon wałbrzyski (Stare Bogaczowice, Szczawno-Zdrój, Wałbrzych, Jedlina-Zdrój,

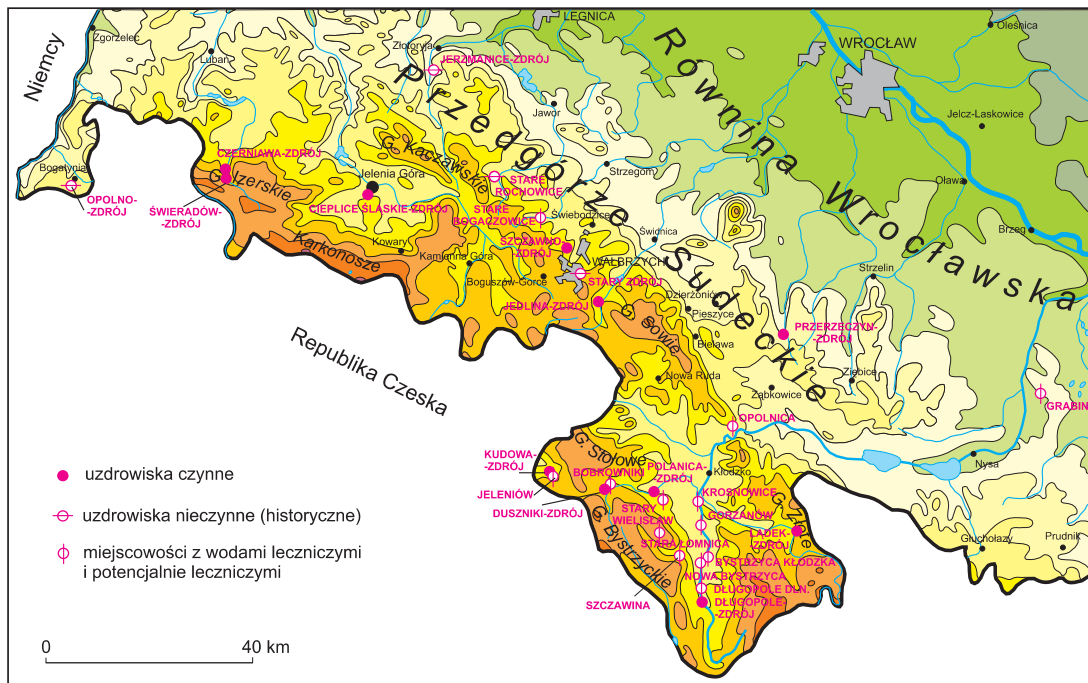
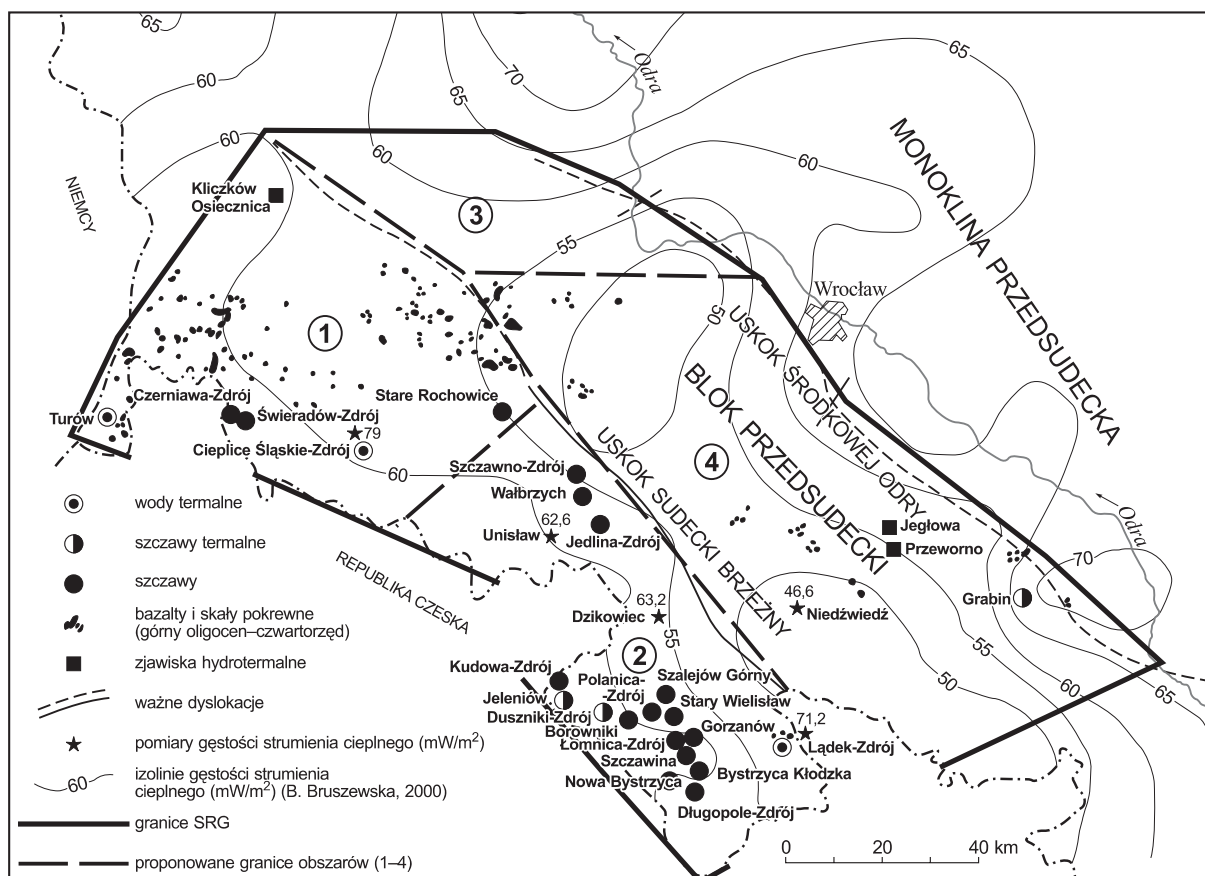


Fig. 6.1. Uzdrowiska i miejscowości z wodami leczniczymi prowincji sudeckiej (stan na 31.12.2006 r.)

a także nieistniejące już źródła, zanikłe w wyniku działalności górnictwa węgla kamiennego) oraz rejon kłodzki. W tym ostatnim występuje większość sudeckich szczawów i wód kwasowęglowych, zarówno uznanych za lecznicze (Duszniki-Zdrój, Stare Bobrowniki, Szczawina – Góry Bystrzyckie; Długopole-Zdrój – rów Górnej Nisy Kłodzkiej; Polanica-Zdrój – synklinorium śródsudeckie; Kudowa-Zdrój, Jeleniów – zapadisko Kudowy), jak też określanych nieformalnie jako potencjalnie lecznicze wody wodorowęglanowe (Nowa Łomnica i Nowa Bystrzyca – Góry Bystrzyckie; Szalejów Górny, Stary Wielisław Dolny, Długopole Dolne, Krosnowice i Gorzanów – rów Górnej Nisy Kłodzkiej).

Podział regionu sudeckiego z punktu widzenia występowania wód termalnych zaproponował J. Dowgiałło (2001). W obrębie Sudetów wyróżnił on subregiony: (1) jeleniogórski i (2) wałbrzysko-kłodzki, zaś w obrębie bloku przedsudeckiego: (3) legnicki i (4) świdnicko-niemodliński (fig. 6.2). Do subregionu (1) zaliczono Kotlinę Jeleniogórską z wodami termalnymi Cieplic Śląskich-Zdroju oraz obszary perspektywiczne Gór Izerskich i sąsiadującą z nimi od zachodu depresję Turosszowa (Z. Cymerman, 2004), gdzie w przedwaryscyjskim granicie rumburskim, z którego jest zbudowane podłoże neogenu, stwierdzono wodę mineralną o temperaturze 27°C i mineralizacji około 4 g/dm<sup>3</sup> (T. Sztuk, 1986). Subregion (2) obejmuje Góry



**Fig. 6.2. Sudecki region geotermiczny (SRG) (wg J. Dowgiałły, 2001)**

Subregiony: 1 – jeleniogórski, 2 – wałbrzysko-kłodzki, 3 – legnicki, 4 – świdnicko-niemodliński

Złote z wodami termalnymi Łądka-Zdroju, Góry Bystrzyckie i zapadlisko Kudowy z wodami termalnymi Dusznik-Zdroju i Jeleniowa oraz obszary perspektywiczne synklinorium śródsudeckiego zarówno w Kotlinie Kłodzkiej (Krosnowice), jak i w rejonie Wałbrzycha. W subregionie (3) nie są dotychczas znane wystąpienia wód termalnych, ale wzrastająca ku NE gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego pozwala traktować go jako perspektywiczny. W subregionie (4) występuje w utworach prekambru szczawa termalna (31,4°C), nawiercona w Grabinie na głębokości 485 m (T. Hordejuk, Z. Płochniewski, 1986), zaś jego perspektywiczny charakter potwierdzają liczne tu wystąpienia neogeńskich wulkanitów. Należy tu też wspomnieć o położonym w tym obszarze (w strefie dyslokacyjnej Niemczy), unikatowym w regionie sudeckim, wystąpieniu słabo zmineralizowanych wód siarczkowych, radonowych (Przerzeczyn-Zdrój). Utwory staro-

paleozoiczne (spękane granodioryty i gnejsy) strefy dyslokacyjnej Niemczy, z których pochodzą wody lecznicze Przerzeczyna-Zdroju, są zdaniem autorów perspektywiczne dla poszukiwań wód termalnych (J. Fistek, 1995).

Na temat warunków występowania szczaw i wód termalnych w prowincji sudeckiej opublikowano wiele prac zarówno przeglądowych, jak i szczegółowych. Z tych pierwszych przed rokiem 1945 ukazały się m.in. opracowania: K. Schwanckfelda (1600), M. G. Aelurusa (1625), D. Greupnera (1775), J. G. Morgenbessera (1777), G. Moggalli (1802), F. Frecha (1912) i E. Meistera (1932). Wśród autorów prac przeglądowych, opublikowanych po II wojnie światowej, znajdują się: M. Dominikiewicz (1951), J. Teisseyre (1954, 1966), J. Dowgiałło i in. (1969), J. Fistek (1971), J. Dowgiałło red. (1974), A. Jarocka red. (1976), A. Pilich (1979), J. Kozłowski (1998), B. Kiełczawa (2001) oraz B. Wiktorowicz (2004).

## 6.3. Szczegółowa charakterystyka występowania wód

### 6.3.1. Sudety

#### Depresja Turoszowa

Obniżenie tektoniczne, zwane depresją Turoszowa (Z. Cymerman, 2004) lub niecką żytawską, oddziela blok karkonosko-izerski od bloku łużyckiego. Jest ono fragmentem neogeńskiego obniżenia tektonicznego Żytawa-Węgliniec. Granicę między depresją Turoszowa a blokiem karkonosko-izerskim stanowi południkowy uskoki Nysy Łużyckiej, przedłużający się aż po rejon Poddębic w niecce północnosudeckiej. Podłoże neogenu depresji Turoszowa zbudowane jest z różnego rodzaju zmetamorfizowanych granitów i granodiorytów dolnopaleozoicznych, pociętych gęstą siecią uskoków i w wielu miejscach pokrytych paleogeńskimi lawami bazaltowymi. Osadowy nadkład skał krystalicznych zawiera miąższe pokłady węgla brunatnego, eksploatowanego w kopalni odkrywkowej Turów w Turoszowie.

**Opolno-Zdrój.** W położonej na wysokości 250 m n.p.m. wsi Opolno (fig. 6.1) niewielkie zdrojowisko czynne było od 1836 r. Wykorzystywano w nim słabo zmineralizowaną wodę żelazistą, której wypływy pojawiły się w wierceniach wykonywanych w 1805 r. w związku z planami rozbudowy kopalni węgla brunatnego. Łącznie odwiercono tu 6 otworów ujmujących wodę z warstw węgla brunatnego na głębokości od 7 do 40 m (Deutsches Bäderbuch, 1907). Woda zawiera od 100 do 230 mg/dm<sup>3</sup> rozpuszczonych składników stałych, w tym do 25 mg/dm<sup>3</sup> jonu żelazawego, i jest typu SO<sub>4</sub>-Ca-Mg. Na uwagę zasługuje podwyższona zawartość wolnego CO<sub>2</sub> od 10 do 130 mg/dm<sup>3</sup> (M. Dominikiewicz, 1951). Wody te zostały zdrenowane przez rozszerzające się wyrobiska górnicze kopalni Turów.

**Turoszów.** Wpływ wody termalnej w kopalni Turów został opisany przez W. Ciężkowskiego i T. Sztuka (1985) oraz przez T. Sztuka (1986). Nastąpił on w 1981 r. ze strefy uskokuwej w obrębie przedwaryscyjskiego granitu rumburskiego, tworzącego w tym miejscu podłoże mioceńskiej formacji brunatnowęglowej. Wydajność wpływu, o temperaturze 27°C, mineralizacji 4 g/dm<sup>3</sup> typu HCO<sub>3</sub>-Na i zawartości jonu fluorkowego 14,5 mg/dm<sup>3</sup>, osiągnęła 8 m<sup>3</sup>/h. Temperatury w dolnych partiach systemu krążenia, szacowane na podstawie geotermometrów chemicznych, mogą przekraczać 100°C (J. Dowgiałło, 2002a). Obszar zasilania systemu znajduje się prawdopodobnie na zachodnich stokach masywu karkonosko-izerskiego.

## Góry Izerskie

Polska część Gór Izerskich ograniczona jest od zachodu Bramą Żytawską, a od wschodu przełęczami Szklarską i Zimną. Ku północy góry te opadają progiem tektonicznym ku Pogórzcu Izerskiemu. Składają się z czterech grzbietów oddzielonych dolinami: Kwisy, Małej Kamiennej, Izery i Kamiennej. Od południa są to: Grzbiet Kamienicki, Wysoki Grzbiet, będący kulminacją Gór Izerskich (Wysoka Kopa, 1126 m n.p.m.), Średni Grzbiet i Izera. Góry Izerskie odwadniane są głównie przez dopływy Nysy Łużyckiej i Bobru (zlewisko Bałtyku) oraz Izery (zlewisko Morza Północnego).

Obszar Gór Izerskich zbudowany jest głównie z silnie sfałdowanych, dolnopaleozoicznych gnejsów (gnejsy izerskie) powstałych w wyniku dwukrotnego metamorfizmu starszych (górnoproterozoicznych i staropaleozoicznych) skał osadowych. W obrębie gnejsów występują równoleżnikowe pasma łupków krystalicznych (północne pasmo Złotnik Lubańskich, środkowe – Starej Kamienicy i południowe – Szklarskiej Poręby), niekiedy amfibolitów tego samego wieku. Lokalnie występują ordowickie intruzje granitów zwanych rumburskimi, a także żyły minerałów hydrotermalnych (m.in. żyła kwarcu eksploatowana na Izerskich Garbach).

Pogórze Izerskie stanowi część Pogórza Zachodniosudeckiego między Nysą Łużycką na zachodzie i doliną Bobru na wschodzie. Jest to obszar pagórkowaty (250–500 m n.p.m.), rozdzielony przez Kwisę na wyższą część zachod-

nią i niższą – wschodnią. Zbudowany jest głównie z silnie sfałdowanych proterozoicznych i staropaleozoicznych skał metamorficznych, przeważnie gnejsów, podrzędnie łupków krystalicznych, na których od północy i północnego wschodu leżą skały osadowe triasu i kredy.

**Świeradów-Zdrój** (470–560 m n.p.m.). Pierwsze wiadomości o występowaniu wody mineralnej w Świeradowie pochodzą z początku XVI w. Według K. Schwanckfelda (1600) źródło szczawy, nazywane wcześniej Świętym, nosiło nazwę Bierbrunnen (studnia piwna), zaś pierwszy dom zdrojowy i pijalnię wód zbudowano tu w 1795 r. (B. Paczyński, Z. Płochniewski, 1996). Źródła te występują w obrębie granitognejsów izerskich. Najwyżej położona grupa sześciu źródeł im. Marii Curie-Skłodowskiej jest związana ze skrzyżowaniem dwóch systemów szczelin o przebiegu NNE–SSW i E–W, w obrębie leukokratycznej facji granitognejsów. Dostarczają one wody słabo zmineralizowanej o zawartości Rn do około 3000 Bq/dm<sup>3</sup> (B. Głowiak, J. Ziółkowski, 1965).

Źródła istniejące i zanikłe położone na terenie i obok Domu Zdrojowego (m.in. Górne) oraz nad Kwisą (m.in. Dolne i Zofia) są związane z dyslokacją o przebiegu NNE–SSW. Dostarczają one szczaw radonowych (do 1100 Bq/dm<sup>3</sup>), słabo zmineralizowanych (Górne) lub o mineralizacji nieco powyżej 1000 mg/dm<sup>3</sup> typu HCO<sub>3</sub>-Ca–Mg, jak Zofia (J. Fistek, 1967).

W latach 1963–1974 wykonano na terenie Świeradowa-Zdroju kilkanaście wierceń, które dostarczyły zarówno wód radonowych prostych, jak i szczaw (J. Fistek, 1983). Ponadto szczegółowe badania hydrogeologiczne, prowadzone między Świeradowem-Zdrojem a Czerniawą-Zdrojem, doprowadziły do wykrycia na stoku góry Opalenice wody radonowej w obrębie leukogranitów (źródło Sancta Maria).

Wody lecznicze Świeradowa-Zdroju (zarówno słabo zmineralizowane, jak i szczawy) są niewątpliwie pochodzenia infiltracyjnego. Obszar ich zasilania stanowią przede wszystkim SW zbocza doliny Kwisy, wchodzące w skład jednostki morfologicznej Wysokiego Grzbietu, a także przypuszczalnie zbocza Grzbietu Kamienickiego.

**Czerniawa-Zdrój** (ok. 540 m n.p.m.). Wody lecznicze Czerniawy-Zdroju oraz sąsiadującej z nią wsi Ulicko (dawniej Pogranicze Górne) występują w utworach meta-

morficznych stanowiących osłonę granitu Karkonoszy. Są to szczawy typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg+Fe}$ . Obecność ich jest związana ze strefami dyslokacyjnymi o kierunkach N-S i NW-SE. W trakcie prac badawczych prowadzonych w latach 1959–1960 odkryto w Czerniawie-Zdroju źródło słabo zmineralizowanej wody radonowej, a w Ulicku uzyskano szczawy w sześciu odwiertach o głębokościach 100–260 m.

Wśród geologów niemieckich przyjmowany był pogląd G. Berga (1926) dotyczący istnienia uskoku („szczeliny źródłowej”) łączącego szczawy Świeradowa-Zdroju i Czerniawy-Zdroju-Ulicka. Żadne późniejsze badania hipotezy tej nie potwierdziły. Wynika z tego, że mamy tu do czynienia z dwoma systemami krążenia wód, wymagającymi odrębnego traktowania w zakresie gospodarki wodami podziemnymi i ich ochrony. Łączenie ich z występującymi po stronie czeskiej szczawami Nového Města pod Smrkem i Libverdy w jedną jednostkę hydrogeologiczną (W. Ciężkowski, 1983, 2003) nie znajduje uzasadnienia w świetle badań geologicznych.

### Kotlina Jeleniogórska

Kotlina Jeleniogórska stanowi zapadlisko śródgórskie położone pomiędzy Karkonoszami na południu, Pogórzem Izerskim i Górami Izerskimi na zachodzie, Górami Kaczawskimi na północy i Rudawami Janowickimi na wschodzie. Jej powierzchnia wynosi około 270 km<sup>2</sup>, średnia wysokość 350–400 m n.p.m. Ponad poziom kotliny wyrastają, zwłaszcza w jej środkowej części, wzgórza o wysokości względnej około 150 m. Są to: Wzgórze Łomnickie, Grodna (506 m n.p.m.), Chojnik i Witosza. Dno Kotliny Jeleniogórskiej pokryte jest osadami glacialnymi (iły warwowe, piaski i żwiry fluwioglacjalne, gliny morenowe) oraz rzecznyymi (piaski, mady). Jest ona odwadniana przez Bóbr, do którego w okolicach Jeleniej Góry uchodzą: Kamienna, Łomnica i Radomierka. Podłoże czwartorzędowe Kotliny Jeleniogórskiej zbudowane jest z górnokarbońskich granitoidów (granity karkonoskie). W części zachodniej występują późnoprokambryjskie i staropaleozoiczne gnejsy (izerskie) i łupki krystaliczne (pasma Starej Kamienicy i Szklarskiej Poręby), a w części północnej przeobrażone, staropaleozoiczne skały (zieleń-

ce) Gór Kaczawskich. Te ostatnie oddziela od granitów karkonoskich dyslokacja o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego, zwana uskokiem śródsudeckim.

**Jelenia Góra – Cieplice Śląskie-Zdrój.** Wody termalne Cieplic Śląskich-Zdroju są niewątpliwie najważniejszym wystąpieniem takich wód w regionie sudeckim. Uzdrawisko znajduje się w granicach administracyjnych Jeleniej Góry, a jego wody termalne należą do jeleniogórskiego systemu geotermicznego, opisanego szczegółowo w pracach J. Dowgiałły, J. Fistka (1995) oraz J. Fistka, J. Dowgiałły (2003).

Niepewne przekazy ustne, które następnie pojawiły się w rękopiśmiennych kronikach, mówią o roku 1175, kiedy to źródła cieplickie miały zostać odkryte przez pasterza owiec (C. Grünhagen, 1857). Źródła historyczne dotyczące Cieplic pochodzą z XIII w. Datę 18 marca 1261 r. nosi akt nadania zakonowi joannitów „...miejsca zwanego Callidus fons (ciepłe źródło) wraz z 250 łanami...” przez Bernarda, księcia śląskiego i pana na Lwówku. Przywilejem z dnia 8 marca 1288 r. Bolko, książę śląski, pan na Lwówku dał „...komturowi Fontis Callidi ... za zgodą mieszczan jeleniogórskich...” pozwolenie na budowę w pobliskich Marczycach zajazdu, który „...na wieczne czasy, ma pozostać własnością zakonu joannitów...”. Datę tę można uznać za początek istnienia uzdrowiska cieplickiego. Już jednak w 1381 r. Cieplice Śląskie przeszły na własność rodu Schaffgotschów, a od 1403 r. częściowo także cystersów, którzy stali się właścicielami „małego źródła” zwanego później „kościelnym” (obecnie przypuszczalnie nr 5, Basen Damski). „Duże źródło”, zwane później „hrabiowskim” (obecnie przypuszczalnie nr 6, Basen Męski) pozostało we władaniu Schaffgotschów. Cieplice Śląskie stały się słynnym uzdrowiskiem między XVII a XX wiekiem. W miarę wzrostu liczby zabiegów leczniczych zwiększało się zapotrzebowanie na wodę, które starano się zaspokajać przez pogłębianie źródeł studniami kopanymi, a także wierząc w nich otwory o głębokości nieprzekraczającej 60 m (Marysieńka, 52 m, 1910 r.; Nowe, 37,5 m, 1930 r.).

W latach 1971 i 1972 wykonano na terenie Parku Zdrojowego dwa otwory wiertnicze o głębokościach 661 (C-1) i 750 m (C-2). Drugi z nich dostarczył znacznych ilości wody termalnej występującej na głębokości prze-



kraczącej 700 m. Wydajność samowypływu osiągnęła tu  $40 \text{ m}^3/\text{h}$ , zaś ciśnienie przy zamkniętej głowicy wyniosło 2,5 atm. Uzyskana wydajność kilkakrotnie przekroczyła łączną ilość wody termalnej dostarczanej dotychczas przez źródła naturalne i płytkie odwierty.

Zapotrzebowanie na dodatkowe ilości wody termalnej, służącej zarówno celom leczniczym, jak i ogrzewaniu pomieszczeń, spowodowało decyzję o pogłębieniu otworu C-1. Osiągnął on w 1997 r. głębokość 2002,5 m, co jest rekordem dla wierceń hydrogeologicznych, wykonanych dotychczas na obszarze Sudetów polskich. Wydajność samowypływu wody termalnej z głębokości poniżej 1600 m wynosiła  $88 \text{ m}^3/\text{h}$ , a ciśnienie przy zamknię-

tej głowicy bezpośrednio po zakończeniu głębienia otworu wykazało 3 atm. Temperatura wody mierzona na wypływie osiągnęła  $87,6^\circ\text{C}$ , zaś na głębokości 1850–1855 m –  $98,7^\circ\text{C}$ . Po kilku miesiącach badań i obserwacji temperatura samowypływu ustabilizowała się na poziomie  $86,7^\circ\text{C}$ , a jego wydajność obniżyła się do  $45 \text{ m}^3/\text{h}$ , co przypuszczalnie można uznać za wielkość stałą (J. Fistek, J. Dowgiałło, 2003).

Wody termalne Cieplic Śląskich-Zdroju związane są z karbońskimi granitami monzonitowymi i granodiorytami poprzecinanymi dość gęstą siecią żył i dajek lamprofirowych (fig. 6.3 i 6.4). Skład chemiczny wód w całym profilu jest niezwykle jednolity. Są to – od wypływów po-

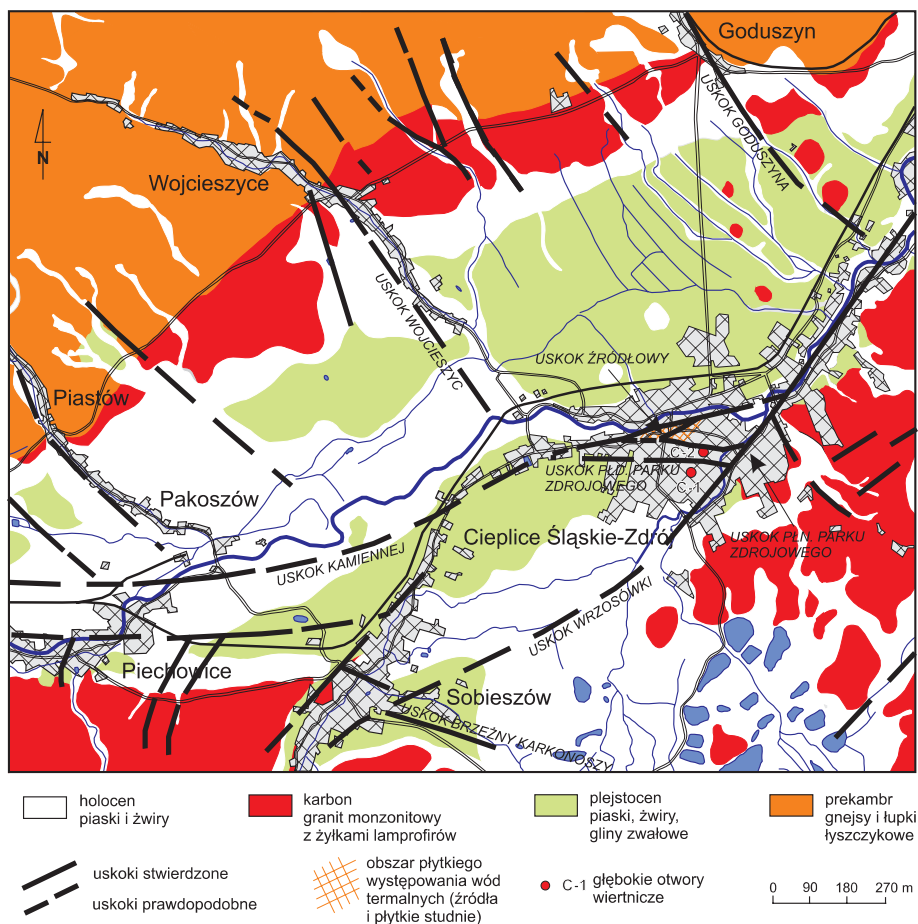


Fig. 6.3. Szkic geologiczno-tektoniczny rejonu Cieplic Śląskich-Zdroju (wg J. Fistka, J. Dowgiałły, 2003)



## Przykładowe analizy chemiczne wód zmineralizowanych

	Czerniawa-Zdrój	Świeradów-Zdrój	Cieplice Śląskie-Zdrój	Stare Rochowice	Szczawno-Zdrój	Jedlina-Zdrój	Polanica-Zdrój
Nazwa/określenie ujęcia	Nr 4	Zofia	Cieplice-1	Nr 1	Mieszko	J-600	W. Pieniawa
Wiek formacji wodonośnej	proterozoik	prekambr	karbon górny	paleozoik dolny	karbon dolny	karbon górny	kreda górna
Litologia	łupki łyszc.	gnejs	granit	łupki	szarogłazy	piaskowce	piaskowce
Sposób ujęcia i głębokość	odwiert 197 m	dzwon 4 m	odwiert 2002,5 m	odwiert 44 m	dzwon 4 m	odwiert 365 m	odwiert 34 m
Wydajność/zasoby (dm <sup>3</sup> /min)	19,5	3,3	750,0	4,0	3,2	11,0	310,0
Data pobrania próbki	16.04.1975	16.04.1975	21.05.1998	10.02.1972	23.10.1975	8.10.1969	6.04.1976
Temperatura wody (°C)	11,0	5,0	86,7	n.m.	12,5	n.m.	12,3
pH	5,9	5,4	8,37	6,13	7,1	11,5	6,0
Aktywność promieniotw. (Bq/dm <sup>3</sup> )	44,8	566,8	16,3	n.m.	40,7	n.m.	n.m.
Skład chemiczny	mg/dm <sup>3</sup>						
Na <sup>+</sup>	132,0	41,5	155,62	1095,0	650,0	125,0	70,0
K <sup>+</sup>	16,0	4,5	4,57	28,0	20,0	13,0	42,0
Li <sup>+</sup>	0,77	0,19	0,178	n.o.	1,5	n.o.	0,1
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,16	n.s.	0,05	1,3	0,76	5,2	śl.
Ca <sup>2+</sup>	345,69	104,65	9,0	430,75	110,22	202,0	258,4
Mg <sup>2+</sup>	150,53	47,04	0,82	84,0	71,74	98,06	39,03
Fe <sup>2+</sup>	30,5	19,1	0,04	58,5	2,8	1,4	4,6
Mn <sup>2+</sup>	0,49	0,27	0,01	0,44	0,16	1,7	0,33
F <sup>-</sup>	0,9	2,4	11,75	0,45	n.s.	n.o.	n.s.
Cl <sup>-</sup>	8,86	5,48	51,05	31,75	102,82	18,0	7,09
Br <sup>-</sup>	n.s.	n.s.	n.b.	n.o.	n.s.	n.o.	n.s.
I <sup>-</sup>	n.s.	n.s.	n.b.	n.o.	n.s.	n.o.	n.s.
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	24,0	13,17	142,17	1971,91	305,0	44,8	61,2
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	2210,49	686,45	170,86	2259,47	1910,00	1427,82	1168,16
HAsO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	n.s.	n.s.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
NO <sup>2-</sup>	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.	n.s.
NO <sup>3-</sup>	śl.	n.s.	n.s.	n.s.	n.o.	n.s.	śl.
H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub>	67,6	72,6	72,8	n.o.	26,0	n.o.	18,2
HBO <sub>2</sub>	n.s.	1,62	0,507	n.o.	2,19	n.o.	n.s.
Suma składników stałych	2987,99	1000,67	546,7	5988,87	3203,19	1936,98	1659,11
Wolny CO <sub>2</sub>	2200,0	2960,0	0,0	2307,0	1945,0	2340,0	2006,0
Typ wody	szczawa HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg	szczawa HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg, F, Fe	woda termalna, F, Si	szczawa SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na- Ca, Fe	szczawa HCO <sub>3</sub> -Na	szczawa HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg	szczawa HCO <sub>3</sub> -Ca

\*zawartość CO<sub>2</sub> powyżej 1000 mg/dm<sup>3</sup>, mineralizacja poniżej 1000 mg/dm<sup>3</sup>; n.o. – nie oznaczono; n.s. – nie stwierdzono; n.m. – nie mierzono;

Tabela 6.1

## i termalnych Sudetów i bloku przedsudeckiego

Duszniki- -Zdrój	Kudowa- -Zdrój	Długopole- -Zdrój	Gorzanów	Szczawina	Lądek- -Zdrój	Przerzeczyn- -Zdrój	Grabin
Pieniawa Chopina	K-200	Renata	Nr 5	Studzienne	L-2	Siarczkowe	Odra 5/1
proterozoik	kreda górna	proterozoik	kreda górna	proterozoik	proterozoik	czwartorzęd	proterozoik
łupki łyszc.	mułowce, p-ce	łupki łyszc.	piaskowce	łupki łyszc.	gnejsy	gliny, rumosz	gnejsy
odwiert 78 m	odwiert 211 m	odwiert 17,4 m	odwiert 280,5 m	dzwon 4 m	odwiert 700 m	stud. kop. 11 m	odwiert 545 m
240	84	14	610	10	60	17	2066
07.05.1975	06.05.1975	11.04.1975	03.11.1970	26.03.1973	10.04.1975	12.04.1975	22.09.1983
17,0	11,7	10,0	12,5	10,3	44,7	9,3	31,4
5,9	6,1	5,7	6,75	6,9	9,2	7,5	6,78
n.m.	13,0	90,6	n.o.	n.o.	151,3	40,7	n.o.
mg/dm <sup>3</sup>							
150,0	511,0	75,6	97,5	13,50	52,0	19,0	1620,0
81,0	55,0	12,7	8,5	7,8	1,0	1,3	101,0
0,12	2,1	0,32	n.o.	n.o.	n.o.	n.s.	4,2
n.s.	0,12	2,56	n.o.	0,64	n.o.	0,12	2,4
208,01	237,79	130,23	278,53	88,35	3,1	64,93	458,0
58,5	74,06	60,21	23,47	31,65	0,47	9,41	364,0
13,9	9,25	16,35	5,0	9,80	0,66	0,24	5,8
0,99	0,33	0,70	0,22	0,49	n.o.	n.s.	0,06
0,3	0,7	0,25	n.o.	n.o.	10,0	0,2	0,33
10,64	76,85	9,82	49,54	5,31	8,36	13,3	533,0
n.s.	n.s.	n.s.	n.o.	n.o.	n.o.	n.s.	3,7
n.s.	n.s.	n.s.	n.o.	n.o.	n.o.	n.s.	0,5
64,0	230,4	44,48	54,72	34,24	16,5	8,0	6,0
1385,64	2151,86	894,52	1096,13	446,45	42,63	261,85	6810,0
n.s.	1,85	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	0,1
n.s.	n.s.	n.s.	n.o.	n.s.	n.o.	n.s.	n.s.
śl.	n.s.	n.s.	n.o.	0,70	n.o.	n.s.	n.s.
52,0	76,8	41,0	20,8	39,0	39,0	33,8	126,7
n.o.	8,18	1,78	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	4,0
2026,1	3435,29	1290,60	1634,41	676,11	195,82	411,15	10 050,14
2100,0	2540,0	2440,0	889,0	2422,0	n.s.	n.s.	1229,0
szczawa HCO <sub>3</sub> -Ca-Na, Fe	szczawa HCO <sub>3</sub> -Na-Ca , As, B	szczawa HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg- Na, Fe, Rn	woda kwasowę- głowa HCO <sub>3</sub> -Ca-Na	szczawa prosta*	woda termalna, F, S, Si, Rn	woda siarczko- wa	szczawa termalna HCO <sub>3</sub> -Na-Mg, Si

śl. – ilości śladowe

wierzchniowych do najgłębszych dopływów do otworu C-1 – wody o składzie  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na +F}$ , których mineralizacja rzadko przekracza  $620 \text{ mg/dm}^3$ .

Istnieje oczywista więź hydrauliczna między wszystkimi strefami wodonośnymi przebitymi otworem C-1. Wykonane tu testy wydajności spowodowały znaczną depresję w otworze C-2, jak również przejściowy zanik najcieplejszych wypływów naturalnych (źródła Basenowe nr 5 i 6) dostarczających najcieplejszej wody (tab. 6.1). Wypływy pojawiły się ponownie w kilka dni po zakończeniu testowania otworu C-1.

Podwyższoną temperaturę wody w studniach kopanych i stosunkowo wysoki gradient geotermiczny w płytkich otworach wiertniczych zaobserwowano na kilku obszarach Kotliny Jeleniogórskiej, na wschód, północ i zachód od Cieplic Śląskich-Zdroju. Sugeruje to obecność wód termalnych płytkiego krążenia (J. Dowgiałło, J. Fistek, 1995).

Istnieją sprzeczne poglądy na położenie i wysokość stref zasilania wód termalnych Kotliny Jeleniogórskiej. J. Fistek i H. Tęsiorska (1973) zwrócili uwagę na podwyższoną zawartość jonu fluorkowego w tych wodach, co ich zdaniem może wskazywać na zasilanie od zachodu, gdzie występują zawierające fluoryt łupki łyszczykowe Pasma Kamienickiego. Według W. Ciężkowskiego i in. (1992) niska zawartość ciężkich izotopów tlenu i wodoru w cieplickich wodach termalnych świadczy o ich infiltracji na wysokościach niewiele przekraczających rzędne wypływu źródeł w warunkach klimatu chłodniejszego niż obecny (plejstocen?), co zdają się potwierdzać oznaczenia zawartości gazów szlachetnych. Zdaniem J. Dowgiałły i J. Fistka (1995) skład izotopowy tych wód jest rezultatem efektu wysokościowego, a infiltracja ma miejsce w górnych partiach masywu Karkonoszy i Wysokiego Grzbietu (Góry Izerskie) na wysokościach przekraczających  $900 \text{ m n.p.m.}$  Pogląd ten jest zgodny z opinią F. Frecha (1912). Skład chemiczny wód termalnych pozwala przypuszczać, że głównym ich zbiornikiem jest zespół skalny granitoidów karkonoskich (J. Dowgiałło i in., 1989).

Temperatury wody w dolnych partiach cieplickiego systemu hydrogeotermicznego (poniżej  $2000 \text{ m}$ ) szacowane na podstawie geotermometrów chemicznych znacząco przekraczają  $100^\circ\text{C}$  (J. Dowgiałło, 2000). Po-

twierdza to zbliżona do tej wartości temperatura zmierzona na dnie otworu C-1.

## Góry Kaczawskie

Góry Kaczawskie ograniczają od północy Kotlinę Jeleniogórską, od której oddziela je uskoki śródsudecki. Rozciągają się między doliną Bobru na zachodzie a doliną Nysy Szalonej na wschodzie. Zbudowane są ze słabo zmetamorfizowanych utworów kambryjskich (bazały, skały piroklastyczne i tzw. wapienie wojcieszowskie), ordowiku (kwarcyty, fyllity i łupki krystaliczne – tzw. łupki radzimowickie), a także syluru i dewonu (łupki krzemionkowe i lidyty). Skały te są silnie pofałdowane i pocięte uskokami podczas orogenezy waryscyjskiej pod koniec dewonu. Na utworach dolnego paleozoiku leżą niezgodnie skały permu (głównie klastyczne), piaskowce i wapienie triasu, a w rowach tektonicznych również kredy. Skały starszego paleozoiku są w wielu miejscach przebite przez permskie porfiry i melafiry. Po orogenezie waryscyjskiej obszar Gór Kaczawskich został zrównany i pokryty osadami permu i mezozoiku. Swą obecną rzeźbę zawdzięcza paleogeńskim ruchom wypiętrzającym orogenezy alpejskiej (saksońskiej). Góry Kaczawskie są rozczłonkowane przez Kaczawę i jej dopływy na wiele mniejszych pasm i izolowanych garbów. Są to m.in.: Grzbiet Północny (Okole,  $721 \text{ m n.p.m.}$ ), Grzbiet Wschodni (Żeleźniak,  $666 \text{ m n.p.m.}$ ), Mały Grzbiet (Stromiec,  $551 \text{ m n.p.m.}$ ) i najwyższy – Grzbiet Południowy (Skopiec,  $724 \text{ m n.p.m.}$ ), którego wschodnia część, oddzielona od reszty Przełęczą Radomierską, nosi nazwę Gór Ołowianych (Turzec,  $690 \text{ m n.p.m.}$ ). W środkowej i wschodniej części Gór Kaczawskich rozwinęła się rzeźba krasowa. Znajduje się tu także kilkadziesiąt jaskiń, z których największa, Jaskinia Gwiazdzista ma  $562 \text{ m}$  długości i  $65 \text{ m}$  głębokości. Jaskinia Imieninowa (w pobliżu Kaczorowa) powstała w wapieniach i łupkach chlorytowych pod wpływem wód termalnych. Zjawiska krasowe mogą mieć związek z paleogeńskim i neogeńskim wulkanizmem bazaltowym, którego przejawy obserwuje się głównie w północno-zachodniej części Gór Kaczawskich, jak np. w obrębie jednostek Jakuszowej, Chełmca, Złotoryi czy zrębu Płakowic (Z. Cymerman, 2004).

**Stare Rochowice.** We wsi położonej około 4 km na zachód od Bolkowa na wysokości około 350 m n.p.m. znajdują się znane od XV w. źródła szczaw typu  $\text{HCO}_3^- \text{SO}_4^- \text{Na-Ca-Mg}$  o mineralizacji nieprzekraczającej  $5 \text{ g/dm}^3$  i niewielkiej wydajności rzędu  $0,2 \text{ m}^3/\text{h}$  (G. Knetsch, 1938). Na podobne wody natrafiono w wykonanych po wojnie wierceniach o głębokości 26–82 m (J. Fistek, 1975b). Szczawy Starych Rochowic występują w metamorficznych utworach starszego paleozoiku (łupki sercytowe i skały węglanowe kambriu i ordowiku), w strefie nasunięcia o kierunku NW–SE, wzdłuż którego skały te nasuwają się na osady czerwonego spągowca wypełniające asymetryczny rów tektoniczny Wierzchosławic. Siarczany typ wód związany jest najprawdopodobniej z utlenianiem pirytu, a także rozpuszczaniem alunu. Oba te minerały występują obficie w serii łupkowej syluru Gór Kaczawskich. Obecność  $\text{CO}_2$  w wodzie jest przypuszczalnie wynikiem przedczwartorzędowej aktywności wulkanicznej, charakterystycznej dla górotworu kaczawskiego.

**Jerzmanice-Zdrój.** We wsi położonej na Pogórzu Kaczawskim na wysokości 230 m n.p.m. (w pobliżu Złotoryi) istniało źródło słabo zmineralizowanej wody żelazistej, zawierającej „znaczna ilość”  $\text{CO}_2$  (W. Carlé, 1975). Od pierwszej połowy XIX w. do ostatniej wojny czynne tu było niewielkie uzdrowisko. Wzdłuż nasunięcia Jerzmanic górnokredowe piaskowce ciosowe niecki północnosudeckiej graniczą z łupkami syluru, z których zbudowany jest zrąb Złotoryi. Prawdopodobnie wysoką zawartość żelaza w wodzie ( $> 40 \text{ mg/dm}^3$ ) należy wiązać z mineralizacją pirytową łupków (F. Frech, 1912). Obecnie nie stwierdza się podwyższonej zawartości  $\text{CO}_2$  w okolicznych źródłach.

## Góry Bardzkie

Góry Bardzkie są orograficznym przedłużeniem ku południowemu wschodowi Gór Sowich, oddzielonym od nich Srebrną Przełęczą (586 m n.p.m.). Zbudowane są ze sfałdowanych w orogenezie warwscyjskiej utworów paleozoicznych: zlepieńców, piaskowców oraz łupków kambriu, syluru i dolnego karbonu. Góry przecina antecendentny przełom Nysy Kłodzkiej. Najwyższymi punktami są: Ostra Góra (751 m n.p.m.) oraz Kłodzka Góra (762 m

n.p.m.), u której stóp położona jest Przełęcz Kłodzka (481 m n.p.m.).

**Opolnica.** Źródło słabo zmineralizowanej wody siarczkowej, fluorkowej znajduje się w przełomowej dolinie Nysy Kłodzkiej, na jej lewym tarasie, w odległości około 2 km na zachód od Barda Śląskiego. Ujęcie źródła, zmodernizowane w 1972 r., stanowią trzy studnie usytuowane w trójkącie, ujmujące wodę na głębokości około 6 m ze strefy uskokowej w dolnokarbońskich łupkach i szarogłazach. Wydajność na przelewie wynosi około  $200 \text{ l/h}$ , jej mineralizacja około  $700 \text{ mg/dm}^3$ , a zawartość  $\text{H}_2\text{S}$  i  $\text{F}^-$  odpowiednio około 4 i  $2 \text{ mg/dm}^3$ .

## Synklinorium śródsudeckie

Znajdująca się w granicach Polski część synklinorium śródsudeckiego obejmuje, z wyjątkiem triasu środkowego i górnego oraz jury, utwory osadowe od karbonu dolnego do górnej kredy.

### Część północno-zachodnia (występowanie karbonu na powierzchni)

Z punktu widzenia występowania wód zmineralizowanych (szczaw) na szczególną uwagę zasługują utwory karbonu odsłaniające się w północno-zachodniej części synklinorium śródsudeckiego. Są to osady molasowe dolnego karbonu (kulmu) oraz utwory karbonu produktywnego (namur, westfal) również o charakterze molasowym. Osady karbońskie graniczą od północy z metamorfikiem Gór Kaczawskich (uskok Domanowa), zaś od północnego wschodu z depresją Świebodzie i krą gnej-sową Gór Sowich (nasunięcia Strugi i Głuszyce). Od południowego zachodu przykryte są utworami późnej molasy (stefan, perm dolny) z kwaśnymi wulkanitami. Wulkanity te przebijają także w wielu miejscach omówione wyżej osady karbonu.

Krajobraz synklinorium śródsudeckiego na obszarze występowania karbonu na powierzchni jest zróżnicowany. Na północy znajdują się Góry Wałbrzyskie, których izolowane kopuły wznoszą się ponad rozciągający się ku wschodowi zrównany poziom Pogórza Wałbrzyskiego. Są to wychodnie porfirowych żył kominowych przecinających utwory karbonu. Nad Wałbrzyskim Zagłębem

Węglowym i uzdrowiskiem Szczawno-Zdrój dominuje Chełmiec (834 m n.p.m.), dalej ku NW ciągnie się grzbiet Trójgarbu (779 m n.p.m.), a na południe od Wałbrzycha najwyższą górą jest Borowa (854 m n.p.m.). Pomiędzy tymi wzniesieniami rozciąga się Kotlina Wałbrzyska, w której rozwinęła się największa w Sudetach wałbrzyska aglomeracja górniczo-przemysłowa. Góra Borowa należy do Gór Czarnych. Jest to południowy odcinek Gór Wałbrzyskich, który graniczy od południa ze Wzgórzami Włodzickimi (Góra Włodzicka, 758 m n.p.m.) i obniżeniem Nowej Rudy, oddzielającym Góry Sowie i Bardzkie od Wzgórz Włodzickich.

**Stare Bogaczowice.** We wsi położonej na wysokości 363 m n.p.m. nad Strzegomką, na północ od szczytu Trójgarbu, usytuowane są cztery źródła szczawy, znane od XIII w. Są one ujęte na głębokościach od 2 do 12 m w piaskowcach szarogłazowych i zlepieńcach karbonu dolnego. W pobliżu znajduje się kilka kominów bazaltowych (W. Carlé, 1975). Mineralizacja wody typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$  ze źródła św. Anny wynosi  $2,5 \text{ g/dm}^3$ , zawartość wolnego  $\text{CO}_2$  –  $1,6 \text{ g/dm}^3$  (analiza wykonana przez B. Kossmanna w 1888 r.). Wydajność ujęć jest niewielka, ale wystarczająca dla rozlewni wody mineralnej „Anna” (13 000 butelek dziennie – W. Koszarski, B. Ranowicz, 1982).

**Struga.** W głęboko wciętej dolinie Czyżynki znajdowało się źródło Czyżynka. Woda analizowana była przez Bischoffa w 1888 r. i określona jako szczawa prosta o mineralizacji około  $150 \text{ mg/dm}^3$ , obfitująca w  $\text{CO}_2$  (W. Carlé, 1975). Źródło wypływało ze słabo sfałdowanych zlepieńców i szarogłazów karbonu dolnego, podobnie jak w Starych Bogaczowicach.

**Szczawno-Zdrój.** Słynne uzdrowisko klasy europejskiej leży na wysokości 400–410 m n.p.m. w NE części Gór Wałbrzyskich nad Pełcznicą, dopływem Strzegomki. Nazwa miejscowości Salzbron (słona studnia) pochodząca od istniejącego do dzisiaj, choć całkowicie inaczej ujętego źródła Mieszko (pierwotnie Salzbrunn, później Oberbrunn – M. Dominikiewicz, 1951), pojawia się po raz pierwszy w 1221 r. w przywileju Henryka Brodatego, księcia śląskiego (K. Maleczyński, 1951). Występujące tu szczawy typu  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ , o mineralizacji od 0,8 do  $4,2 \text{ g/dm}^3$ , zawierają od 0,3 do  $2 \text{ g/dm}^3$  wolnego  $\text{CO}_2$ .

Maksymalna zawartość  $\text{Cl}^-$ , notowana w wodzie z ujęcia Mieszko (określonej historycznie jako słona), nie przekracza  $120 \text{ mg/dm}^3$ . Źródła są ujęte w piaskowcach szarogłazowych dolnego karbonu na głębokościach 4–7 m. Eksploatowane są ujęcia zbiorcze grup wypływów szczelinowych: Mieszko, Dąbrówka, Młynarz i Marta, których łączna wydajność nie przekracza  $0,5 \text{ m}^3/\text{h}$ . Szczawieńskie wody zmineralizowane występują w pobliżu strefy dyslokacyjnej o przebiegu NNW–SSE, określonej przez H. Teisseyre’a (1952) jako nasunięcie Strugi, którego przedłużenie ku SW opisał W. Grocholski (1961). Utwory osadowe i metamorficzne depresji Świebodzic oraz gnejsy bloku sowiogórskiego nasunięte tu zostały na osady karbońskie synklinorium śródsudeckiego. Wiercenia o głębokościach 40–200 m, wykonane w latach 1970–1974 w sąsiedztwie ujęć wody leczniczej w Szczawnie-Zdroju, wykazały, że obszar występowania tych wód ograniczony jest do doliny potoku Szczawnik, wzdłuż której przebiega uskok o kierunku NW–SE. Spośród 14 wykonanych tu wierceń tylko w jednym napotkano na głębokości 160 m szczawę, której wydajność określono na około  $0,36 \text{ dm}^3/\text{h}$  (J. Fistek, H. Tešiorowska, 1975). Dwutlenek węgla znajduje się niekiedy pod znacznym ciśnieniem, spowodowanym m.in. ruchami tektonicznymi. Roboty górnicze w kopalniach węgla eksploatowanego wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi kry gnejsowej Gór Sowich powodowały niejednokrotnie katastrofalne wybuchy gazu, zawierającego głównie  $\text{CO}_2$ , szeroko opisywane w literaturze (Werne, Thiel, 1914; S. v. Bubnoff, 1924, 1926; E. Meister, 1931; M. Kotarba, 2002; A. Korus i in., 2002).

**Piaskowa Góra** (obecnie dzielnica Wałbrzycha). W dolinie potoku Pełcznica przecinającej nasunięcie Strugi znajdowało się niegdyś źródło Wilhelma. Woda kwasowęglowa typu  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$  (analiza Th. Polecka z 1887 r. *vide* W. Carlé, 1975) wypływała z gnejsu biotyтового w odległości 200 m od nasunięcia Strugi. Źródło należało do szczawieńskiego systemu krążenia, ale woda występująca w utworach krystalicznych miała znacznie mniejszą mineralizację ogólną i stężenie chlorków niż wody Szczawna-Zdroju (E. Dathe, 1892).

**Wałbrzych.** W północnej i wschodniej części Wałbrzyskiego Zagłębia Węglowego w wyrobiskach gór-

nicznych uwalnia się niekiedy  $\text{CO}_2$ . Na głębokości 400 m napotkano szczawę, o składzie zbliżonym do wód leczniczych Szczawna-Zdroju. Fałdy w karbonie górnym mają tu kierunek NW–SE i są poprzecinane uskokami o przebiegu południkowym. W miejscach, gdzie uskoki te przecinają porowaty zlepieniec lub gdzie pokłady węgla są silnie spękane, występuje dwutlenek węgla, rozpuszczony w wodach kopalnianych lub w postaci gazu. Drogi migracji  $\text{CO}_2$  stanowią także liczne, gęsto spękane ryolitowe kominy wulkaniczne z okresu czerwonego spągowca. Gaz ten pochodzi zapewne z magmowych ognisk głębinowych, z którymi gdzie indziej wiąże się powierzchniowy wulkanizm bazaltowy Sudetów i bloku przedsudeckiego.

W. Czabaj i J. Klich (2005) wykazali, że eksploatacja węgla w wałbrzyskiej kopalni Thorez powodowała spadek mineralizacji wód leczniczych Szczawna-Zdroju i że trend ten odwrócił się po zamknięciu kopalni.

**Stary Zdrój.** Źródła szczawy żelazistej w miejscowości Stary Zdrój (obecnie północna dzielnica Wałbrzycha) zostały opisane przez J. G. Morgenbessera (1777). Jeszcze przed 1770 r. miały tu istnieć trzy źródła: Górne, Niżne i Fryderyka. Wyływały one na obszarze niecki wałbrzyskiej, w pobliżu nasunięcia Strugi, w miejscu, gdzie spękana dajka porfirytu łuszczycowego przecina utwory karbonu. Źródła osadzały martwicę wapienną. Roboty górnicze spowodowały, że woda została odprowadzona i pojawiła się w wyrobiskach kopalni (Seegen-Gottes-Grube). Najwyższa wydajność wody wdzierającej się do wyrobisk wynosiła  $18 \text{ m}^3/\text{h}$ .

**Jedlina-Zdrój.** Miejscowość położona jest na zboczu wzniesienia Kobiela, należącego do Gór Wałbrzyskich, na wysokości 476–550 m n.p.m. Pięć źródeł szczaw i wód kwasowęglowych znanych i wykorzystywanych tu było dla celów leczniczych od pierwszej połowy XVIII w. (Deutsches Bäderbuch, 1907). Woda występowała w piaskowcach górnego karbonu w pobliżu ich kontaktu z dolnopermickimi porfirami felzytowymi, a także w niewielkiej odległości od dyslokacji Głuszycy–Szczawno, stanowiącej granicę między synklinorium śródsudeckim a blokiem sowiogórnym. Wydobywanie węgla w zagłębiu wałbrzyskim spowodowało zdrenowanie wody i zanik źródeł. W latach 1966 i 1968 wykonano tu dwa wiercenia (J-300, 292 m i J-600, 365 m). Pierwsze z nich dostar-

czyło słabo zmineralizowanej szczawy radonowej, z drugiego uzyskano szczawę typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$  o mineralizacji około  $2100 \text{ mg}/\text{dm}^3$  i zawartości  $\text{CO}_2$  około  $2500 \text{ mg}/\text{dm}^3$ . Zasoby eksploatacyjne szczawy z otworu J-600 oceniono na  $0,66 \text{ m}^3/\text{h}$ , przy depresji 95 m (A. Pilich, 1979; J. Fistek, 1987).

**Zdrojowisko.** Dawniej wieś, od 1973 r. północna dzielnica Nowej Rudy, położona jest na wysokości 440 m n.p.m. u podnóża Gór Wyrebińskich (Gontowa, 717 m n.p.m.) na ich granicy z obniżeniem Nowej Rudy. Pasma to zaliczane pod względem geograficznym do Gór Sowich przebiega na SW od ich pasma głównego. Pod względem geologicznym należy do synklinorium śródsudeckiego, ponieważ położone jest na SW od nasunięcia Głuszycy, stanowiącego na tym odcinku granicę tektoniczną między tymi jednostkami, a także synkliny Nowej Rudy i uskoku Drogosław–Łączna. Od 1836 r. do początku XX w. było tu uzdrowisko, w którym wykorzystywano do kuracji pitnej i kąpielowej tutejsze źródła szczawy żelazistej (E. Dathe, 1905). Zanikły one w wyniku robót górniczych, prowadzonych w Noworudzkim Zagłębiu Węglowym. W otworze badawczym odwierconym w Zdrojowisku w 1972 r. napotkano na głębokości 225 m szczawę  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na+J+Fe}$  o mineralizacji  $19 \text{ g}/\text{dm}^3$ . Pozwala to przypuszczać, że wody zmineralizowane mogą ujawnić się na powierzchni w postaci źródeł po zlikwidowaniu wyrobisk górniczych kopalni Nowa Ruda.

### **Część centralna (utwory kredy górnej w Górach Stołowych i w Kotlinie Kłodzkiej)**

Dominującą jednostką geologiczną omawianego obszaru jest centralna synklina śródsudecka, w obrębie której znajduje się inwersyjne pasmo Gór Stołowych. Ma ono przebieg NW–SE i tylko jego niewielka, południowa część z najwyższym wzniesieniem Wielki Szczeliniec (919 m n.p.m.) leży w granicach Polski. Góry Stołowe zbudowane są z naprzemianległych piaskowców ciosowych i margli górnokredowych. Na dolnym piaskowcu ciosowym, którego strop wznosi się do 300 m ponad otaczające obniżenia, leżą górnoturzańskie margle i łupki, na których na wysokości 700–750 m n.p.m. wytworzył się płaski poziom denudacyjny. Ponad nim wznoszą się do 150 m masy skalne wyższego stopnia, który jest zbudowany



wany z górnego piaskowca ciosowego (turon górny), tworząc kulminacje Małego i Wielkiego Szczelińca. Skąły te, silnie spękane i zwietrzałe, stanowią labirynt skalny atrakcyjny pod względem turystycznym. Od południowego wschodu przylega do Gór Stołowych Kotlina Kłodzka. Jej dno stanowi powierzchnię ścinającą różnowiekowe serie skalne synklinorium śródsudeckiego (zarówno kredowe, jak i ku N paleozoiczne) na poziomie 350–450 m n.p.m. W poziom ten wcina się Nysa Kłodzka i jej dopływy na głębokość od 50 do 80 m, a dolinom towarzyszy kilka wyraźnych tarasów.

**Polanica-Zdrój.** Źródła szczaw znane były w Polanicy (350–420 m n.p.m.) już w pierwszej połowie XVII w. (M. G. Aelurius, 1625). Dopiero jednak w 1828 r. wykonano obudowę najwydajniejszego ze źródeł i od tego czasu zaczyna się rozwój uzdrowiska. W 1904 r. wykonano odwierty Wielka Pieniawa (głęb. 35 m) i Józef (głęb. 89 m). W wyniku ich eksploatacji zanikła większość z 7 istniejących tu niegdyś źródeł naturalnych (H. Harrasowitz, 1936). Najgłębszym ujęciem eksploatującym obecnie wody lecznicze w Polanicy-Zdroju jest wykonany w 1967 r. otwór P-300 o głębokości 269 m (J. Fistek, 1971). Eksploatowane tu wody lecznicze są szczawami wodorowęglanowo-wapniowymi o mineralizacji od I do 2,5 g/dm<sup>3</sup>. Ich naturalne źródła znajdowały się w sąsiedztwie uskoków na wychodniach piaskowców turonu środkowego. Wykonane w 1904 r. wiercenia ujęły wodę w piaskowcach turonu środkowego, natomiast w otworze P-300 sięgnięto do wody w piaskowcach glaukonitowych dolnego turonu i cenomanu. Uzyskane w wierceniach wydajności samowypływów wynoszą od 8 do 18 m<sup>3</sup>/h (Wielka Pieniawa). Głównymi obszarami zasilania górnokredowych poziomów wodonośnych w Polanicy-Zdroju są zapewne wychodnie piaskowców turonu środkowego w Górach Stołowych, a także rejony kulminacji Wolarza (850 m n.p.m.) i Smolnej (865 m n.p.m.) w Górach Bystrzyckich.

**Szalejów Górny.** Źródło szczawy wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowej o nazwie Wiktoria, odkryte w 1782 r. (M. Dominikiewicz, 1951), wypływa we wsi położonej na wysokości 540 m n.p.m., prawdopodobnie z margli krzemionkowych dolnego turonu. Jego wydajność szacuje się na około 0,5 m<sup>3</sup>/h (J. Fistek, 1977).

**Stary Wielisław Dolny.** Na terenie wsi położonej na wysokości 320–350 m n.p.m. znane są dwa źródła szczawy wodorowęglanowo-wapniowej o mineralizacji około 2,5 g/dm<sup>3</sup> i zawartości wolnego CO<sub>2</sub> około 1,5 g/dm<sup>3</sup>. Jedno z nich było niegdyś wykorzystywane do celów leczniczych. W latach 1971–1982 wykonano tu cztery otwory wiertnicze w celu ujęcia szczaw dla rozlewni. W otworach nr 3 i 4 z głębokości odpowiednio 100 i 268 m uzyskano szczawy HCO<sub>3</sub>–Ca i HCO<sub>3</sub>–Na–Ca o mineralizacji odpowiednio 2,1 i 2,4 g/dm<sup>3</sup> i zawartości wolnego CO<sub>2</sub> około 2,5 g/dm<sup>3</sup>. Wody te ujęto w strefie dyslokacyjnej, w obrębie spękanych margli turonu środkowego (J. Fistek, 1987).

#### **Zapadlisko (obniżenie) Kudowy**

W granicach Polski zapadlisko Kudowy ma charakter synklinalnego rowu tektonicznego o kierunku WNW–ESE. Wzdłuż dyslokacji uskokowych graniczy ono od północy z waryscyjskim masywem granitowym Kudowy, zaś od południa z utworami krystalicznymi Gór Orlickich i karbońską intruzją granitową Noveho Hrádku. W brzeźnych partiach rowu przeważają na powierzchni i pod czwartorzędem utwory czerwonego spagowca, zaś jego część osiową budują osady kredy górnej. Serie osadowe zapadliska Kudowy są poprzecinane siecią uskoków o przeważających kierunkach NW–SE i NE–SW. Pod względem morfologicznym jednostka ta stanowi obniżenie pomiędzy Górami Stołowymi, Wzgórzami Lewińskimi i Darnkowskimi oraz Górami Orlickimi, otwarte ku zachodowi i należące do zlewiska Morza Północnego.

**Kudowa-Zdrój.** Na wysokości 400–480 m n.p.m., w dolinie Potoku Kudowskiego, znajduje się uzdrowisko, zawdzięczające swe powstanie i rozwój źródłom szczaw znanym przynajmniej od XVII w. (M. G. Aelurius, 1625). Wody te występują zarówno w czwartorzędowych utworach tarasowych, w których ujęto pierwotne źródła, jak i w piaskowcach kredy górnej (K-200). Według J. G. Morgenbessera (1777), dziekana Kolegium Medycyny i Higieny we Wrocławiu, główne źródło szczawy w Kudowie (później nazwane Eugenquelle, a następnie Śniadecki), składało się z siedmiu dopływów, które „... są wydronym (sic!) jednego starego dębu korzeniem opasane, które to wydrożenie w diametrze cztery stopy wynosi.

Trzy stopy wysoko nad spodem tej skrzyni wodnej jest odchód sporządzony, który ku południowi i zachodowi bieży i wiele Okry lub glinki białozółtej usadza...”. Ujęcie to, a także kilka innych ujęć, zostało zastąpione w latach 60. ubiegłego stulecia odwiertami o głębokości od kilku do 25 m. Do eksploatacji wody leczniczej przystosowano także kilka z 28 wykonanych w tym okresie otworów badawczych. Ponadto zrekonstruowano i pogłębiono do 211 m otwór poniemiecki (K-200), w którym uzyskano z piaskowców turonu i cenomanu samowypływ silnie zgazowanej szczawy w ilości około 5 m<sup>3</sup>/h (J. Fistek, J. Gierwielaniec, 1982; J. Fistek i in., 1987a).

Występowanie wód mineralnych w Kudowie-Zdroju, w pobliskim Jeleniowie i położonej na granicy z Czechami wsi Słone, a także w wierceniach wykonanych w większości wzdłuż granicy polsko-czeskiej (P-2–P-4 i P-6), związane jest z dyslokacjami w obrębie utworów kredy górnej i czerwonego spągowca. Dyslokacje te umożliwiają migrację CO<sub>2</sub> ku powierzchni i powstawanie szczaw. Są to szczawy HCO<sub>3</sub>–Ca–Na i HCO<sub>3</sub>–Na–Ca o mineralizacji od 1300 do 3500 mg/dm<sup>3</sup>. Wydajności eksploatacyjne ujęć wynoszą od 1 do 9 m<sup>3</sup>/h. Większość z tych wód zawiera oprócz CO<sub>2</sub> składniki swoiste: Fe, H<sub>2</sub>S, Rn i As. Przydatność lecznicza dwóch ostatnich bywa ostatnio kwestionowana, mimo że uzdrowisko im właśnie zawdzięcza (przynajmniej częściowo) swoją renomę.

**Jeleniów.** Źródło w Jeleniowie (ok. 3 km na południe od Kudowy-Zdroju) pogłębione odwiertem do głębokości 10 m dostarcza 2,5 m<sup>3</sup>/h szczawy HCO<sub>3</sub>–Ca–Na+Fe+Rn o mineralizacji 2500 mg/dm<sup>3</sup>. Wykonane tu wiercenia P-5 (1982 r., głęb. 133 m) i J-150 (1984 r., głęb. 96 m) wykazały w zaburzonych tektonicznie utworach kredy górnej obecność szczaw o dużej zawartości arsenu, co uniemożliwia wykorzystanie ich do butelkowania wód leczniczych i stołowych. Samowypływ z otworu P-5 wykazał temperaturę 20,5°C, pozwalającą zakwalifikować wodę jako termalną. J. Dowgiałło (1987) sugerował w związku z tym istnienie dodatniej anomalii geotermicznej na obszarze Duszniki-Zdrój–Kudowa-Zdrój, co nie zostało dotychczas potwierdzone.

W opinii J. Fistka i J. Gierwielanicy (1982) niektóre dyslokacje wodonośne zapadliska Kudowy mogą się prze-

dłużać na obszar ograniczającego je od wschodu granitowego masywu kudowskiego, który może stanowić strefę zasilania piaskowców kredy i czerwonego spągowca.

### **Rów Górnej Nysy Kłodzkiej i Góry Bystrzyckie**

W obrębie kopuły śnieżnicko-orlickiej, zbudowanej ze skał metamorficznych, na przełomie kredy i paleogenu utworzył się rów tektoniczny o przebiegu zbliżonym do południkowego. Na południu przekracza on granicę polsko-czeską, a na północy sięga po okolice Polanicy-Zdroju. Jego wschodnie i zachodnie granice stanowią systemy uskoku, fleksur i nasunięć, dzielących go od metamorficznego kompleksu Śnieżnika Kłodzkiego i intruzywnego masywu kłodzko-złotostockiego na wschodzie oraz od metamorficznego kompleksu Gór Orlickich i Bystrzyckich na zachodzie. Podłoże osadów kredy górnej rowu Górnej Nysy Kłodzkiej stanowią utwory metamorficzne, charakterystyczne dla kompleksów skalnych kopuły śnieżnicko-orlickiej.

Góry Orlickie zbudowane z prekambryjskich (staropaleozoicznych?) łupków łyszczykowych i gnejsów wkraczają w granice Polski tylko swymi południowo-wschodnimi stokami (Wzgórza Lewińskie) z granicznym szczytem Orlicą (1084 m n.p.m.). W okolicach najwyżej w Sudetach położonej wsi Zieleniec (900 m n.p.m.) łączą się one z Górami Bystrzyckimi. U ich podnóża, nad Bystrzycą Dusznicką (dopływem Nysy Kłodzkiej) znajduje się uzdrowisko i miasto Duszniki-Zdrój.

Góry Bystrzyckie leżą w całości w granicach Polski. Wprawdzie tworzą one pod względem strukturalnym jeden blok z Górami Orlickimi, ale są od nich niższe i oddzielone podłużną bruzdą tektoniczną doliny Orlicy (dopływu Łaby). Ich grzbiety wykazują zrównania na poziomie 800–900 m n.p.m., przy czym w północnej części pasma zachowały się na tej wysokości dwa płyty piaskowców kredowych, leżące o 400 m wyżej niż skały tego samego wieku w rowie Górnej Nysy Kłodzkiej. Góry Bystrzyckie opadają ku niemu stromą krawędzią uskoku lub fleksuralną. Ich najwyższe wzniesienie (Jagodna, 976 m n.p.m.) znajduje się w południowej części pasma, na SW od Bystrzycy Kłodzkiej.

**Duszniki-Zdrój** położone nad Bystrzycą Zieloną znajdują się na wysokości 560–580 m n.p.m. w Obniże-

niu Dusznickim. Stanowi ono północno-zachodni skraj Gór Bystrzyckich. O leczniczych właściwościach szczaw dusznickich pisał w 1774 r. J. C. Morgenbesser. W tłumaczeniu polskim (1777) są one określone jako *Reynercki Zdroi zdrowy*. W miejscach wypływów źródeł naturalnych w latach 1909–1910 wykonano wiercenia o głębokościach od 18 do 162 m (R. Woy, 1910). Spowodowało to zanik innych, płytko ujętych źródeł. W latach 1969–1972 wykonano tu również kilka wierceń o głębokościach 33–180 m, w celu zwiększenia zasobów eksploatacyjnych wody leczniczej (J. Fistek, 1975b).

W latach 2000–2002 wykonany został głęboki otwór wiertniczy mający na celu ujęcie szczawy termalnej. Osiągnął on głębokość 1695 m; uzyskano samowypływ szczawy o temperaturze około 36°C i wydajności 24 m<sup>3</sup>/h (J. Dowgiałło, J. Fistek, 2003).

Wody lecznicze Dusznik-Zdroju są szczawami typu HCO<sub>3</sub>-Ca-Na-(Mg) o mineralizacji 1–3,5 g/dm<sup>3</sup>. Występowanie ich związane jest z silnie zdyslokowaną strefą łupków łuszczkowych i gnejsów północnego skłonu Gór Bystrzyckich w pobliżu granicy kopuły śnieżnicko-orlickiej z synklinorium śródsudeckim. Głównym elementem strefy jest uskoki Pstrążna-Gorzanów o kierunku WN–ESE przebiegający na północ od Dusznik-Zdroju i przechodzący na terenie Czech w rów tektoniczny Hronowa (J. Oberc, 1972; J. Fistek, 1989). Strefa zasilania szczaw dusznickich znajduje się w Górach Bystrzyckich, a także Orlickich, na co wskazują oznaczenia trwałych izotopów tlenu i wodoru w wodzie. CO<sub>2</sub>, pochodzący z termicznego rozkładu wapieni występujących w seriach łupków łuszczkowych kopuły śnieżnicko-orlickiej lub/i z górnego płaszcza Ziemi, transportowany jest w pobliżu powierzchni wzdłuż głębokich pęknięć litosfery, do których należy wspomniany wyżej uskoki Pstrążna-Gorzanów.

**Stare Bobrowniki.** Wieś położona jest około 3 km na wschód od Dusznik-Zdroju na wysokości 470–500 m n.p.m. Dwa płytko ujęte źródła szczawy wypływają tu ze zbrekowanych łupków łuszczkowych na skrzyżowaniu uskoku: dusznickiego (NW–SE) i prostopadłego uskoku Starych Bobrownik (J. Fistek, 1977). Woda typu HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg, Fe ma mineralizację ogólną około 1,2 g/dm<sup>3</sup>. Oprócz niższej mineralizacji, świadczącej o roz-

cięczeniu wodami płytkiego krążenia, szczawy Starych Bobrownik mają skład zbliżony do szczaw dusznickich, co pozwala wnioskować o ich przynależności do wspólnego z wodami Dusznik-Zdroju systemu krążenia. W okolicy źródeł znajduje się kilka drobnych wycieków wody żelazistej z zawartością CO<sub>2</sub>.

**Krosnowice.** Wykonany tu odwiert znajduje się w SE części kredowej niecki Batorowa, elementu głównej synkliny śródsudeckiej, w pobliżu jej umownej granicy z rowem Górnej Nysy Kłodzkiej, w strefie bardzo silnych zaburzeń tektonicznych (nasunięcie Krosnowic). Osiągnął on głębokość 525 m, przebijając cały profil kredy górnej, i wszedł w utwory krystaliczne podłoża. W obrębie utworów turonu dolnego i podścielających go skał metamorficznych stwierdzono szczawy typu HCO<sub>3</sub>-Na-Ca-Mg o mineralizacji 1,6 g/dm<sup>3</sup> i temperaturze 22°C podczas pompowania z wydajnością 3,6 m<sup>3</sup>/h (J. Fistek, A. Fistek, 2002).

**Gorzanów.** Miejscowość znajduje się w SE odcinku uskoku Pstrążna-Gorzanów, przyjmowanego umownie za granicę między synklinorium śródsudeckim a rowem Górnej Nysy Kłodzkiej, a także będącego jedną z ważniejszych w Sudetach stref migracji endogenicznego dwutlenku węgla ku powierzchni (J. Fistek, 1977). Ujęte tu szczawy i wody kwasowęglowe typu HCO<sub>3</sub>-Ca i HCO<sub>3</sub>-Ca-Na o mineralizacji 1–1,6 g/dm<sup>3</sup> pochodzą z czterech odwiertów o głębokości 75–270 m i wydobywają się samowypływem z utworów turonu środkowego i dolnego oraz cenomanu. Zmienność mineralizacji tych wód badała B. Kielczawa (2000).

**Nowa Łomnica.** Dwa źródła szczawy typu HCO<sub>3</sub>-Ca-Mg o mineralizacji 1,1–1,2 g/dm<sup>3</sup> oraz położone wyżej zabagnienia z licznymi ekshalacjami CO<sub>2</sub> znajdują się w strefie występowania łupków łuszczkowych i paragnejsów, silnie zaburzonych tektonicznie przebiegiem wschodniego skłonu Równi Łomnickiej. Stanowi ona zachodni brzeg rowu Górnej Nysy Kłodzkiej i jest tu obcięta uskokiem. Między Nową Łomnicą a Szczawiną fleksura ta przecięta jest uskokiemi poprzecznymi, wzdłuż których pojawiają się wycieki wód kwasowęglowych i ekshalacje CO<sub>2</sub> (J. Fistek, 1977).

**Szczawina.** Dwa ujęcia (Studzienne – 6 m i otwór Szczawina I – 51 m) dostarczają słabo zmineralizowanej

szczawy, występującej w proterozoicznych paragnejsach Gór Bystrzyckich łącznie w ilości około  $3,5 \text{ m}^3/\text{h}$ . Znajdują się one na poprzecznym uskoku Szczawiny, przemieszczającym paragnejsy, jak również serie osadowe kredy górnej, na odległość kilkuset metrów (w skrzydle zrzuconym). Związana z tym duża szczelinowatość skał wskazuje na możliwość występowania szczaw nie tylko w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku, lecz także w obrębie porowatych piaskowców turonu dolnego w rowie Górnej Nysy Kłodzkiej (J. Fistek, 1977).

**Bystrzyca Kłodzka.** Wycieki szczaw z piaskowców turonu środkowego występują w korycie Nysy Kłodzkiej poniżej miasta. Również w dwóch otworach wiertniczych w samym mieście (głęb. 110 i 92 m) stwierdzono obecność wód kwasowęglowych. Wody związane są z występującą w osiowej partii rowu Górnej Nysy Kłodzkiej strefą dyslokacyjną o przebiegu zbliżonym do południkowego i z towarzyszącymi jej dyslokacjami poprzecznymi (J. Fistek, 1977).

**Nowa Bystrzyca.** Źródło szczawy  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$  o mineralizacji  $1100 \text{ mg}/\text{dm}^3$  znajduje się w korycie Bystrzycy w strefie występowania łupków łyszczykowych o teksturalnych cechach paragnejsów. Wydajność źródła ujętego płytką (0,5 m) studzienką wynosi około  $15 \text{ l}/\text{min}$  (J. Fistek, 1977). Objawy występowania  $\text{CO}_2$  obserwuje się także poza źródłem w odległości do 100 m. Strefa ta związana jest z uskokiem Młotów (M. Dumicz, 1964), określanym także jako nasunięcie Młotów (Z. Cymerman, 2004). Dyslokacja krzyżuje się tu z domniemaną strefą szczelin biegnących wzdłuż osi doliny Bystrzycy.

**Długopole Dolne.** Wykonany tu otwór wiertniczy R-6 osiągnął głębokość 277 m. Spąg osadów kredowych znajduje się na głębokości 247 m; poniżej stwierdzono utwory proterozoiczne serii strońskiej (łupki łyszczykowe z wkładkami wapieni krystalicznych). Poziom wodonośny stanowią piaskowce glaukonitowe turonu dolnego występujące na głębokości 242–247 m. Próbné pompowanie wykazało wydajność  $6 \text{ m}^3/\text{h}$  szczawy  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca-Mg}$  o mineralizacji  $4,7 \text{ g}/\text{dm}^3$  i zawartości  $\text{CO}_2$   $1,1 \text{ g}/\text{dm}^3$ . Na uwagę zasługuje występowanie w omawianych wodach bromu i jodu, co nadaje im na obszarze sudeckim charakter unikatowy (J. Fistek i in., 1987b).

**Długopole-Zdrój.** Uzdrowisko położone jest w dolinie Nysy Kłodzkiej na wysokości 370–400 m n.p.m. Jest to najdalej na południe wysunięty punkt występowania szczaw ze znanych dotychczas na obszarze polskiej części Sudetów. Są to wody typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-Na}$ , zawierające od 0,7 do  $1,2 \text{ g}/\text{dm}^3$  rozpuszczonych składników stałych oraz  $1,8\text{--}2,4 \text{ g}/\text{dm}^3$  wolnego  $\text{CO}_2$ , wykorzystywane dla celów leczniczych od początku XIX w. Trzy ujęcia szczaw (Emilia, Renata i Kazimierz), o wydajnościach samowypływów do  $2 \text{ m}^3/\text{h}$ , znajdują się w dawnej sztolni wykonanej przy poszukiwaniu łupków alunowych i rud w obrębie proterozoicznych łupków łyszczykowych Gór Bystrzyckich. Stwierdzone w sztolni zaburzenia tektoniczne zdają się mieć związek z równoleżnikowym uskokiem Długopole-Zdrój-Ponikwa. Ten z kolei łączy się poza Długopolem-Zdrojem z dwiema dyslokacjami o charakterze fleksur, miejscami przechodzących w uskoki. Obie stanowią skomplikowaną granicę tektoniczną między rowem Górnej Nysy Kłodzkiej a Górami Bystrzyckimi. Jedna z nich to fleksura wschodniego stoku Jagodnej, druga określana jest przez J. Fistka (1977) jako fleksura wschodniego skłonu Równi Łomnickiej (uskok Długopole-Paszków według Z. Cymermana, 2004). Ta ostatnia ciągnie się na przestrzeni około 30 km od Domaszkowa (na południu) przez Długopole Dolne, Szczawinę i Nową Łomnicę. Zdaniem J. Fistka (1977) z zaburzeniami tymi wiąże się obecność szczaw w Długopolu Dolnym, Nowej Bystrzycy, Szczawinie i Nowej Łomnicy, które wydzielił on jako szczawy wschodniego skłonu Równi Łomnickiej. Trudno natomiast dopatrzeć się takiego związku w przypadku szczaw Długopola-Zdroju wypływających z łupków łyszczykowych na zachód od fleksury wschodniego stoku Jagodnej.

### Góry Żłote

Stanowią one przedłużenie Gór Bardzkich, od których oddzielone są Przełęczą Kłodzką (481 m n.p.m.). Południową granicę pasma stanowi dolina Białej Łądeckiej, a od północy ogranicza je krawędź sudeckiego uskoku brzeżnego. Najwyższy szczyt, Kowadło (987 m n.p.m.) znajduje się w południowej części pasma. W północno-zachodniej części Gór Żłotych dominują waryscyjskie granitoidy intruzji kłodzko-żłotostockiej. W części połu-

dniowo-wschodniej występują proterozoiczne utwory metamorficzne: łupki łyszczykowe z wkładkami wapieni krystalicznych i łupków grafitowych, tworzące tzw. serię strońską. Jej parakinematyczna granityzacja wytworzyła dwie odmiany gnejsów, tj. gruboziarniste gnejsy śnieżnicke o wybitnej zazwyczaj lineacji ziarna oraz bardziej drobnoziarniste, często migmatyczne gnejsy gieraltowskie, którym towarzyszą niekiedy granulity i eklogity. Występują tu także gnejsy przejściowe łączące cechy obu wspomnianych wyżej odmian.

**Łądek-Zdrój** leży w dolinie Białej Łądeckiej na zachodnim skłonie Gór Żółtych na wysokości 430–480 m n.p.m. Obszar ten budują utwory metamorficzne tworzące wschodnie skrzydło kopuły śnieżnicko-orlickiej, rozciętej rowem tektonicznym Górnej Nysy Kłodzkiej. Najstarszymi skałami, jakie występują w rejonie Łądka-Zdroju, są proterozoiczne łupki łyszczykowe serii strońskiej. Młodsze od nich są gnejsy gieraltowskie i śnieżnicke. Znaczną część obszaru na północ od Łądka-Zdroju podścielają waryscyjskie granitoidy intruzji kłodzko-żłostockiej z towarzyszącymi im lamprofirami. W rejonie Łądka-Zdroju występują także pliocenские żwiru i młodsze od nich bazanity, których wiek oceniono na 5,46–3,83 Ma (K. Birkenmajer i in., 2002). Odpowiada on najwyższemu miocenowi (messinian) i niższemu pliocenowi (zanclen) i, zdaniem autorów cytowanej pracy, potwierdza pogląd, że bazanity te są najmłodszymi przejawami neogeńskiego wulkanizmu w Polsce.

Według G. Mogalli (1802) źródło wody termalnej w Łądka-Zdroju znane było już w XIII w., a istniejący tu „zakład kąpielowy” został złupiony i spalony przez Tatałów w 1242 r. Kolejne zniszczenia spowodowały zamieszki w latach 1428 i 1431. Udokumentowane wiadomości o kąpielisku łądeckim pochodzą z 1678 r. Jego właściciel hr. Hoffmann nazwał je imieniem *Naszych kochanych kobiet* (*Unser lieben Frauen-Bad*). Naturalne wypływy (źródła) wód termalnych Łądka-Zdroju ujęte są w obudowanych zagłębieniach i studniach szybowych o głębokości do kilku metrów. Wypływają one z silnie spękanych i zbrekcjonowanych gnejsów gieraltowskich. Są niewątpliwie związane w większym lub mniejszym stopniu z dwiema dyslokacjami o kierunku NW–SE (Łądek-

-Zdrój–Orłowiec–Karpno i Łądek-Zdrój–Gieraltów) oraz z poprzeczną do nich dużą dyslokacją Łądka-Zdroju o kierunku SW–NE (J. Gierwielaniec, 1968).

Wody źródeł łądeckich są akrototermami o mineralizacji nieprzekraczającej 200 mg/dm<sup>3</sup> typu HCO<sub>3</sub>–CO<sub>3</sub>–Na+F (pH *ca* 9) i temperaturze nie wyższej niż 29°C (Jerzy – 28,5°C). Ich cechą charakterystyczną jest zawartość radonu od 130 do 1300 Bq/dm<sup>3</sup> (najwyższa w źródle Jerzy), H<sub>2</sub>S+HS – do 3,6 mg/dm<sup>3</sup> (Dąbrówka) i kwasu metakrzemowego H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> – do 41 mg/dm<sup>3</sup> (Chrobry). Łączna wydajność 6 źródeł wynosi około 30 m<sup>3</sup>/h. Wykonany w 1973 r. odwiert L-2 osiągnął głębokość 700 m. W przełocie 587–649 m napotkano strefę wodonośną silnie spękanych gnejsów gieraltowskich z samowypływem słabo zmineralizowanej (200 mg/dm<sup>3</sup>) wody termalnej (*t*<sub>max</sub> = 45,5°C) z zawartością Rn, F<sup>–</sup>, H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> oraz H<sub>2</sub>S+H zbliżoną do charakterystycznej dla większości wód ze źródeł naturalnych (dane głównie według J. Fistka, Z. Szarszewskiej, 1975; A. Jarockiej red., 1976). Wydajność samowypływu bezpośrednio po zakończeniu wiercenia wynosiła 100 m<sup>3</sup>/h, z tendencją spadkową, przy bardzo wyraźnym ujemnym wpływie na wydajność źródeł. Ustalona wydajność eksploatacyjna wynosi obecnie 30 m<sup>3</sup>/h.

Gęstość ziemskiego strumienia cieplnego w rejonie otworu L-2 wynosi najwyżej 71,2 mW/m<sup>2</sup> (J. Dowgiałło, 1976). A. Zuber i in. (1995), opierając się na wynikach badań izotopów trwałych tlenu i wodoru oraz oznaczeń gazów szlachetnych w łądeckich wodach termalnych, sugerują, że obszar ich zasilania znajduje się na SE od Łądka-Zdroju na rzędnej powyżej 700 m n.p.m.

**Żółty Stok.** Wprawdzie wody arsenowe zostały wykreślone z rejestru wód leczniczych, a nawet traktowane są jako toksyczne, to jednak ze względów historycznych trudno je pominąć w niniejszym opisie. Żółty Stok, prastara osada górnicza, znajduje się na północnym skraju Gór Żółtych, w bezpośrednim sąsiedztwie sudeckiego uskoku brzeźnego. Wapień dolomityczny, występujący w pierwotnych osadach serii strońskiej, został tu zmieniony w skałę magnezowo-krzemianową, która następnie uległa serpentynizacji pod wpływem roztworów hydrotermalnych. W obrębie serpentynitu występują gniazda rudy arsenowej, a także złotonośne żyły kwarcowe. Te

ostatnie były przedmiotem eksploatacji od niepamiętnych czasów. Źródła wody o wysokiej zawartości arsenu (do ponad  $4 \text{ g/dm}^3$ ) i niewielkiej wydajności występują tu

przeważnie w starych sztolniach lub wypływają spod hałd (F. Frech, 1912).

### 6.3.2. Blok przedsudecki

Obszar bloku przedsudeckiego ograniczony jest od SW sudeckim uskokiem brzeźnym, zaś od NE systemem uskoków Odry środkowej. Stopień rozpoznania wód zmineralizowanych i termalnych jest tu znacznie niższy niż w Sudetach. Jest to spowodowane przede wszystkim istnieniem miąższej i na ogół ciągłej pokrywy utworów kenozoicznych, której brak w Sudetach. Utwory te uniemożliwiają albo utrudniają kontakt sudeckich formacji krystalicznych z powierzchnią terenu i jedynie penetracja wiertnicza poprzedzona rekonesansem geofizycznym może doprowadzić do odkrycia zmineralizowanych i termalnych wód głębokiego krążenia w tych utworach. Istnieją już podstawy do przypuszczenia, że zasoby tych wód mogą być znaczące, a ich skład i temperatura są interesujące z punktu widzenia lecznictwa.

**Przerzeczyn-Zdrój.** Uzdrawisko położone jest w przebiegającym południkowo obniżeniu między Wzgórzami Gumińskimi od zachodu i Wzgórzami Szklarskimi i Dobrzeńskimi od wschodu, na wysokości 240 m n.p.m. Podłoże przeważnie ilastych osadów pliocenu, których miąższość wynosi około 50 m, stanowią proterozoiczne i/lub dolnopaleozoiczne utwory metamorficzne (gnejsy mylonityczne i serpentynity), zasadowe utwory wulkaniczne oraz karbońskie intruzje granitoidów. Należą one do dyslokacyjnej strefy Niemczy, ograniczającej od wschodu znajdującą się na obszarze bloku przedsudeckiego część kompleksu sowiogórskiego.

Znane od średniowiecza źródło słabo zmineralizowanej wody siarczkowej, wypływającej z utworów tarasowych Ślęży (źródło Siarczkowe), zostało ujęte płytką studnią w 1825 r. (F. Pax, 1939). Zawartość siarkowodoru w wodzie wynosi tu około  $1 \text{ mg/dm}^3$ , wydajność ujęcia  $1 \text{ m}^3/\text{h}$  (samowypływ). Ze względu na zły stan techniczny i trwałe zakażenie bakteriologiczne źródło nie jest eks-

ploatowane. Z kilkunastu wierceń wykonanych w 1975 r. otwory nr IX (131 m) i II (77 m) dostarczają wody o trzykrotnie większej zawartości  $\text{H}_2\text{S}$  i Rn, niż woda ze źródła Siarczkowego. Wydajność każdego z nich przy depresji nieprzekraczającej 9 m jest również ponad trzykrotnie wyższa (J. Fistek, 1995).

**Cieplowody.** Nazwa miejscowości, położonej około 6 km na ESE od Przerzeczyna-Zdroju na obszarze budującej podłoże kenozoiku południkowej jednostki Kamieńca Ząbkowickiego (Z. Cymerman, 2004), graniczącej od wschodu ze strefą dyslokacyjną Niemczy, sugeruje występowanie tu wód ciepłych. Nazwa ta (w różnych modyfikacjach Ceplowod, Tepliwoda i in.) przewija się w dokumentach dotyczących Dolnego Śląska, z których najstarszy z 1229 r. znajduje się w Księdze Henrykowskiej (R. Grodecki, wyd. 1949). Nieco tylko późniejsze wzmianki można znaleźć w dokumentach zawartych w śląskim kodeksie dyplomatycznym (K. Maleczyński, 1959). J. A. V. Weigel (1801) pisze o źródle wody zawierającej „napowietrzone żelazo”, a E. Meister (1919) wspomina o występowaniu tu źródła siarczkowego, które obecnie nie istnieje. Ostatnio zagadnienie możliwości ujęcia wód termalnych w Cieplowodach poruszyli T. Olichwer i R. Tarka (2005). Perspektywę ujęcia takich wód wiążą oni z obserwowaną przez siebie nieco podwyższoną temperaturą wód gruntowych, a także z występującym tu zrębem utworów krystalicznych prekambriu lub proterozoiku. Utwory te znajdują się na niewielkiej głębokości bezpośrednio pod czwartorzędem, a towarzyszące zrębowi dyslokacje mogą stanowić drogi dopływu wód termalnych z większych głębokości.

**Grabín** stanowi najdalej na wschód wysunięty punkt prowincji sudeckiej, w którym stwierdzono występowanie wód leczniczych. W 1983 r. wykonano otwór wiertni-

czy, o głębokości 545 m, w rejonie waryscyjskiej strefy ścinania Brzeg–Nysa (Z. Cymerman, 2004). Pod utworami kredy górnej od głębokości 485 m występują zaburzone tektonicznie paragnejsy prekambriu (T. Morawski, L. Sawicki, 1984). Uzyskano z nich samowypływ szczawy  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  o mineralizacji  $10 \text{ g/dm}^3$ , temperaturze  $31,4^\circ\text{C}$  i wydajności otworu przekraczającej  $150 \text{ m}^3/\text{h}$  (T. Hordejuk, Z. Płochniewski, 1986; M. Czerski, A. Wojtkowiak, 1992). Na możliwy związek temperatury i zawartości  $\text{CO}_2$  w wodzie z Grabina z przejawami kenozoicznego wulkanizmu bazaltowego w rejonie Niemodlina zwrócił uwagę J. Dowgiałło (2001).

**Przeworno, Jegłowa.** W Przewornie położonym w obrębie kompleksu skalnego Wzgórz Strzeleńskich (Z. Cymerman, 2004) odkryto w Jaskini martwicę krzemionkową deponowaną prawdopodobnie przez przesycone krzemionką wody termalne (K. Galewski, J. Głazek, 1973). Zawiera ona faunę Coleoptera, co może wskazywać na jej czwartorzędowy wiek. Według wspomnianych autorów osady wód gorących w Przewornie są synchroniczne z intensywną kaolinizacją hydrotermalną (być może w obecności  $\text{CO}_2$ ) skał metamorficznych w Jegłowej oddległej o około 4 km na północ. Fakty te wydają się wskazywać, że jest to rejon obiecujący z punktu widzenia poszukiwań wód termalnych, a być może także szczaw.

## 7. Prowincja karpacka

### 7.1. Ogólna charakterystyka

Pod względem administracyjnym obszar Karpat i zapadliska przedkarpackiego znajduje się w województwach podkarpackim i małopolskim oraz częściowo w świętokrzyskim, lubelskim i śląskim. W obrębie omawianego obszaru występują fragmenty 9 dużych jednostek fizycznogeograficznych: Wyżyna Śląsko-Krakowska, Wyżyna Małopolska, Wyżyny Południowo-Wschodnie, Północne Podkarpacie, Zewnętrzne Karpaty Zachodnie i Wschodnie oraz Centralne Karpaty Zachodnie (J. Kondracki, 1998). Pod względem morfologicznym omawiany obszar jest bardzo urozmaicony. Deniwelacje dochodzą do około 2300 m (od 2499 m n.p.m. w S części do 150 m n.p.m. w NE części). Powierzchnia przecięta

jest fragmentami doliny Wisły oraz dolinami jej większych dopływów – Soły, Skawy, Raby, Dunajca, Wisłoki i Sanu z Wisłokiem. Ponad 30% powierzchni terenu pokrywają lasy. Największe zalesienie obserwuje się w jego północnej i południowo-wschodniej części. Izotermi roku układają się od  $0,0$  do  $8,0^\circ\text{C}$ . Pokrywa śnieżna zalega od 70 do 200 dni w roku. Omawiany obszar praktycznie całkowicie leży w dorzeczu górnej Wisły, obejmując następujące regiony klimatyczne (I. Dynowska, M. Maciejewski red., 1991): region klimatu górskiego z piętrami klimatycznymi, region klimatu Pogórza Karpackiego, region klimatu kotlin podgórskich i region klimatu wyżyn.

## 7.2. Zarys budowy geologicznej

Karpaty i zapadlisko przedkarpackie mają urozmaiconą budowę geologiczną, składającą się z odmiennych litologicznie dużych jednostek geologiczno-strukturalnych (fig. 7.1). W skład Karpat wchodzi Karpaty wewnętrzne z Tatrami, niecką podhalańską i pienińskim pasem skałkowym (stanowiącym strefę graniczną między Karpatami wewnętrznymi a zewnętrznymi) oraz Karpaty zewnętrzne zwane często Karpatami fliszowymi. Zapadlisko przedkarpackie składa się z części wschodniej, od rygła krakowskiego (wychodnie wapieni malmu) do wschodniej granicy państwa, i części zachodniej, od rygła po zachodnie obrzeże Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (M. Książkiewicz, 1972; K. Żytko, 1999).

Tatry dzielą się na dwie strefy facjalno-tektoniczne: południową o wielkim rozprzestrzenieniu, zwaną strefą wierchową, i północną, ciągnącą się wąskim pasem wzdłuż północnego brzegu Tatr, zwaną strefą reglową. Strefa wierchowa zbudowana jest z trzonu krystalicznego, przykrytego od północy osadami triasowo-jurajsko-kredowymi, na które nasunięte są zanurzające się ku północy fałdy leżące Czerwonych Wierchów i Giewontu z zachowanymi niekiedy jądrami krystalicznymi (S. Sokołowski, 1973; Z. Kotański, 1979). Płaszczowiny regli tatrzańskich w górnej kredzie, a przed transgresją paleogeńską, zostały nasunięte na sfałdowane serie wierchowe. Spośród utworów budujących jednostki tatrzańskie największe znaczenie dla problemów zasilania i przepływu wód podziemnych mają spękane i skrasowiałe dolomity triasu środkowego, wapień triasu i jury oraz kwarcyty jury.

Niecka podhalańska zbudowana jest z paleogeńskich utworów piaskowcowo-łupkowych leżących na mezozoicznych jednostkach tatrzańskich. Spągową, transgresywną część paleogenu stanowią skały węglanowe wykształcone w postaci zlepieńców numulitowych i mułowców. Seria transgresywna nosi nazwę eocenu tatrzańskiego lub eocenu węglanowego. Kompleks fliszowy o maksymalnej miąższości 3000 m, obejmujący eocen środkowy-oligocen, a według M. Gareckiej (2005) także miocen, został podzielony na następujące ogniwa litolo-

giczne: warstwy szaflarskie, występujące tylko w północnym skrzydle niecki podhalańskiej, warstwy zakopiańskie, zalegające w północnym i południowym skrzydle, warstwy chochołowskie, wypełniające centralną część, oraz najmłodsze warstwy ostryskie, występujące tylko w zachodniej części niecki podhalańskiej (J. Gołąb, 1959; L. Watycha, 1959).

Pieniński pas skałkowy, oddzielony od niecki podhalańskiej strefą zdyslokowaną, zbudowany jest na obszarze Polski z jurajsko-kredowo-paleogeńskich skał węglanowych. Można w nim wyróżnić szereg odrębnych jednostek tektoniczno-strukturalnych, dających się śledzić wzdłuż całego pasa skałkowego. Na terenie Polski są to strefy: pienińska, braniska, niedzicka, czertezicka i haligowiecka oraz, wysunięta najbardziej na północ, czorsztyńska (K. Birkenmajer, 1986).

Karpaty zewnętrzne (fliszowe), będące najbardziej zewnętrzną jednostką Karpat, zbudowane są ze skał osadowych powstałych w zbiorniku geosynkinalnym. Są to różne odmiany piaskowców i łupków; podrzędnie występują margle, rogowce i wapień. Utwory te są słabo wodonośne (J. Chowaniec, 1998–1999).

Zróznicowanie litologiczne osadów jurajsko-kredowo-paleogeńsko-neogeńskich oraz styl zaburzeń pozwalają na wyróżnienie w Karpatach zewnętrznych jednostek tektoniczno-facjalnych: magurskiej, dukielskiej, grybowskiej, przedmagurskiej, śląskiej, podśląskiej i skolskiej (M. Książkiewicz, 1972).

Przed Karpatami zewnętrznymi ciągnie się wąskim pasem strefa osadów sfałdowanego miocenu, zwana jednostką stebnicką. Jest ona rozpoznana również pod nasuniętymi Karpatami fliszowymi.

Zapadlisko przedkarpackie stanowi obszar położony na północ od nasunięcia karpackiego, określony zwartym zasięgiem występowania osadów mioceni (N. Oszczypko, 1999). Zapadlisko przedkarpackie w części wschodniej w przybliżeniu ma kształt trójkąta, z wierzchołkiem w rejonie ujścia Sanu do Wisły i podstawą, którą jest brzeg nasunięcia karpackiego od Krakowa po Przemyśl. Wypełniają je morskie utwory miocenu autochtonicznego



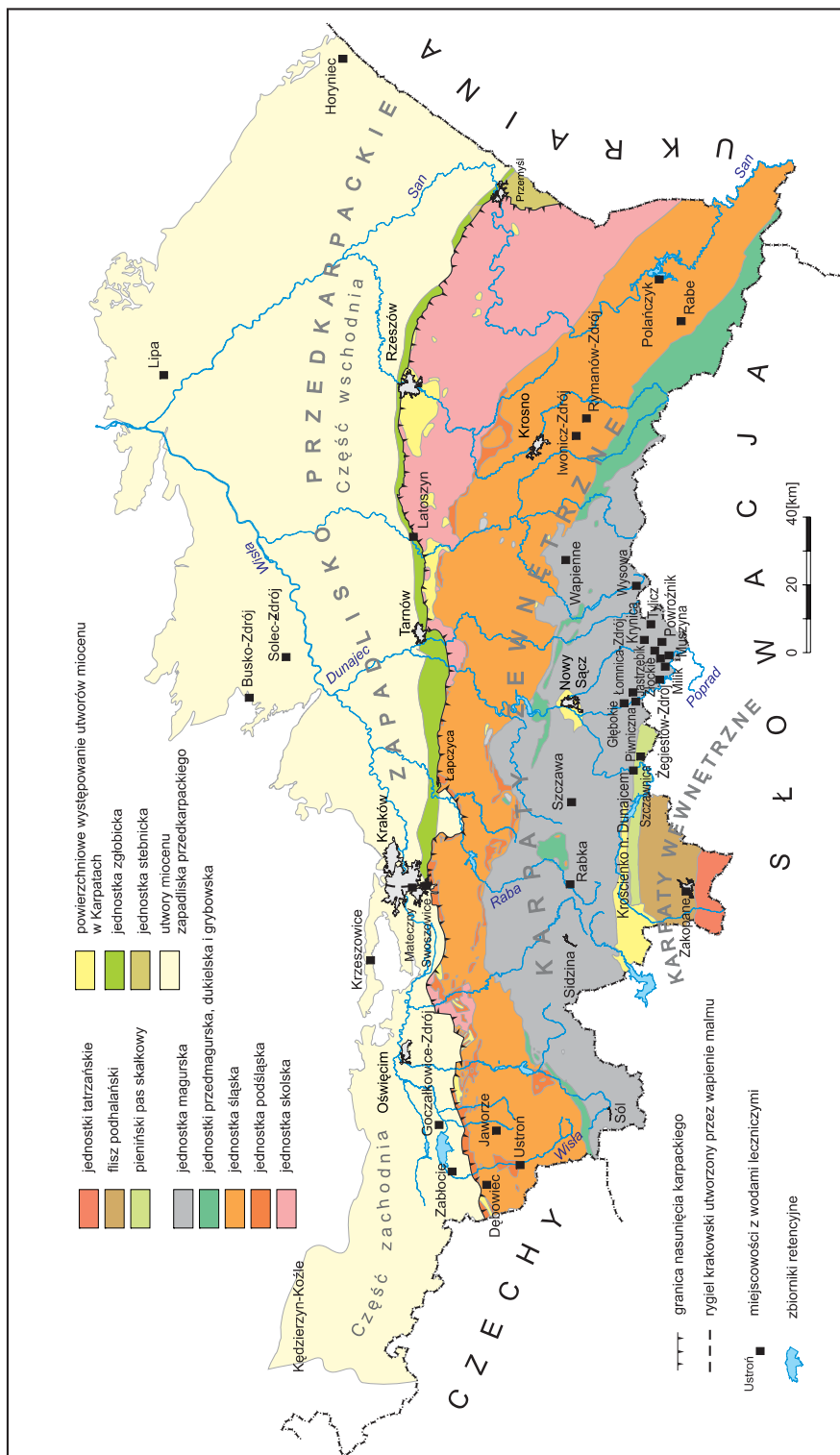


Fig. 7.1. Jednostki geologiczno-strukturalne prowincji karpackiej

(nieprzemieszczonego) o maksymalnej miąższości około 3000 m. Utwory te wykazują znaczne zróżnicowanie zarówno w profilu pionowym, jak i poziomym. Generalnie, wydziela się w nich trzy kompleksy skalne z charakterystycznym poziomem osadów chemicznych – ewaporatów gipsowo-solnych. W bezpośrednim sąsiedztwie nasunięcia karpackiego oraz częściowo pod nim, gdzie osady miocenu są sfałdowane, występuje facja chlorkowa ze złożami soli kamiennej, natomiast na północ od niego rozpowszechniona jest facja siarczanowa z anhydrytami, której brak jest jedynie w rejonie Rzeszowa. W centralnej części zapadliska osady chemiczne leżą bezpośrednio na przedmioceńskim podłożu. W ich nadkładzie występuje gruby kompleks praktycznie bezwodnych utworów ilastych. W zachodniej części zapadliska, pod poziomem

osadów chemicznych, leży kompleks wapieni, nad którymi notowany jest zespół różnorodnych osadów zwięzłych (wapienie, ily) oraz luźnych (żwiry i piaski).

Pod kompleksem mioceńskim występują skały ze wszystkich okresów geologicznych, a struktury geologiczne na tym obszarze zanurzają się w kierunku południowym pod nasunięte płaszczowiny karpackie. Najstarszymi skałami są utwory krystaliczne prekambriu, przykryte osadami kambriu, ordowiku, syluru, dewonu i karbonu. W wyniku orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej powstało wiele sfałdowanych, oddzielonych dyslokacjami nieciągłymi, struktur zbudowanych z wymienionych osadów. Na różnych stratygraficznie ogniwach leżą utwory permu, a nad nimi triasu, jury i kredy, stanowiące bezpośrednie podłoże utworów mioceńskich.

### 7.3. Geneza wód

Wody mineralne Karpat i zapadliska przedkarpackiego mają bardzo urozmaiconą genezę, co dokumentuje niezwykle zróżnicowany skład izotopowy tlenu i wodoru (fig. 7.2). Geneza większości tych wód została określona także na podstawie innych danych znacznikowych (tryt,  $^{14}\text{C}$ ,  $\text{Cl}^-$ , wybrane wskaźniki hydrochemiczne, a w niektórych przypadkach także gazy szlachetne), zgodnie ze szczegółowym opisem i cytowaniem oryginalnych prac zawartych w rozdz. 2 tomu I.

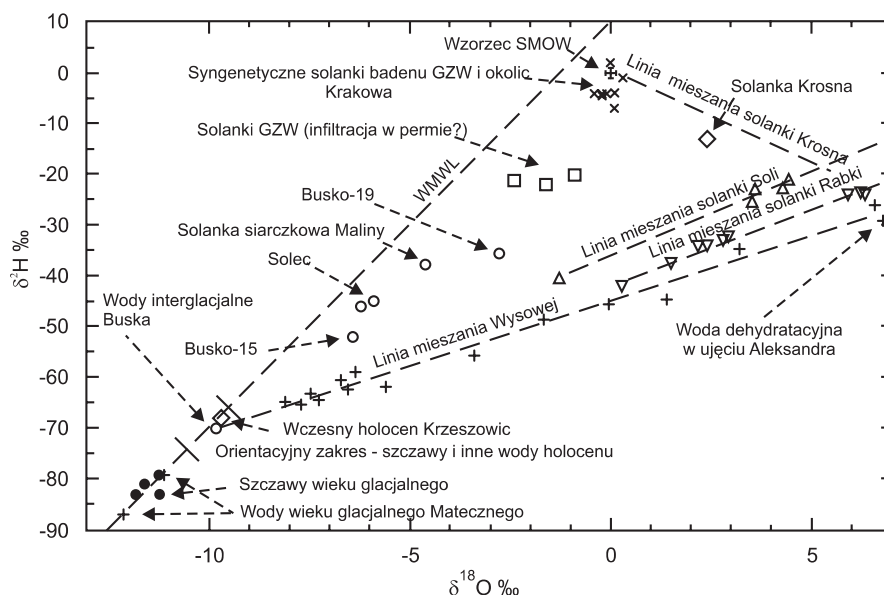
Wody infiltracyjne (meteoryczne) wieku holocenijskiego mogą być wodami zwykłymi lub mineralnymi. Podobnie wody zasilane w końcowych etapach ostatniego glacjału (skrótowo wody glacialne) mogą być wodami zwykłymi (np. wody w GZWP nr 323 – zbiornik Lubliniec–Myszków), ale zazwyczaj mają podwyższoną mineralizację nawet przekraczającą  $1000 \text{ mg/dm}^3$ , jak np. najgłębsze wody w piaskach bogucickich, niektóre wody wapieni malmu rejonu Krakowa oraz wody w warstwach chodenickich na przedpolu kopalni Wieliczka. Starsze wody infiltracyjne są zazwyczaj wodami mineralnymi.

W rejonach górskich wartości  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta^2\text{H}$  holocenijskich wód infiltracyjnych zależą także od efektu wysokościowego, co prowadzi do podobieństwa składu izotopów

tych wód do wód wieku glacialnego, a tym samym utrudnia ich wzajemne rozróżnienie. I tak, najniższe izotopowo (najbardziej ujemne wartości delt – fig. 7.2) są szczawy z niektórych głębokich otworów w dolinie Popradu, co w większości przypadków trudno jest wytłumaczyć efektem wysokościowym (tzn. położeniem obszaru zasilania na znacznej wysokości), i z tego względu uznane zostały za szczawy wieku glacialnego. Podobnego wieku są wody siarczkowe Matecznego w Krakowie i ascenzyjne wody typu  $\text{Na-SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$  o mineralizacji około  $2,7 \text{ g/dm}^3$  w utworach triasu w rejonie Kędzierzyna-Koźła, udokumentowane dodatkowo niskimi stężeniami  $^{14}\text{C}$ , a przypadku Matecznego także gazów szlachetnych.

Podobny skład izotopowy mają wody termalne Podhala, ale wskutek położenia ich obszarów zasilania na znacznych wysokościach (>1000 m n.p.m.) raczej nie ulega wątpliwości, że jest on wynikiem efektu wysokościowego, czyli są to wody holocenijskie.

Tak zwane szczawy chlorkowe są mieszaniną ascenzyjnych wód dehydratacyjnych, powstałych w procesach diagenety mineralów ilastych, i wód lokalnej infiltracji, przy obfitym dopływie głębokiego  $\text{CO}_2$ . Typowym przykładem składu „czystej” (tzn. bez dodatku wody infiltracji



**Fig. 7.2. Skład izotopowy wybranych wód mineralnych Karpat i zapadliska przedkarpackiego, wyrażony w notacji  $\delta$  jako względne odchylenia od wartości standardu SMOW o składzie izotopowym zbliżonym do średniego składu wody oceanicznej; drugim orientacyjnym punktem odniesienia jest skład izotopowy współczesnych wód infiltracji lokalnej na określonej wysokości; poza obszarami górskimi rozpatrywanego obszaru najczęściej są to wartości  $\delta^{18}\text{O} \cong -10,0\text{‰}$  i  $\delta^2\text{H} \cong -70\text{‰}$ ; w rejonach górskich wartości  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta^2\text{H}$  wód holocenu zachodzą na zakres wód wieku glacialnego wskutek tzw. efektu wysokościowego, co utrudnia ich wzajemne rozróżnienie**

cyjnej) wody dehydracyjnej jest woda z ujęcia Aleksandra w Wysowej. Podobne do szczaw Wysowej linie mieszania się wód dehydracyjnych z wodami infiltracyjnymi mają wody w Szczawnicy, Krościenku n. Dunajcem, Szczawie i kilku innych miejscowościach. Zasolenie tych wód jest prawdopodobnie pozostałością składu chemicznego morskich wód sedymentacyjnych, przy czym cząsteczki wody morskiej zostały usunięte przez wody dehydracyjne w końcowych etapach ultrafiltracji towarzyszącej diagenecie kompacyjnej.

Według tej hipotezy proces ultrafiltracji przy diagenecie kompacyjnej można podzielić na trzy etapy: (1) ultrafiltracja przy znacznej kompacji redukującej współczynnik porowatości wskutek obciążenia nadległymi osadami z możliwym nawet wielokrotnym wzbogacaniem w składniki chemiczne; (2) dalsza kompacja połączona z diagenetą, powodującą uwalnianie się wody dehydracyjnej i jej mieszanie się z wodą sedymentacyjną, co prowadzi do częściowego wysłodzenia wzbogacanej wcześniej wody, oraz (3) diageneta po całkowitym usunięciu wody sedymentacyjnej, prowadząca do dalszego wysłodzenia wody porowej przez powstającą wodę dehydracyjną.

Niektóre typowe solanki sedymentacyjne z Dębowca, o składzie izotopowym zbliżonym do składu wód oceanu światowego (na fig. 7.2 pokazano jako SMOW – *Standard Mean Ocean Water*) i zawartości  $\text{Cl}^-$  znacznie przewyższającej zawartość tego jonu w wodzie morskiej, są przypuszczalnie przykładem początkowego stadium etapu (1). Solanka z Krosna jest prawdopodobnie przykładem etapu (2), a „czyste” wody dehydracyjne obserwowane w różnych miejscowościach Karpat fliszowych (np. Wysowa, Szczawa i Szczawnica), mające różne zasolenie, są przykładem różnych stadiów etapu (3). Wody powstałe w różnych stadiach wszystkich trzech etapów mogą ulegać w cyklach infiltracyjnych wysłodzeniu przez wody infiltracyjne, jak np. solanki naftowe antykliny iwoniczej, w tym wody mineralne Iwonicza-Zdroju

i Rymanowa-Zdroju. W splekanych strefach uskokowych wody dehydratacyjne mogą ascendować, mieszając się z lokalnymi wodami infiltracyjnymi, najczęściej współczesnymi, co przykładowo pokazuje linia mieszania wód Wysowej (fig. 7.2).

Zasolonym wodom dehydratacyjnym nie zawsze towarzyszy powstawanie  $\text{CO}_2$  tworzącego szczawy. Pozostają one wtedy solankami o bardzo zróżnicowanym zasoleniu, zależnym w przypadku ascenzji od proporcji mieszania się ich z lokalnymi wodami infiltracyjnymi. Pokazują to linie mieszania się wód mineralnych Rabki i Soli.

Wody siarczkowe o znaczeniu balneologicznym powstają na obszarze zapadliska przedkarpackiego wskutek rozpuszczania gipsów przez wody opadowe wieku od glacialnego do współczesnego (np. Swoszowice, Latożyn, Horyniec, Krzeszowice i omówiony wyżej Kraków-Mateczny).

Na podstawie składu izotopowego można uznać, że płytkie solanki siarczkowe Buska-Zdroju były zasilane w holocenie, ale wysokie stężenia  $^4\text{He}$  oraz brak  $^{14}\text{C}$  wskazują jednoznacznie na ich interglacialny wiek i zasi-

lanie z odległego obszaru. Skład izotopowy głębszych solanek Buska-Zdroju oraz siarczkowych solanek Solca-Zdroju i Wełnina (Malina) jest znacznie zróżnicowany, co może być albo efektem zasilania w ciepłych okresach przedplejstoceniowych, albo też rezultatem mieszania się wód infiltracyjnych plejstocenu z morskimi wodami sedymentacyjnymi. Stężenia gazów szlachetnych wskazują jednak na dominujący udział wód infiltracyjnych z okresu po ostatniej transgresji morskiej w badanie. Stężenia  $\text{Cl}^-$  oraz niektóre wskaźniki hydrochemiczne rozpatrywane wspólnie z danymi izotopowymi wszystkich tych wód mineralnych pozwalają jednoznacznie stwierdzić, że ich zasolenie pochodzi głównie z ługowania utworów mioce-  
nu. Świadczy o tym także znaczne zróżnicowanie stężenia  $\text{Cl}^-$  przy stałym składzie izotopowym tych solanek, co jest typowym wskaźnikiem procesu ługowania. Podobne silne zróżnicowanie stężenia  $\text{Cl}^-$  przy prawie stałym składzie izotopowym obserwuje się w najgłębszych solankach karbonu GZW, co wskazuje na pochodzenie zasolenia z ługowania, z możliwym wtórnym wzbogaceniem w procesie ultrafiltracji.

## 7.4. Charakterystyka wód

### 7.4.1. Wody mineralne

Zarówno w obrębie Karpat, jak i zapadliska przedkarpackiego wody mineralne współwystępują z wodami zwykłymi często na niewielkich głębokościach lub nawet na powierzchni. Warunki występowania wód mineralnych na terenie Karpat i zapadliska przedkarpackiego są jednak odmienne z uwagi na duże różnice w budowie geologicznej tych dwóch dużych jednostek strukturalnych. W związku z tym wody tych rejonów zostały omówione oddzielnie.

Zgodnie z przyjętym podziałem B. Paczyńskiego i Z. Płochniewskiego (1996), omawiany obszar należy do prowincji karpackiej (D), która dzieli się na trzy regiony: zapadlisko przedkarpackie (DI), Karpaty zewnętrzne

(DII) oraz Karpaty wewnętrzne (DIII) (fig. 7.1). W niniejszym rozdziale omówiono głównie wody eksploatowane, jak i inne wody interesujące ze względu na ich potencjalne walory i/lub genezę. Niektóre wody regionu DIII wchodzą w zakres definicji wód mineralnych, ale są wykorzystywane jako wody termalne.

#### Region zapadliska przedkarpackiego (DI)

Region zapadliska przedkarpackiego dzieli się na subregion zachodni (DI.1) i wschodni (DI.2), których granicę tworzą wychodnie wapieni jurajskich na zachód od Krakowa (tzw. rygiel krakowski – fig. 7.1). Subregion za-

chodni dzieli się z kolei na rejon kędzierzyński (DI.1a) i oświęcimski (DI.1b), który sięga na zachodzie poza granicę GZW. W subregionie wschodnim wody mineralne zostały stwierdzone w licznych otworach wykonanych w związku z poszukiwaniem ropy naftowej i gazu ziemnego. Większość tych otworów została już zlikwidowana, a geneza wody nie była badana izotopowo. Najbardziej znane są wody mineralne Buska-Zdroju, Solca-Zdroju, Goczałkowic-Zdroju, Jastrzębia-Zdroju (już nieistniejące), Krakowa-Matecznego, Krzeszowic, Swoszowic, Latoszyna, Horyńca, Dębowca i Zabłocia (już nieeksploatowane). Wody mineralne tych i innych miejscowości są bardzo różnego typu, o szerokim zakresie mineralizacji i o bardzo zróżnicowanej genezie.

**Wody siarczkowe.** Regionalne uwarunkowania formowania się wód podziemnych zapadliska przedkarpackiego w obszarze od Krakowa po wschodnią granicę kraju (subregion wschodni) szerzej przedstawili m.in. J. Pich (1978) i N. Oszczytko (1981), a nowsze poglądy na genezę wielu tych wód podsumowane są poniżej. Wody uznane za lecznicze występują w obrębie piętra mioceńskiego, kredowego, jurajskiego i przedjurajskiego. W północnej części zapadliska przedkarpackiego wody siarczkowe występują powszechnie. Na przykład, między Biłgorajem a Buskiem-Zdrojem zinwentaryzowano 130 odwiertów ujmujących takie wody (B. Porwisz i in., 2002).

W marglach kredowych Buska-Zdroju na głębokości od kilkunastu do około 200 m występują słone wody siarczkowe typu  $\text{Cl-Na+Br}$ ,  $\text{J}$ ,  $\text{HBO}_2$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  o mineralizacji  $12,5\text{--}14,6\text{ g/dm}^3$ . Według danych izotopowych są to wody infiltracyjne wieku ponad 100 tys. lat (interglacjalne) (rozdz. 2 w tomie I). Ich zasolenie pochodzi z ługowania inkluzji i przewarstwień solnych (stosunek molowy  $\text{Na}^+$  do  $\text{Cl}^-$  wynosi ok. 1), które niewątpliwie istniały w osadach gipsów mioceńskich, a siarczany i siarczki pochodzą z rozpuszczania gipsów. Solanki siarczkowe Solca-Zdroju i Wełnina (Malina) mają podobne pochodzenie jak omówione dalej głębokie solanki Buska-Zdroju, ale różnią się od nich obecnością siarczków. Zwłaszcza wysokie stężenie  $\text{H}_2\text{S}$  występuje w Malinie (ok.  $800\text{ mg/dm}^3$ ).

Wody mineralne Krakowa-Matecznego zwyczajowo zaliczane są do wód siarczkowych, chociaż przez szereg lat po oczyszczeniu z  $\text{H}_2\text{S}$  były wykorzystywane do pro-

dukcji wody stołowej. Są to słone wody wielojonowe (np. typu  $\text{SO}_4\text{-Cl-Na-Ca+H}_2\text{S}$ ) o mineralizacji około  $2,2\text{--}3,7\text{ g/dm}^3$  i stosunku molowym  $\text{Na}^+$  do  $\text{Cl}^-$  znacznie powyżej 1, co sugeruje pochodzenie zasolenia z ługowania ewaporatów miocenu. Występują one w brakicznych wapieniach i marglach dolnego badenu oraz piaskach paleogenu, wypełniających zagłębienia krasowe w stropie wapieni górnej jury. Są one wieku glacialnego, przy czym w otworze Geo-2a występuje około 10% domieszki wody współczesnej (A. Zuber i in., 2004).

Woda siarczkowa typu  $\text{SO}_4\text{-Ca-Mg+H}_2\text{S}$  o mineralizacji około  $2,8\text{ g/dm}^3$  występuje w źródle Głównym w Krzeszowicach na obszarze rowu krzeszowickiego. Jest to całkowicie infiltracyjna woda wczesnoholocenska związana z gipsami mioceńskimi przykrytymi ilami (J. Motyka i in., 2003). Podobnie chemicznie wody siarczkowe występowały w źródle Zofia i odwiertach R-1 i R-2, jednak znacznie wyższa zawartość  $^{14}\text{C}$  w wodach otworu R-2 w stosunku do wód źródła Głównego wskazuje na ich młodszy wiek. W otworze S-2 nawiercono wody głębszego poziomu typu  $\text{Na-Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$  o mineralizacji około  $3,0\text{ g/dm}^3$ , występujące w skrasowiakach wapieniach jurajskich. Geneza ich nie była badana izotopowo; przypuszczalnie są to wody glacialne ascendujące z utworów karbonu.

Wody lecznicze Swoszowic typu  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg+H}_2\text{S}$  o mineralizacji około  $2,5\text{ g/dm}^3$  związane są z serią gipsową miocenu o miąższości 10–35 m. Są to wody współczesne o średnim wieku trytowym około 50–60 lat, opisane modelem przepływu zbliżonym do modelu eksponencjalnego, tzn. o liniach przepływu rozkładu czasu dopływu od bardzo krótkiego do bardzo długiego.

W Latoszynie, na granicy nasunięcia karpackiego, w serii piaskowcowo-łupkowej z gipsami warstw chodnickich, w otworze W-1 na głębokości około 10 m stwierdzono wodę o napiętym zwierciadle typu  $\text{SO}_4\text{-Ca+H}_2\text{S}$  i mineralizacji około  $2,5\text{ g/dm}^3$ . Za pomocą metody trytovej jej średni wiek oceniono na około 90 lat, z szerokim rozkładem czasu dopływu opisanym modelem zbliżonym do eksponencjalnego, co oznacza bliskie położenie obszaru zasilania (W. Ciężkowski i in., 2003).

W Horyńcu położonym przy granicy z Ukrainą w pobliżu wzgórz kredowych Roztocza Rawskiego na skraju

zapadliska przedkarpackiego wypełnionego osadami miocenu nawiercono wody typu  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-(Mg)-Na+H}_2\text{S}$  o mineralizacji 0,6–0,8 g/dm<sup>3</sup>. Wody lecznicze eksploatowane są przemiennie dwoma pobliskimi odwiertami (Róża III i Róża IV). Badania prowadzone w latach 1995–2001 wykazały, że nie zawierają one trytu, a oznaczenia <sup>14</sup>C sugerują wiek późnoholoceni. W odległości około 900 m na N od tych odwiertów w dwóch otworach eksploatowane są wody zwykle o średnim wieku około 62 lat – otwór S-II (według danych trytowych opisanych modelem dyspersyjnym o małej dyspersji – W. Ciężkowski i in., 2003).

Najważniejsze wody siarczkowe zapadliska przedkarpackiego zestawione są w tabeli 7.1.

**Solanki**, występujące w utworach miocenu (baden) w Dębowcu i Zabłociu (rejon DI.1b) oraz Łapczyca na wschód od Krakowa (subregion DI.2), są zachowanymi morskimi wodami sedymentacyjnymi o znacznie przetwo-

rzonym składzie chemicznym (głównie wskutek redukcji siarczanów) i zasoleniu bliskim wodzie morskiej lub większym, spowodowanym ultrafiltracją zachodzącą przy kompaktacji i/lub wskutek wtórnego rozpuszczania soli.

Solanki, występujące w najgłębszych częściach lądowych utworów karbonu całego obszaru GZW i w starszych utworach podłoża, mają bardzo podobny skład chemiczny jak wody miocenu, ale znacznie szersze zakresy zasolenia. Są to wody meteoryczne bardzo gorącego i suchego klimatu z okresowymi obfitymi opadami, głównie z permu. Zasolenie ich pochodzi z ługowania wietrzejących skał ze wzbogaceniem długotrwałą ultrafiltracją. W obszarze zakrytym nieprzepuszczalnymi osadami miocenu i na jego obrzeżeniach zachowane są w niektórych miejscach solanki innych cykli infiltracyjnych, w tym nawet wody ostatniego cyklu, czyli po transgresji morskiej badenu, z zasoleniem powstałym w wyniku ługowania ewaporatów miocenu.

Tabela 7.1

**Siarczkowe wody prowincji karpackiej na podstawie danych z uzdrowiskowych zakładów górniczych (zasoby eksploatacyjne wg stanu na 31.12.2005 r.; L. Skrzypczyk, 2006)**

Miejscowość	Liczba		Zasoby [m <sup>3</sup> /h]	H <sub>2</sub> S [mg/dm <sup>3</sup> ]	Mineralizacja [g/dm <sup>3</sup> ]	Typ wody
	odwiertów	źródeł				
region zapadliska przedkarpackiego						
Krzeszowice	1	1	6,61	3,7–7,8	2,1–3,1	SO <sub>4</sub> -Ca-Mg, H <sub>2</sub> S
Kraków-Mateczny	3	–	8,5	1,0–7,3	1,9–4,6	SO <sub>4</sub> -Cl-Na-(Ca)-(Mg), H <sub>2</sub> S, (F), (B)
Swoszowice	1	–	7,2	59,0–77,9	2,4–2,8	SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg, H <sub>2</sub> S
Busko-Zdrój*	7	–	16,75	21,1–49,3	12,5–14,6	Cl-Na, H <sub>2</sub> S, Br, J, B
Solec-Zdrój	3**	–	0,96	75,0–136,0	16,4–20,6	Cl-Na, H <sub>2</sub> S, Br, J, B
Wełnin	1	–	3,0	750	33,4	Cl-Na, H <sub>2</sub> S, Br, J, F, B
Latoszyn	1	–	1,3	1,9–5,5	2,5–2,6	SO <sub>4</sub> -Ca, H <sub>2</sub> S
Horyniec	2	–	26,40	15,0–50,0	0,6–0,8	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Na-Mg, H <sub>2</sub> S
Hyżne-Nieborów	–	4	ok. 1,3	3,7–15,6	1,4–3,6	(Cl)-(HCO <sub>3</sub> )-Na-Ca, H <sub>2</sub> S, B
Lesko	–	4	ok. 0,2	1,0–2,5	0,4–0,5	HCO <sub>3</sub> -Ca-(Mg), H <sub>2</sub> S
Lipa (k. Stalowej Woli)	1	–	9,6	156,5–174,5	2,9	SO <sub>4</sub> -Cl-HCO <sub>3</sub> -Na-Ca, H <sub>2</sub> S
region Karpat zewnętrznych						
Wapienne	2	2	2,92	0,5–10,5	0,2–0,53	HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg-(Na), H <sub>2</sub> S

\* tylko tzw. wody siarczkowe; \*\* w tym jeden szyb

**Solanki i wody siarczanowe zapadliska przedkarpackiego na podstawie danych z uzdrowiskowych zakładów górniczych (zasoby eksploatacyjne wg stanu na 31.12.2005 r.; L. Skrzypczyk, 2006)**

Miejscowość	Liczba		Zasoby [m <sup>3</sup> /h]	Mineralizacja [g/dm <sup>3</sup> ]	Typ wody
	odwiertów	źródeł			
Dębowiec	3	–	5,67	31,1–36,4	Cl–Na, Br, J, B, (Fe)
Zabłocie	2	–	zlikwidowane	42,7–53,1	Cl–Na, Br, J, B, Fe
Łapczyca	–	–	6,20	–	Cl–Na, Br, J, B, Fe
Goczałkowice-Zdrój	3	–	2,34	60,4–75,9	Cl–Na, Br, J, B, Fe
Busko-Zdrój	2	–	2,22	22,2–72,0	Cl–Na, Br, J, B, Fe, (F)

W Busku-Zdroju (subregion DI.2) w otworach B-15 i B-19, o głębokości kilkuset metrów, z wapieni i margli górnej jury eksploatowane są solanki typu Cl–Na+Br, J, HBO<sub>3</sub>, F o mineralizacji 22,2–72,0 g/dm<sup>3</sup>, będące prawdopodobnie wynikiem infiltracji przedplejstocieńskich opadów ostatniego cyklu infiltracyjnego.

W utworach neogenu, podścielających wodonośne piaski badenu, w okolicy Kędzierzyna-Koźła (rejon DI.1a) na głębokości około 410 m natrafiono na artezyjską wodę siarczanową typu Na–SO<sub>4</sub>–Cl o mineralizacji około 10 g/dm<sup>3</sup> (S. W. Alexandrowicz, A. S. Kleczkowski, 1970), która nie była badana izotopowo. Woda ta została odizolowana. W wapieniach, marglach i dolomitach triasu na głębokości 515–550 m nawiercono również artezyjską wodę zbliżonego typu (Na–Cl–SO<sub>4</sub>–HCO<sub>3</sub>) o mineralizacji około 2,7 g/dm<sup>3</sup>, związaną z końcem ostatniego glacjału. Podobna chemicznie woda glacialna, ale nieco młodsza i o niższej mineralizacji, występuje w utworach triasu udostępnionych otworem monitorinowym w Starej Kuźni.

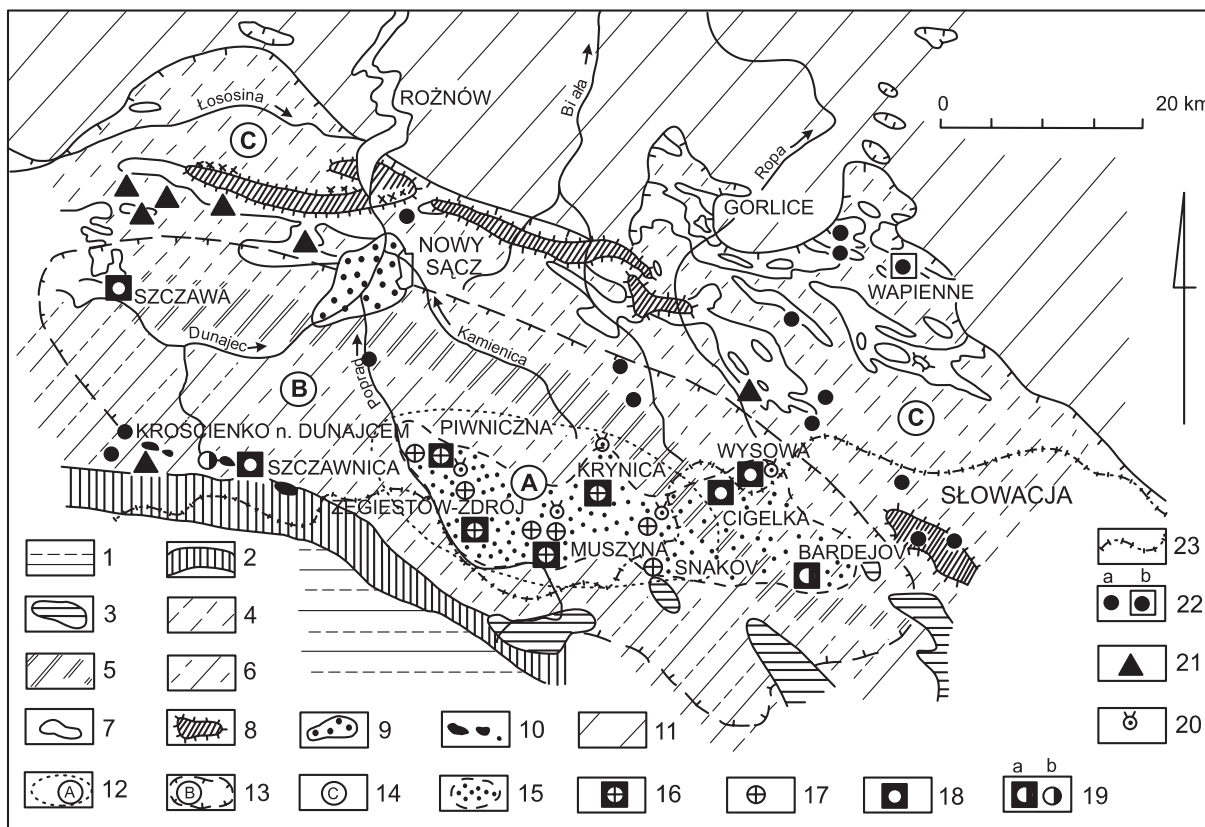
W zachodniej części Krakowa przy ul. Pylnej na głębokości 30–45 m występuje siarczanowa woda wieku glacialnego typu Na–SO<sub>4</sub>–HCO<sub>3</sub>–Cl o mineralizacji około 3,1 g/dm<sup>3</sup> (A. Zuber i in., 2004). W Krakowie-Mistrzejowicach w wapieniach malmu nawiercono wody glacialne o mineralizacji około 3 g/dm<sup>3</sup>, a przy pl. Biskupim – wodę glacialną z domieszką wody przedplejstocieńskiej typu Na–Mg–Cl–SO<sub>4</sub> o mineralizacji około 2,2 g/dm<sup>3</sup>. W wypływie przy klasztorze Paulinów w Krako-

wie występuje woda zbliżonego typu (Na–Cl–SO<sub>4</sub>) i pochodzenia o mineralizacji około 4,4 g/dm<sup>3</sup>. W Krakowie przy ul. Kąpielowej w otworze OP-1 (3 km na N od nasunięcia karpackiego, 1 km na NW od Swoszowic, w poziomie mioceńskim odseparowanym od poziomu czwartorzędowego łożami o miąższości 14 m) występuje woda siarczanowa typu SO<sub>4</sub>–Ca o mineralizacji około 2,2 g/dm<sup>3</sup> (J. Chowaniec, 1999). Jej skład izotopowy wskazuje na całkowicie infiltracyjne pochodzenie z holocenu, a zawartość trytu około 5 T.U. (2001 r.) oznacza wyraźną obecność domieszki wody współczesnej.

Zestawienie najważniejszych solanek i wód siarczanowych zapadliska podane jest w tabeli 7.2.

### Region Karpat zewnętrznych (DII)

Wody mineralne Karpat charakteryzują się oprócz pionowej strefowości hydrochemicznej także strefowością poziomą, związaną głównie z dopływem wgłębnego CO<sub>2</sub> i powstawania różnego typu szczaw. Dotyczy to zwłaszcza wschodniej części polskich Karpat fliszowych. W związku z licznym występowaniem szczaw na obszarze Karpat fliszowych, B. Paczyński i Z. Płochniewski (1996) wydzielili 3 obszary ich pojawiania się na powierzchni: subregion DII.1 – popradzki, rejon DIIa – iwonicki i rejon DIIb – bieszczadzki. Podział ten jest jednak mniej zgodny z genezą wód niż podział S. Węclawika (1991), który wyróżnił strefy: centralną, przejściową i zewnętrzną (brzeżną) – fig. 7.3. W ramach niniejszego roz-



**Fig. 7.3. Wody mineralne płaszczowiny magurskiej Karpat polskich i częściowo słowackich na tle budowy geologicznej (wg S. Węclawika, 1991)**

1 – paleogen Karpat wewnętrznych; 2 – pas skałkowy; 3 – seria rychwałdzka (formacja malcowska) – osady płaszczowiny magurskiej leżące ponad formacją magurską; 4–6 – strefy facjalno-tektoniczne płaszczowiny magurskiej (4 – gorlicko-raczańska łącznie z innymi, 5 – sądecko-bystrzycka, 6 – krynicka); 7 – warstwy ropianieckie (inoceramowe i starsze, wydzielone tylko w strefie gorlickiej); 8 – ważniejsze okna tektoniczne; 9 – miocen Kotliny Sądeckiej; 10 – andezyty rejonu Czorsztyna–Szczawnicy; 11 – przedpole płaszczowiny magurskiej; 12–14 – strefy hydrochemiczne wód wydzielonych w płaszczowinie magurskiej (12 – centralna, 13 – przejściowa, 14 – brzeżna); 15 – zwarty obszar z zagęszczonymi przejawami wolnego dwutlenku węgla (po stronie polskiej i słowackiej); 16 – uzdrowiska eksploatujące szczawy chłodne o niskiej mineralizacji (o wyższej mineralizacji są w wierceniach rejonu Krynicy i Złocka) typu  $\text{HCO}_3\text{--Ca}$  (Mg); 17 – szczawy chłodne o niskiej mineralizacji, niewykorzystywane w uzdrowiskach; 18 – szczawy chłodne typu  $\text{HCO}_3\text{--Cl--Na}$  z siarkowodorem, eksploatowane w uzdrowiskach (Szczawnica, Wysowa) lub poza nimi (Szczawa, Cigelka); 19 – szczawy chłodne typu  $\text{HCO}_3\text{--Cl--Na}$  bez  $\text{H}_2\text{S}$  (a – eksploatowane w uzdrowisku Bardejov, b – eksploatowane w Krościenku n. Dunajcem); 20 – ekshalacje dwutlenku węgla; 21 – ekshalacje metanu; 22 – źródła siarczkowe (a – większe źródła „dzikie”, b – swoiste wody siarczkowe eksploatowane w uzdrowisku Wapienne); 23 – granica państwa

działu do strefy zewnętrznej zaliczono także obszary występowania wód mineralnych w innych płaszczowinach.

**Strefa centralna** zawiera szczawy zwykle występujące w dolinach Popradu i jego dopływów. Pochodzą one z infiltracji opadów atmosferycznych, wzbogacając się w skła-

dniki chemiczne wskutek oddziaływania woda–skała w czasie przepływu dzięki nasycaniu się wędrującym ku górze dwutlenkiem węgla, który według najnowszych badań podsumowanych przez W. Ciężkowskiego red. i in. (2002) jest pochodzenia metamorficznego.



**Strefa przejściowa**, po stronie polskiej, zawiera szczawy chlorkowe w Szczawie, Szczawnicy i Krościenku n. Dunajcem (na zachód od doliny Popradu) i w Wysowej (na wschód od doliny Popradu). Wody te są rezultatem mieszania się lokalnych wód infiltracyjnych z ascendującymi zasolonymi wodami dehydratacyjnymi.

W **strefie zewnętrznej**, na obszarze jednostki magurskiej oraz w obrębie jednostek: śląskiej, podśląskiej, dukielsko-grybowskiej i skolskiej, w głębokich otworach występują wody o mineralizacji do  $150 \text{ g/dm}^3$  z dominującym udziałem jonów  $\text{Cl}^-$  i  $\text{Na}^+$  oraz bromem i jodem, a także śladami bituminów. Geneza wielu z tych wód jest dyskusyjna lub jeszcze nierozpoznana. Szczawy chlorkowe w obrębie płaszczowiny śląskiej tworzą enklawy wśród innych wód mineralnych, głównie typu chlorkowego, a w rejonie Iwonicza-Zdroju i Rymanowa-Zdroju zawierają ślady bituminów, natomiast w Rabem udział dehydratacyjnej wody chlorkowej jest bardzo mały (J. Chowaniec, 2004). Pochodzenie wód Rymanowa-Zdroju i Iwonicza-Zdroju jest podobne do pochodzenia szczaw chlorkowych strefy przejściowej, chociaż wody infiltracyjne są w nich zazwyczaj starsze. Różne inne wody chlorkowe są najczęściej mieszaniną wód dehydratacyjnych i meteorycznych (np. wody Rabki, Sidziny i Soli) lub wód sedimentacyjnych i dehydratacyjnych (otw. McAllen w Krośnie wg danych J. Dowgiałły, 1980) z możliwością domieszki wód meteorycznych różnego wieku.

**Szczawy zwykle** zazwyczaj charakteryzują się mineralizacją w granicach  $0,6\text{--}6,0 \text{ g/dm}^3$  z przewagą jonu wodorowęglanowego wśród anionów (ponad 90% mval) oraz jonów wapniowych (ponad 70% mval) i magnezowych (do 30% mval) wśród kationów, czyli są to najczęściej wody typu  $\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$  lub  $\text{HCO}_3\text{--Ca}$ . Występują one głównie w piaskowcach w rejonach stref uskokowych ułatwiających infiltrację wód opadowych i doprowadzających wgłębny  $\text{CO}_2$ . Główne miejscowości ich występowania to: Piwniczna, Głębokie, Łomnica-Zdrój, Wierchomla, Żegiestów-Zdrój, Muszyna (w tym Złockie, Szczawnik, Jastrzębik i Powroźnik), Krynica i Tylicz, gdzie ujęto ich wypływy głównie ze spękanych piaskowców oraz otworami także z innych skał fliszu na głębokościach sięgających kilkaset metrów, najczęściej jednak nieprzekraczających 200 m. Są to zazwyczaj wody

współczesne i starsze holoceniowe. W dnach dolin rzecznych na głębokościach ponad 150–200 m można napotkać wody zasilane u schyłku ostatniego glacjału. W ostatnich latach szczawy zwykle ujęto także w Miliku, Andrzejówce, Zubrzyku i Leluchowie.

Zestawienie najważniejszych miejsc występowania szczaw zwykłych i chlorkowych wraz z zasobami i typami wód podano w tabeli 7.3.

**Szczawy chlorkowe** są zazwyczaj typu  $\text{HCO}_3\text{--(Cl)--Na}$ , rzadziej  $\text{HCO}_3\text{--Cl--Na--Ca}$ , o mineralizacji od około 1,0 do około  $28,0 \text{ g/dm}^3$ . Zawartość jonu chlorkowego prawie zawsze przekracza 10% mval wśród anionów, sięgając 32% mval. Charakterystyczna jest obecność jonów jodkowych i bromkowych oraz stosunki molowe  $\text{Na}^+$  do  $\text{Cl}^-$  znacznie powyżej 1.

Szczawy chlorkowe ujęto w Szczawie, Szczawnicy, Krościenku n. Dunajcem i Wysowej. Są to zazwyczaj mieszaniny wód infiltracyjnych i dehydratacyjnych (rozdział 2, tom I). Czyste wody dehydratacyjne występują tylko w ujęciu Aleksandra w Wysowej, Szczawa II w Szczawie i okresowo Magdalena w Szczawnicy oraz w głębokim niezlikwidowanym otworze w Ciężkowicach. W niektórych ujęciach udział chlorków jest znikomy i praktycznie jest to wtedy szczawa zwykła. W Krynicy i Złockiem (otwór Z-VI) występuje specjalny typ szczaw chlorkowych, który wskutek znacznego wieku komponentów infiltracyjnych (co najmniej rzędu tysięcy lat) charakteryzuje się wysoką mineralizacją oraz dużą zawartością  $\text{Na}^+$  i  $\text{HCO}_3^-$ . Wody tego unikatowego typu, odkryte w Krynicy przez prof. Rudolfa Zuberę, zostały nazwane zuberami. Schemat powstawania tych wód w Krynicy pokazany jest na figurze 7.4. Z rysunku tego widać, że występowania tego typu wód można oczekiwać także w innych miejscach, gdzie zachodzi bardzo wolna penetracja wód meteorycznych na duże głębokości w obecności znacznego strumienia wgłębny  $\text{CO}_2$  i gdzie mogą dopływać wody dehydratacyjne. W rejonach dopływu tych wód do samej powierzchni prawdopodobieństwo napotkania wód typu zuber jest raczej znikome. Unikatowa woda podobnego typu została nawiercona ostatnio w Zubrzyku koło Żegiestowa-Zdroju, gdzie, według składu izotopowego i braku chlorków, można stwierdzić brak domieszki wody dehydratacyjnej ( $\delta^{18}\text{O} = 11,9\text{‰}$  i  $\delta^2\text{H} = 81\text{‰}$ , typ  $\text{HCO}_3\text{--Na--}$

Tabela 7.3

**Ważniejsze szczawy zwykłe i chlorkowe w regionie Karpat zewnętrznych  
(zasoby eksploatacyjne wg stanu na 31.12.2005 r.; L. Skrzypezyk, 2006)**

Miejscowość	Liczba		Zasoby [m <sup>3</sup> /h]	CO <sub>2</sub> [g/dm <sup>3</sup> ]	Mineralizacja [g/dm <sup>3</sup> ]	Typ wody
	odwiertów	źródeł				
szczawy zwykłe						
Głębokie	–	2	0,5	2,4–3,1	2,2–3,6	HCO <sub>3</sub> –Na–Ca–(Mg), CO <sub>2</sub> , B
Piwniczna	11	–	24,95	0,6–3,0	1,7–8,2	HCO <sub>3</sub> –(Ca)–(Mg)–(Na), CO <sub>2</sub> , (Fe), (B)
Łonnica-Zdrój	7	–	20,47	0,9–2,2	1,5–3,5	HCO <sub>3</sub> –Ca–(Mg)–(Na), CO <sub>2</sub> , (Fe), (B)
Żegiestów-Zdrój	3	1	4,90	1,3–3,0	2,6–14,4	HCO <sub>3</sub> –(Ca)–(Mg)–(Na), CO <sub>2</sub> , (Fe), (B)
Milik	2	–	3,08	2,0–3,0	6,6–7,1	HCO <sub>3</sub> –Mg–Ca, CO <sub>2</sub> , Fe
Muszyna	42	1	89,09	0,6–3,5	0,6–8,8	HCO <sub>3</sub> –(Ca)–(Mg)–(Na), CO <sub>2</sub> , (Fe), (Br), (J), (B)
Krynica	14	4	32,06	0,5–3,4	0,6–10,1	HCO <sub>3</sub> –(Ca)–(Mg)–(Na), CO <sub>2</sub> , (Fe)
Tylicz	5	1	18,20	0,2–2,8	0,8–6,8	HCO <sub>3</sub> –(Ca)–(Mg)–(Na), CO <sub>2</sub> , (Fe)
szczawy chlorkowe						
Szczawa	5	–	2,53	0,5–3,1	3,3–27,7	HCO <sub>3</sub> –Cl–Na, CO <sub>2</sub> , Br, J, B
Krościenko n.Dunajcem	–	2	0,07	1,0–1,9	3,3–7,3	HCO <sub>3</sub> –Cl–Na, CO <sub>2</sub> , Br, J
Szczawnica	5	5	2,46	0,6–2,7	1,0–27,1	HCO <sub>3</sub> –(Cl)–Na–(Ca), CO <sub>2</sub> , (Br), (J), B
Krynica (zubery)	4	–	0,78	0,3–3,0	16,6–29,4	HCO <sub>3</sub> –Na, CO <sub>2</sub> , (J), (Br), (B)
Wysowa	14	–	12,96	0,7–3,0	0,7–25,4	HCO <sub>3</sub> –(Cl)–Na–(Ca), CO <sub>2</sub> , (Br), (J), B, (Fe)
Iwonicz-Zdrój	11	–	40,39	0,1–1,1	0,7–19,6	Cl–HCO <sub>3</sub> –Na, CO <sub>2</sub> , (F), Br, J, B HCO <sub>3</sub> –(SO <sub>4</sub> )–(Cl)–Na–(Ca), (CO <sub>2</sub> ), Fe, J, B
Rymanów-Zdrój	5	3	17,48	0,04–1,7	3,6–8,5	(HCO <sub>3</sub> )–(Cl)–Na, (Br), J, (F)

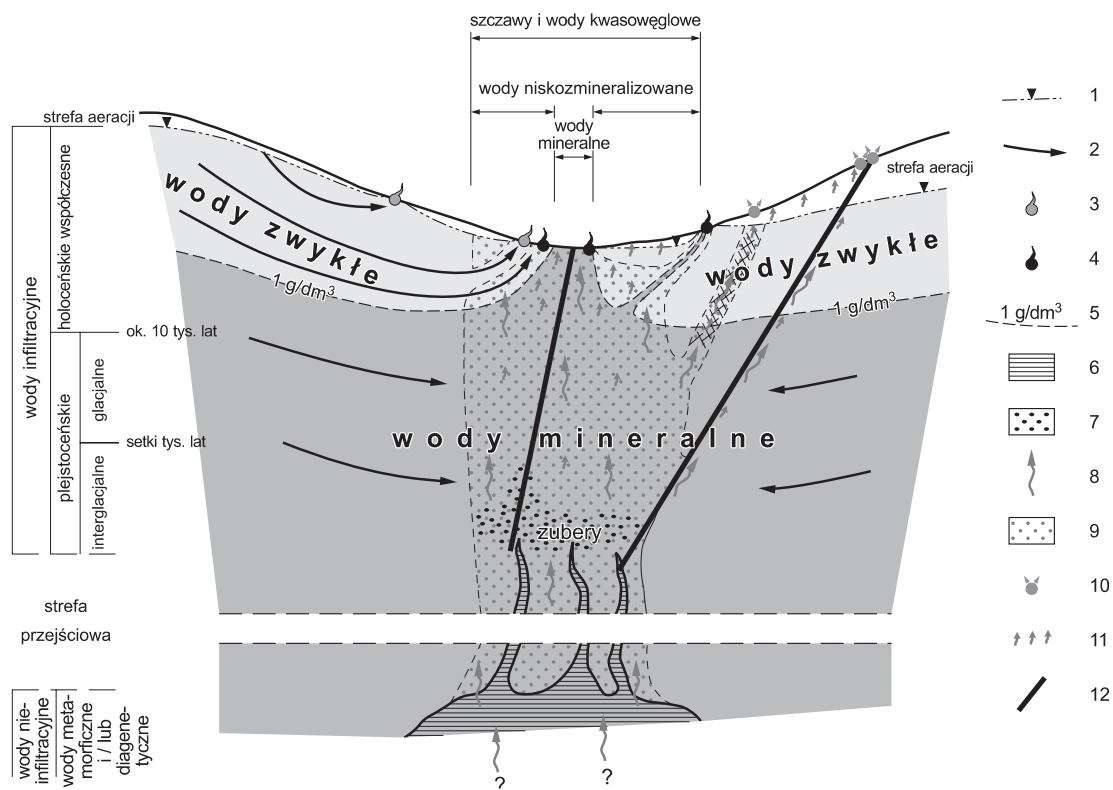
–Mg o mineralizacji ponad 12 g/dm<sup>3</sup>, gdzie HCO<sub>3</sub> – 98% mval, Na – 67% mval i Mg – 27% mval).

Wody mineralne Rymanowa-Zdroju i Iwonicza-Zdroju zaliczone są do szczaw chlorkowych (rozdz. 2 w tomie I). Jednak ze względu na obecność bituminów, wyraźnie niższe zawartości CO<sub>2</sub>, niż w innych szczawach, i liczne podobieństwa do solanek naftowych, występujących w antyklinie Iwonicza i Rudawki Rymanowskiej, zaliczane są często również do tych wód.

**Solaniki**, licznie występujące, znane z danych archiwalnych, m.in. z okolic Strzyżowa nad Wisłokiem, Krosna, Ustrzyk Dolnych, Czarnej we wschodniej części polskich Karpat fliszowych, a także z wielu innych rejonów Karpat polskich, słowackich i ukraińskich, mają bliżej

nierozpoznaną genezę ze względu na brak danych izotopowych. Występowania solanek na obszarze Karpat fliszowych związane są zarówno z osadami fliszu, jak i ze starszymi utworami podłoża Karpat. Oprócz typowych dla tego rejonu wód chlorkowo-sodowych z jodem i bromem, występuje tam wiele innych typów wód o zróżnicowanej mineralizacji w zależności od głębokości ujęcia i budowy geologicznej. Do najczęściej spotykanych należą typy: Cl–Ca–Na, Cl–HCO<sub>3</sub>–Na, HCO<sub>3</sub>–Cl–Na, Cl–HCO<sub>3</sub>–Na–Ca, SO<sub>4</sub>–Cl–Na–Ca i Cl–SO<sub>4</sub>–Na–Ca.

Typowe solanki Karpat fliszowych występują w Rabce (uznane za lecznicze), Sidzinie, Soli i Krośnie. Niektóre ujęcia Rabki oraz zamknięte otwory w Soli i Porębie Wielkiej zawierają wody dehydratacyjne bez domieszki



**Fig. 7.4. Model koncepcyjny powstawania zgaszanych wód dehydracyjnych i infiltracyjnych wód w Kryńcy (wg W. Ciężkowskiego i in., 1999)**

1 – zwierciadło wód podziemnych; 2 – kierunki przepływu wód podziemnych; 3 – źródła wód zwykłych; 4 – źródła szczyaw; 5 – granica występowania wód zwykłych i mineralnych; 6 – strefa formowania się wód metamorficznych; 7 – strefa formowania się szczyaw chlorkowych – zuberów; 8 – dopływ dwutlenku węgla z głębi; 9 – przestrzeń występowania wód nasyconych dwutlenkiem węgla; 10 – suche ekshalacje dwutlenku węgla; 11 – dwutlenek węgla w powietrzu glebowym; 12 – uskoki

wód infiltracyjnych, ale w niektórych przypadkach z możliwością małej pozostałości wód sedymentacyjnych (rozd. 2 w tomie I). Podstawowe dane dotyczące wybranych solanek zawarte są w tabeli 7.4, a ich geneza została omówiona w rozdziale 7.3.

Solanek podłoża Karpat, mające znaczenie balneologiczne, związane są z serią węglanową karbonu dolnego oraz dewonu górnego i środkowego obszaru między Cieszyrzynem a Bielskiem-Białą (A. Michalik, 1978). Serię węglanową budują dolomity i wapienie z wkładkami margli i piaskowców, o miąższości dochodzącej do około 1000 m. Strop tej serii zalega najpłycej na głębokości około 800 m w okolicach Bielska-Białej. Seria węglanowa stanowi za-

sobny poziom wodonośny, mimo diagenety, kompaktacji, rekrytalizacji i cementacji, prowadzących do częściowego zaciśnięcia szczelin i pustek krasowych i tym samym do zmniejszenia przepuszczalności górotworu. Wody mineralne stwierdzono m.in. w Ustroniu (uznane za lecznicze), Jaworzu, Kozach i Kętach. Podstawowe dane tych wód zestawione są w tabeli 7.4 razem z danymi dotyczącymi solanek nasunięcia karpackiego. Została rozpoznana jedynie geneza solanki w Ustroniu i jest ona identyczna z opisaną poniżej genezą wód zawartych w utworach karbonu GZW w rejonie DI.1b zapadliska przedkarpackiego. Niektóre wody termalne niecki podhalańskiej są mineralnymi wodami siarczanowymi.

Tabela 7.4

**Solanki Karpat fliszowych i podłoża**  
(zasoby eksploatacyjne wg stanu na 31.12.2005 r.; L. Skrzypczyk, 2006)

Miejscowość	Liczba		Zasoby [m <sup>3</sup> /h]	Mineralizacja [g/dm <sup>3</sup> ]	Typ wody
	odwiertów	źródeł			
Rabka	7	–	6,44	6,2–26,4	Cl–Na, Br, J, (B), (Fe)
Sól	3	2	brak danych	9,4–44,3	Cl–Na, Br, J, B
Jaworze Dolne	2	–	4,9	99,4–145,9	Cl–Na–Ca, Br, J, B, Fe, (T)
Ustroń	2	–	2,2	103,1–126,1	Cl–Na–Ca, Br, J, B, Fe, (T)

**Wody siarczkowe.** Na obszarze całych Karpat występują liczne źródła wód siarczkowych. L. Rajchel (2000) zinventaryzowała i scharakteryzowała 125 takich źródeł na obszarze Polski. Zawierają one siarkowódor w ilościach od 1 do 160 mg/dm<sup>3</sup>, przy mineralizacji od 0,3 do 3,6 g/dm<sup>3</sup>, najczęściej jednak nieprzekraczającej 1 g/dm<sup>3</sup>. Wśród anionów dominuje jon HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, wśród kationów zaś Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup> i Mg<sup>2+</sup>. Trzy źródła (w Szczawie, Głębokiem i Rabem) zawierają dwutlenek węgla, zaś w ponad dwudziestu (głównie źródła w jednostkach śląskiej i skolskiej) stwierdzono kwas metaborowy (HBO<sub>2</sub>) w stężeniach powyżej 5 mg/dm<sup>3</sup>.

Pochodzenie siarkowodoru wiąże się powszechnie z rozproszonym w skałach pirytem (L. Rajchel i in., 2005), chociaż według niektórych autorów wstępne badania izotopowe nie wykluczają w kilku przypadkach pochodzenia tego gazu z płaszczą Ziemi (L. Rajchel i in., 2002). Źródła wód siarczkowych mają charakterystyczne osady, na które składają się różnobarwne kolonie bakterii siarczkowych (L. Rajchel i in., 2000).

Spośród wód siarczkowych za lecznicze uznane są jedynie wody w Wapiennem, scharakteryzowane bliżej w tabeli 7.1 razem z wodami siarczkowymi zapadliska przedkarpackiego.

## 7.4.2. Wody termalne

### Region zapadliska przedkarpackiego (DI)

Analiza danych archiwalnych z głębokich otworów środkowej części zapadliska przedkarpackiego wykazała pewne możliwości wykorzystania wód geotermalnych z kilku pięter wodonośnych, które – z wyjątkiem piętra mioceńskiego – połączone są z obszarem niecki miechowskiej (A. P. Barbacki, 2004b). Zbiornik mioceński sięga nawet pod nasunięcie karpackie, gdzie w utworach fliszu i badenu (np. w otworach Łękawica 1 i Zawada 2) stwierdzono wody termalne na głębokościach, odpowiednio, 50–300 i 1750–1775 m. Większość ich jest wysoko-

zmineralizowana. Głębsze wody piętra mioceńskiego są typu Cl–Ca o mineralizacji nawet do około 260 g/dm<sup>3</sup> (J. Pich, 1978).

W części piętra kredowego, interesującej pod względem geotermalnym, w strefie Pławice–Mniszów–Grobla na głębokości średnio 500 m mineralizacja wód wynosi około 7 g/dm<sup>3</sup>, a w strefie Tarnów–Zawada około 100 g/dm<sup>3</sup>. Poziom górnourajski jest mało obiecujący w wody termalne z wyjątkiem strefy otworu Pogórska Wola 15. Podobnie poziomy środkowourajskie i triasowe nie rokują korzystnych perspektyw ze względu na co prawda bardzo dobre, ale tylko lokalne własności zbiornikowe.

Najbardziej obiecujący jest zbiornik dewoński o miąższości utworów wodonośnych do 1000 m i temperaturze 30–45°C (A. P. Barbacki, 2004b). Generalnie wody utworów dewonu i starszych są słabo rozpoznane, a należące do nich wody typu Cl–Na mają średnią mineralizację około 100 g/dm<sup>3</sup> (N. Oszczytko, 1981; A. P. Barbacki, 2004b).

### Region Karpat wewnętrznych (DIII)

**Niecka podhalańska**, jeden z elementów geologiczno-tektonicznych polskich Karpat wewnętrznych, leży między Tatrami na południu a pienińskim pasem skałkowym na północy i jest wypełniona paleogeńskimi utworami piaskowcowo-lupkowymi o miąższości do około 3000 m. Spagową, transgresywną część paleogenu stanowią skały węglanowe wykształcone w postaci zlepieńców, wapieni numulitowych i mułowców. Utwory te leżą głównie na węglanowych skałach mezozoicznych jednostek tatrzańskich. Uwarunkowania geologiczno-strukturalne powodują, że w niecce podhalańskiej występują zarówno wody zwykłe, jak i termalne.

Dynamiczny rozwój badań wód termalnych w niecce podhalańskiej nastąpił dopiero od lat 70. XX w. (S. Sokołowski, 1973; D. Małecka, 1981, 2003; J. Sokołowski, 1985; J. Chowaniec, 1989, 2003; B. Kępińska, 1995, 1997, 2001; J. Chowaniec i in., 1997a, b; A. Barbacki i in., 1998; D. Małecka, Z. Nowicki, 2002).

Na obszarze niecki podhalańskiej występują dwa systemy przepływu wód podziemnych. Pierwszy – lokalny, związany jest z utworami czwartorzędu i stropowymi ogniwami fliszu, natomiast drugi – regionalny, kształtuje się w utworach węglanowych eocenu i mezozoiku, z którym związane są wody termalne. Obszarem zasilania dla tych wód są Tatry, zaś skały fliszowe stanowią element izolujący. W stosunku do innych rejonów Polski, w niecce podhalańskiej istnieją najlepsze warunki uzyskania wód termalnych ze względu na korzystną budowę geologiczną, wysoką temperaturę (do 86°C na wypływie), niską mineralizację (do 3 g/dm<sup>3</sup>), wysoką wydajność (powyżej 200 m<sup>3</sup>/h z pojedynczego ujęcia), odnawialność złoża i łatwą dostępność terenu.

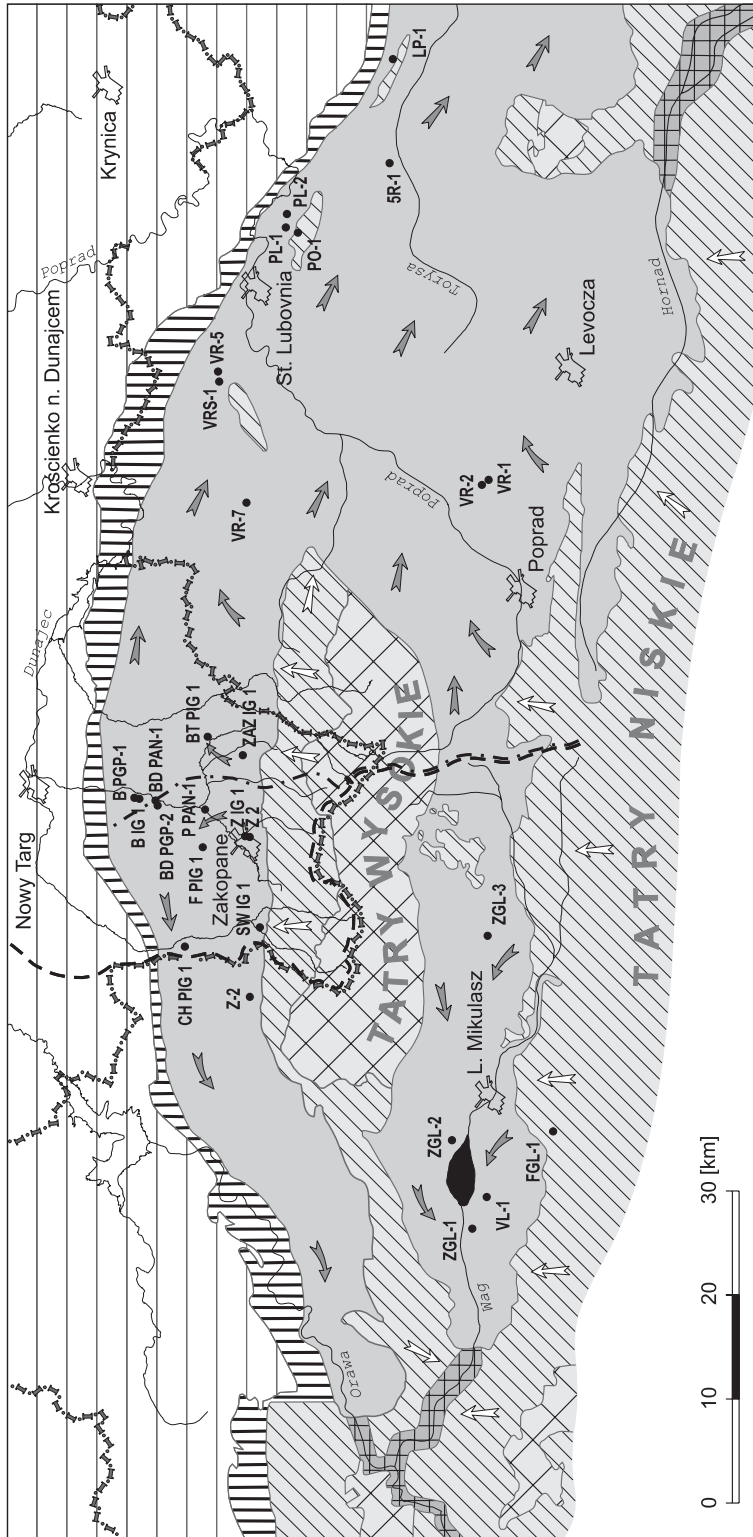
Pierwsze wzmianki o wodach termalnych na Podhalu pochodzą z połowy XIX w., kiedy to L. Zejszner (1844)

odkrył w Jaszczurówce źródło o temperaturze 20,4°C (H. Sobol, 1959). Po raz pierwszy wody termalne o temperaturze 36°C uzyskano z otworu Zakopane IG 1 (S. Sokołowski, 1973). Występują one w podfliszowych, spękanych i skrasowiałych skałach mezozoiku i częściowo paleogenu. Można je nawiercić w obszarze odległym o 800–1000 m od brzegu Tatr, sięgającym pienińskiego pasa skałkowego, który odgrywa rolę ekranu izolującego uniemożliwiającego dalszy ich przepływ na północ. Naturalny drenaż wód odbywa się na terenie Słowacji (fig. 7.5).

Przeprowadzone pod koniec XX w. kompleksowe badania w głębokich otworach dostarczyły bardzo interesujących danych na temat występowania i możliwości eksploatacyjnych wód termalnych niecki podhalańskiej (J. Chowaniec i in., 1997a, b; A. Barbacki i in., 1998). Podstawowe parametry hydrogeologiczne wód zestawiono w tabeli 7.5.

Testy hydrodynamiczne, w tym określenie wieku wód, ich temperatury i składu jonowego, pozwoliły na stwierdzenie szeregu prawidłowości charakterystycznych dla omawianych wód podziemnych. Mimo różnic głębokości ujęć i zróżnicowanej odległości od obszaru zasilania, współczynniki filtracji wykazują zbliżony rząd wielkości, podobnie jak w otworach zlokalizowanych na Antałówce (J. Chowaniec i in., 1997b). Z porównania wydajności notowanych w czasie wiercenia otworów z wydajnościami uzyskanymi podczas badań eksperymentalnych z zabiegami kwasowania wynika, że nastąpiło 4–8-krotne zwiększenie wydatku, a w otworze Biały Dunajec PAN-1 wzrósł on od 9 do 270 m<sup>3</sup>/h. Zabiegi kwasowania otworów ujawniają się równocześnie we wzroście temperatury wody na wypływie od kilkunastu do ponad 30°C.

Do głównych czynników, kształtujących własności fizyczno-chemiczne wód termalnych niecki podhalańskiej, należą przede wszystkim oddziaływanie woda–skała określonej litologii oraz czas tego oddziaływania, związany z warunkami przepływu. Wody pochodzenia meteorycznego infiltrujące na terenie masywu tatrzańskiego zgodnie z kierunkiem zapadania serii wodonośnych migrują ku północy, a następnie na skutek szczelnej bariery, jaką stanowią utwory pienińskiego pasa skałkowego, rozprzyskują się wachlarzowato ku wschodowi i zachodowi poza granice państwa, z bardzo słabym przesączaniem do gó-



**Fig. 7.5. Mapa hydrogeologiczna zbiornika wód termalnych Karpat wewnętrznych (wykorzystano mat. rękopiśmienne T. Szklarczyka)**

1a – krystalinik tatrzański; 1b – utwory węglanowe Karpat wewnętrznych; 1c – utwory fliszowe Karpat zewnętrznych; 1d – pieniński pas skałkowy; 2a – obszary zasilenia; 2b – strefa utworów izolacyjnych fliszu podhalańskiego; 2c – strefy silnego drenażu; 3 – dział wód powierzchniowych; 4 – dział wód podziemnych (termalnych); 5 – główne kierunki przepływów w obszarach zasilenia; 6 – kierunki przepływów wód termalnych; 7 – otwory z wodą termalną; 8 – granica państwa

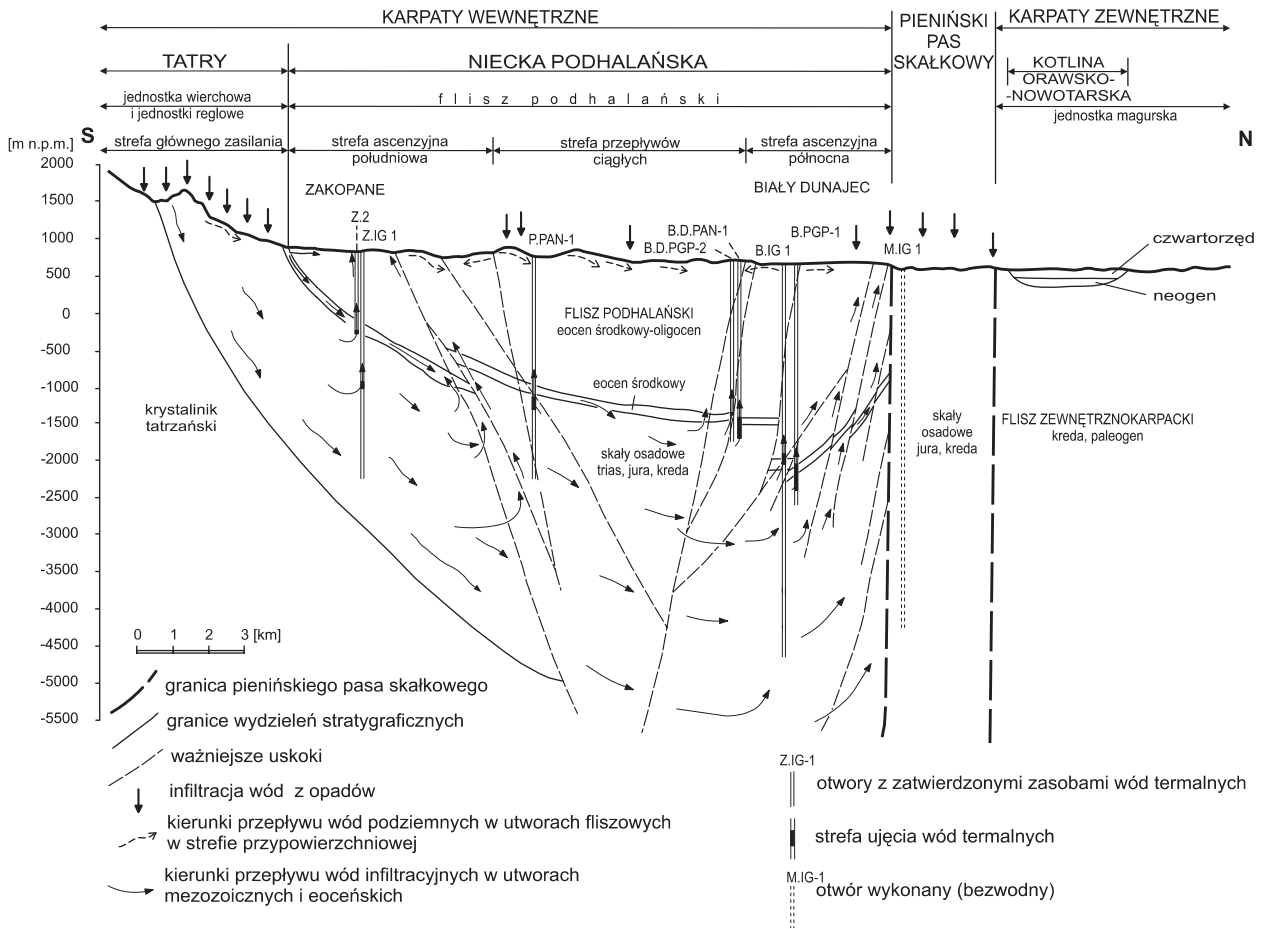
Parametry hydrogeologiczne odwiertów z udokumentowanymi wodami termalnymi

Nazwa otworu Głębokość [m]/ Stratygrafia	Charakterystyka piętrowa wodonośnego					Suma składników stałych [g/dm <sup>3</sup> ] Typ wody
	strop spąg [m]	głębokość do zwierciadła wody		wydajność [m <sup>3</sup> /h] depresja [m]	temperatura na wypływie [°C] zatwierdzone zasoby [m <sup>3</sup> /h]	
		[m]	[m n.p.m.]			
Zakopane IG 1 3073/ J	1540 >1550	+45	910	169 45	37 50	0,363 HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg-Na
Zakopane 2 1113/ J	1090 >1113	+50	921	273 47,5	26 80	0,326 HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Siwa Woda IG 1 856/ Ng-Pg, T	625 >856	+55	975	3,95 55,0	20 4,0	0,42 HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Mg-Na
Zazadnia IG 1 680/ Ng-Pg	665 >680	+90	945	29,6 60	22 25	0,19 HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Furmanowa PIG 1 2324/ Ng-Pg, J	2003 2324	105	905	96 27,5	60,5 90	0,58 HCO <sub>3</sub> -Na-Ca
Poronin PAN 1 3003/ T	1768 1917	+180	921	90 150	63 90	1,14 SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl-Na-Ca
Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG 1 3780/ T, J	2390 2605	50	906	58 117,5	64,5 40	1,49 SO <sub>4</sub> -Cl-Ca-Na
Chochołów PIG 1 3572/ T	3218 3572	+160	938	190 150	82 190	1,24 SO <sub>4</sub> -Ca-Na
Białe Dunajec PAN 1 2394/ Ng-Pg, T	2117 2394	+210	895	270 220	82 otwór chłonny	2,62 SO <sub>4</sub> -Cl-Na-Ca
Białe Dunajec PGP 2 2450/ Ng-Pg, T	2083 2450	+240*	923	175 247	86 otwór chłonny	2,7 SO <sub>4</sub> -Cl-Na-Ca
Bańska IG 1 5261/ Ng-Pg, T	2565 >2656	+270	949	120 185	82 120	2,69 SO <sub>4</sub> -Cl-Na-Ca
Bańska PGP 1 3242/ Ng-Pg, T	273 3240	+261*	933	180 30	86 550	3,12 SO <sub>4</sub> -Cl-Na-Ca

\* przeliczone na wysokość zwierciadła wody o temperaturze 20°C; T – trias, J – jura, Ng-Pg – neogen i paleogen

ry na obszarze Polski (J. Chowaniec, 1989, 2003) – figura 7.6. Przymierzalnie następuje tu silne zredukowanie prędkości przepływów w porównaniu do części południowej, co wskutek wydłużenia czasu kontaktu wody ze skałą powoduje zmiany chemizmu wód. W otworach usytuowanych w strefie przytatrzańskiej ogólna mineralizacja nie przekracza 420 mg/dm<sup>3</sup>, a w otworach najbardziej oddalonych od Tatr wynosi od około 1 do około 3 g/dm<sup>3</sup>. Podstawowe typy hydrochemiczne wód głębokich ulegają zmianom od typu HCO<sub>3</sub>-Na-Ca do typu SO<sub>4</sub>-Cl-Na-Ca (tab.

7.5) z widoczną redukcją znaczenia HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Obserwowane zmiany nie wynikają z „czystego” przepływu przez skrasowiałe skały węglanowe, lecz są głównie rezultatem wymiany dyfuzyjnej między wodą mobilną w szczelinach i kanałach krasowych a wodą stagnacyjną w mikroporach nieprzepuszczalnych i słabo przepuszczalnych nadległych i podścielających utworów oraz przewarstwieni izolujących. Takiej wymianie towarzyszy także rozpuszczanie oraz wymiana jonowa woda-skała w mikroporach.



**Fig. 7.6. Schemat zasilania i przepływu wód termalnych w niecce podhalańskiej z zaznaczonym słabym drenażem przez przesiąkanie do góry do utworów czwartorzędowych i powierzchni (źródła) przed nieprzepuszczalną granicą pienińskiego pasa skałkowego**

Analiza stężenia trytu wykazała, że najmłodsza woda występuje w otworze Zakopane IG 1 (D. Małecka, Z. Nowicki, 2002). W otworach odległych od granicy Tatr nie stwierdzono trytu, a stężenia  $^{14}\text{C}$  i wartości  $\delta^{13}\text{C}$  sugerują silny efekt wymiany izotopowej między węglanami rozpuszczonymi w wodzie i węglanami fazy stałej, co wyklucza możliwość poprawnego obliczenia wieku metodą radiowęglową. Można jednak przypuszczać, że najmłodsza woda występuje w otworze Furmanowa PIG 1, nieco starsza w Poroninie PAN 1, znacznie starsza w Chochołowie, a najstarsza w otworach Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG 1 i Bańska IG 1 (J. Chowaniec i in., 1997a).

Wartości  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta^2\text{H}$  sugerują zasilanie w okresie holocenu (D. Małecka, Z. Nowicki, 2002), co oznacza, że generalnie przepływy wód w systemach szczelin i kanałów krasowych są bardzo intensywne, a ich wiek hydrodynamiczny może być nawet mniejszy niż 1000 lat.

**Termika.** Ważnym wskaźnikiem charakteryzującym środowisko skalne występowania wód podziemnych jest tzw. gradient geotermiczny, definiowany jako przyrost temperatury na jednostkę głębokości. Przyjmuje się najczęściej, że średni gradient dla kuli ziemskiej wynosi około  $3^\circ\text{C}/100\text{ m}$  (J. Dowgiałło, 1972). Gradient jest różnicowany dla różnych obszarów i uzależniony od



strumienia ciepłego. Średni dla Karpat wynosi  $2,35^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  (S. Plewa, 1994a). W rejonach występowania wód termalnych w Karpatach obserwuje się jego podwyższenie (H. Ostrowicka-Chrzastowska, A. Płonka, 1986). Średni gradient geotermiczny dla niecki podhalańskiej i jej podłoża jest niższy w porównaniu z innymi rejonami Karpat i waha się w zakresie  $1,9\text{--}2,1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  (J. Majorowicz, 1977; S. Plewa, 1994a; B. Kępińska, 1997). Przykładowe średnie ważone gradientu temperatury wynoszą  $0,97^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  dla otworu Siwa Woda IG 1,  $2,00^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  dla otworu Zakopane IG 1 i Maruszyna IG 1 oraz  $2,64^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  dla otworu Bańska IG 1 (J. Chowaniec, 1989). Jak widać wartości te kształtują się różnie w poszczególnych otworach, co zależy od rodzaju przewierconych skał i przede wszystkim od wielkości dopływów wód, które wyraźnie zmniejszają gradient geotermiczny. Na przykład w otworze Zakopane IG 1 na krzywej temperatury można wydzielić 4 strefy gradientu:

- $1,93^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  odpowiada utworom łupkowym (warstwy zakopiańskie);
- $0,68^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  odpowiada strefie występowania eocenu węglanowego; minimalny przyrost temperatury spowodowany jest przepływem wód przestrzenną porażką na głębokości 900–1180 m;
- $2,27^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  charakteryzuje skały z przewagą margli, iłowców i z udziałem piaskowców kwarcytowych; na głębokości 1400–1650 m nie obserwuje się przyrostu temperatury, co może być spowodowane dopływami na głębokości 1405–1426 i 1540–1620 m;
- $1,9^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  odpowiada głębokości poniżej 1650 m; stwierdzone dwa dopływy na głębokości 2400–2650 i 2800–3073 m nie zaznaczyły się na krzywej temperatury.

W otworze Bańska IG 1 w strefie występowania utworów fliszowych w przedziale zalegania warstw zakopiańskich górnych obserwuje się zróżnicowanie temperatury, co może być spowodowane zmianami w litologii lub przepływem wód z niższych poziomów. W podłożu podfliszowym można tu wydzielić 3 strefy gradientu:

- $1,43^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  charakteryzuje strefę skał eocenu węglanowego i utworów triasowych na głębokości 2653–

3135 m; w czasie wiercenia stwierdzono tu duże ucieczki płuczki i dopływy wód;

- $2,39^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  charakteryzuje strefę występowania przede wszystkim utworów kredowych; obniżenie jego wartości na głębokości 3400–3550 m mogło nastąpić na skutek dopływu wód;
- $1,82^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  odpowiada strefie 4000–4800 m; brak przyrostu temperatury w zakresie głębokości 4330–4400 m odpowiada dopływowi wody na głębokości 4323–4348 m.

W otworze Siwa Woda IG 1 do głębokości 640 m krzywa termiczna jest niemal linią prostą, a gradient temperatury wynosi  $1,1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Poniżej tej głębokości na skutek dopływu wód wartość jego maleje do  $0,6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ .

Uzyskane gradienty temperatury oraz średnie wartości przewodności cieplnej pozwoliły określić gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego ( $Q$ ) dla otworów Zakopane IG 1, Bańska IG 1 i Maruszyna IG 1 (J. Chowaniec, 1989; J. Chowaniec i in., 1999), który wynosi odpowiednio: 51, 60 i  $51\text{ mW}/\text{m}^2$ .

Reasumując, wartości  $Q$  dla wymienionych otworów są wartościami średnimi dla terenu Polski. Również wartości średnie ciepła radiogenicznego skał ( $A_{sr}$ ) w tych otworach nie odbiegają od średnich w innych rejonach kraju i wynoszą dla otworu: Zakopane IG 1 –  $1,22\text{ }\mu\text{W}/\text{m}^3$ , Bańska IG 1 –  $1,28\text{ }\mu\text{W}/\text{m}^3$  i Maruszyna IG 1 –  $1,22\text{ }\mu\text{W}/\text{m}^3$ .

Ilość ciepła radiogenicznego określono na podstawie wyników pomiarów zawartości U, Th i K w badanych próbkach.

Wody termalne eksploatowane były i będą w Zakopanem (Zakopane IG 1 i Zakopane 2) do celów rekreacyjnych w basenach kąpielowych, a w rejonie Bańskiej i Białego Dunajca (dublet otworów Bańska IG 1 i Bańska PGP 1 oraz Biały Dunajec PAN 1 i Biały Dunajec PGP 2) wykorzystywane są do celów grzewczych. W 2007 r. w Bukowinie Tatrzańskiej rozpoczęto budowę basenów z wodami termalnymi z otworu Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG 1 do celów rekreacyjno-rehabilitacyjnych.

## 8. Obszary perspektywiczne dla ujmowania wód przydatnych w lecznictwie i ciepłownictwie oraz mogących stanowić źródło surowców chemicznych

### 8.1. Wstęp

Regionalny opis występowania wód zmineralizowanych, termalnych oraz uznanych za lecznicze został przedstawiony w poprzednim rozdziale. Wynika z niego, że na przeważającej części terytorium Polski istnieją możliwości ujmowania i wykorzystania wód podziemnych do jednego lub więcej z wymienionych w tytule rozdziału celów. Dowodem na to jest m.in. mapa uzdro-

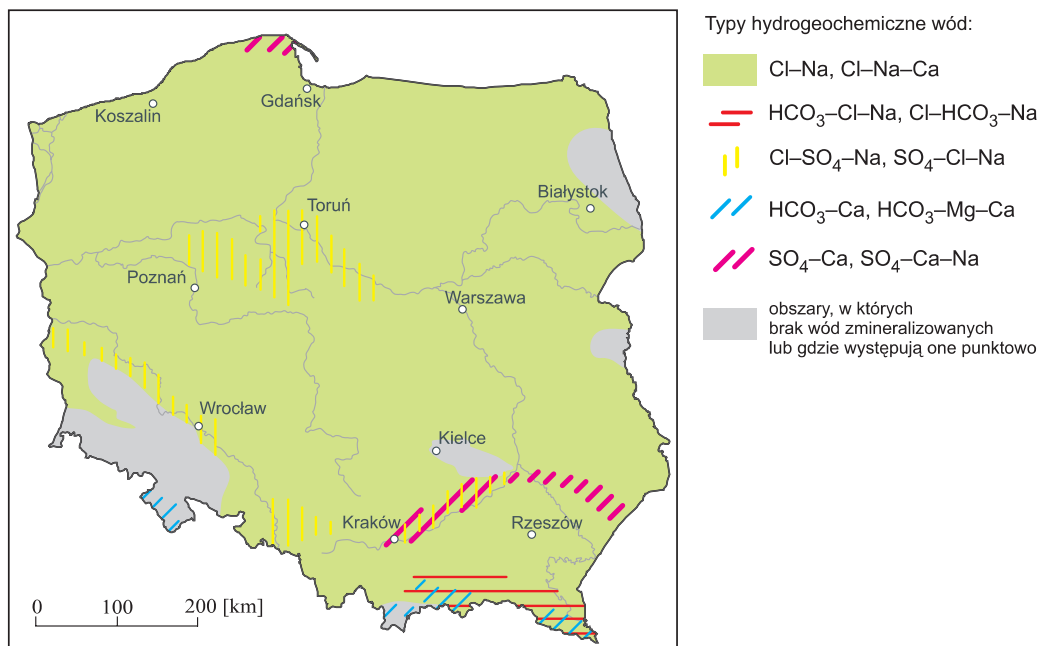
wisk wykorzystujących wody lecznicze (fig. 8.1) i mapa występowania wód zmineralizowanych (fig. 8.2). Poniżej omówiono pokrótce perspektywy uzyskania lub zwiększenia wydobycia takich wód w wydzielonych prowincjach i regionach.

Poza aspektem leczniczym i energetycznym na szczególnie podkreślenie zasługuje fakt, że silnie stężone wody

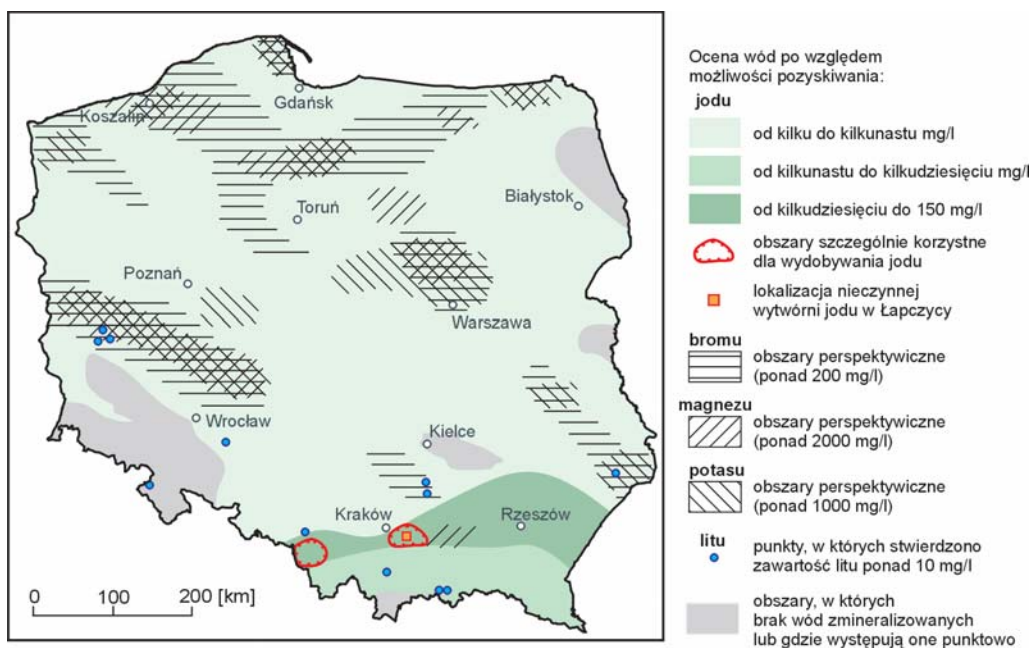


**Fig. 8.1. Polskie uzdrowiska, w których wykorzystywane są wody lecznicze (stan na 31.12.2006 r.)**

Prowincje: A – platformy prekambryjskiej, B – platformy paleozoicznej, C – sudecka, D – karpacka



**Fig. 8.2. Szkic występowania wód zmineralizowanych w Polsce (wg J. Dowgiałły red., 1974)**



**Fig. 8.3. Obszary perspektywiczne występowania w Polsce wód zmineralizowanych z możliwością ich wykorzystania w przemyśle chemicznym (wg Z. Płochniewskiego, 1978)**

zmineralizowane mogą stanowić źródło surowców chemicznych takich jak magnez, jod, brom, potas i lit (fig. 8.3). Zagadnienie to nie stało się dotychczas przedmio-

tem szerszego zainteresowania przemysłu wydobywczego i wydaje się, że sytuacja ta powinna ulec zmianie.

## 8.2. Prowincja platformy prekambryjskiej

Obszar platformy wschodnioeuropejskiej, a w szczególności jego część północno-wschodnia, należy do najmniej perspektywicznych z punktu widzenia możliwości eksploatacji zmineralizowanych lub swoistych wód podziemnych. Nie oznacza to jednak, że nie ma tu szans na wykorzystanie tych wód w celach leczniczych. Dotyczy to przede wszystkim syneklizy perybałtyckiej, w której w utworach triasu dolnego występują chlorkowe wody zmineralizowane, niekiedy termalne (Jantar). Perspektywiczne pod tym względem są również utwory permu dolnego na wyniesieniu Łeby (Ustka), a także karbońskie i starsze osady synklinorium lubelskiego.

Z punktu widzenia występowania wód termalnych całkowicie nieperspektywiczny jest obszar wyniesienia mazursko-suwalskiego. Wody o temperaturze niewiele

przekraczającej 20°C stwierdzono natomiast w obniżeniu perybałtyckim, a także na wyniesieniu Łeby (Ustka). Wód termalnych można się też spodziewać w synklinorium lubelskim.

W obrębie obniżenia perybałtyckiego znajduje się także opisana przez B. Kozerskiego i in. (1987) anomalia hydrochemiczna polegająca na występowaniu w wodach kredy, a lokalnie także czwartorzędu, jonu fluorkowego o stężeniu przekraczającym często minimum dla leczniczych fluorkowych wód swoistych (1,5 mg/dm<sup>3</sup>). W wielu punktach polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w utworach czwartorzędowych i starszych występują wody o zawartości żelaza dwuwartościowego przekraczającej minimum dla swoistych, żelazistych wód leczniczych (10 mg/dm<sup>3</sup>).

## 8.3. Prowincja platformy paleozoicznej

Stwierdzone występowanie zmineralizowanych wód chlorkowych, najczęściej także jodkowych, jest na obszarze tej prowincji niemal powszechne, a ich mineralizacja obejmuje szeroki zakres (od 1g/dm<sup>3</sup> do przesylenia). Zależy ona w dużym stopniu od głębokości ich występowania, także możliwości rozcieńczenia przez wody infiltracyjne. Wyjątek stanowi jedynie paleozoiczny trzon Gór Świętokrzyskich, gdzie wód zmineralizowanych nie stwierdzono oraz gdzie brak wierceń, które wykluczyłyby ich obecność w podłożu. Z punktu widzenia możliwości wykorzystania wód chlorkowych dla celów leczniczych cały pozostały obszar prowincji platformy paleozoicznej można zaliczyć do obszarów perspektywicznych.

Niezależnie od wód chlorkowych, do celów leczniczych mogą być wykorzystywane występujące na Kujawach wody siarczkowe, eksploatowane dotychczas jedynie w Wieńcu-Zdroju. Zasięg utworów oksfordu, w których występują, jest znacznie szerszy od bezpośredniego otoczenia tego uzdrowiska (J. Dowgiałło, B. Paczyński, 2002) i stanowi obszar perspektywiczny dla poszukiwania wód tego typu.

Wody termalne można napotkać niemal na całym obszarze polskiej części platformy zachodnioeuropejskiej. Problem stanowi jedynie niezbędna dla ich ujęcia głębokość otworów wiertniczych, która może ujemnie rzutować na opłacalność ich eksploatacji. Czynnikiem kompli-

kującym taką eksploatację może być również wysoka mineralizacja wody na dużych głębokościach i związane z nią problemy techniczne, a także ekologiczne.

Strefami szczególnie korzystnymi dla wydobywania wód termalnych dla celów ciepłowniczych są synklinorium szczecińskie, synklinorium brzeżne, a także północno-wschodnia część monokliny przedsudeckiej. Utwory dolnej jury i dolnej kredy mają tu znaczną miąższość, a także korzystną charakterystykę hydrogeologiczną i dobre warunki zasilania (W. Górecki red., 1995). Wszystkie z czynnych obecnie punktów eksploatacji wód termalnych znajdują się w obrębie wymienionych jednostek tektonicznych i wykorzystują wodę występującą w jednej z dwóch wyżej wymienionych serii.

Wody termalne użytkowane przemysłowo należą w większości do zmineralizowanych wód chlorkowych, najczęściej zawierających jodki w ilościach przekraczających wymagane minimum dla wód leczniczych ( $1 \text{ mg/dm}^3$ ). Mogą one być stosowane do zabiegów w razie

potrzeby po rozcieńczeniu. Wyjątek stanowi tu słabo zmineralizowana woda w Mszczonowie, której temperatura ( $41^\circ\text{C}$ ) jednak znacznie przekracza wartość minimalną dla swoistych, leczniczych wód termalnych ( $20^\circ\text{C}$ ). Wykorzystywanie przemysłowych (ciepłownictwo) wód termalnych także dla celów leczniczych spełnia powszechnie uznawany postulat ich wielokierunkowego zastosowania. Obecność w utworach cechsztynu monokliny przedsudeckiej wód o bardzo wysokiej zawartości składników stałych została stwierdzona podczas poszukiwań złóż węglowodorów. Z. Płochniewski i H. Ważny (1971) zwrócili uwagę na wysokie stężenie magnezu w tych wodach, sugerując rozważenie możliwości jego przemysłowego wydobywania. W wodach tych obecne są w dużych ilościach jod, brom, stront, bor i inne pierwiastki o możliwym znaczeniu przemysłowym. Wszechstronna analiza potencjalnego wykorzystania tych wód jako źródła surowców i opłacalności takiego przedsięwzięcia stanowi zadanie do wykonania.

## 8.4. Prowincja sudecka

Występowanie wód zmineralizowanych i swoistych w Sudetach i na obszarze bloku przedsudeckiego związane jest przede wszystkim z głębokimi strefami dyslokacyjnymi w utworach krystalicznych, a w niecce śródsudeckiej, w rowie Górnej Nisy Kłodzkiej i w zapadlisku Kudowy także w utworach młodszego paleozoiku oraz kredy górnej i dolnej. Strefy te stanowią drogi migracji dla dwutlenku węgla, będącego głównym i charakterystycznym składnikiem większości tych wód. Dlatego poszukiwanie obszarów występowania przydatnych w lecznictwie szczaw i wód kwasowęglowych musi uwzględniać bardzo dokładne rozpoznanie ich tektoniki. To samo dotyczy wód termalnych, znanych dotychczas z Kotliny Jeleniogórskiej (Cieplice Śląskie-Zdrój), Gór Złotych (Łądek-Zdrój) i Gór Bystrzyckich (Duszniki-Zdrój).

Szczególnie trudne byłyby prace poszukiwawcze na obszarze bloku przedsudeckiego, gdzie utwory krystaliczne ukryte są przeważnie pod grubym płaszczem osadów kenozoicznych i niekiedy starszych. Odkrycie

szczawy termalnej w Grabinie nastąpiło przypadkiem przy okazji wiercenia wykonywanego w celu rozpoznania budowy geologicznej krystalicznego podłoża kenozoiku i kredy. Występowanie wody termalnej na bloku przedsudeckim pozwala z większym, niż do czasu jej odkrycia, optymizmem spoglądać na perspektywy poszukiwawcze w całym sudeckim regionie geotermicznym (J. Dowgiałło, 2001). Jego bardziej szczegółowy podział przedstawiono na figurze 6.2.

Nie wszystkie wody zmineralizowane i swoiste w Sudetach nadają się do stosowania w lecznictwie. W myśl opinii wyrażanych przez część lekarzy, obecność w nich arsenu, charakterystyczna np. dla szczaw zapadliska Kudowy, może nadawać im charakter toksyczny i stanowić przeciwwskazanie dla kuracji pitnej. W pewnym stopniu dotyczy to także radonu obecnego w dużych ilościach w szczawach Gór Izerskich (Świeradów-Zdrój, Czarniawa-Zdrój) i wodach termalnych Gór Złotych (Łądek-Zdrój).

Obszarami perspektywnymi, gdzie możliwe jest zwiększenie wydobycia szczaw i wód termalnych, są przede wszystkim te, w których zostały dotychczas udokumentowane. Wśród nich najkorzystniejsze prognozy

dotyczą Kotliny Jeleniogórskiej i Kotliny Kłodzkiej. Poszukiwania na terenach słabiej rozpoznanych wymagają kosztownych badań (m.in. geofizycznych) oraz wierceń rozpoznawczych.

## 8.5. Prowincja karpacka

### 8.5.1. Region zapadliska przedkarpackiego

Cenny surowiec leczniczy, jakim są wody siarczkowe i mineralne – siarczkowe, użytkowany jest zarówno w subregionie śląsko-krakowskim, jak i nidziańsko-lubaczowskim. Zwiększenie zasobów eksploatacyjnych tych wód jest niewątpliwie możliwe, czego przykładem są wykonane w ostatnich latach wiercenia w Wełninie koło Solca-Zdroju i w Winiarskim Lesie koło Buska-Zdroju. Odnawialność siarkowodoru w wodach tego typu jest jednak ograniczona, co powinno być brane pod uwagę zarówno podczas prac poszukiwawczych, jak i w trakcie eksploatacji nowych ujęć.

Wody chlorkowe, jodkowe, wydobywane z utworów mioceńskich w subregionie śląsko-krakowskim, są w części wodami reliktowymi, o ograniczonych zasobach. Ich zasoby dyspozycyjne są jednak znaczne i nic nie stoi na przeszkodzie w poszerzaniu ich wykorzystania przez nowe wiercenia i przystosowywanie do eksploatacji otworów służących dawniej lub obecnie do eksploatacji gazu ziemnego, jak ma to miejsce np. w rejonie Bochni (Łapczyca). Bardzo duże możliwości eksploatacji wód chlorkowych, jodkowych istnieją w subregionie tarnowsko-przemyskim, gdzie mogą być wykorzystywane zarówno w lecznictwie, jak i w przemyśle do produkcji jodu i bromu.

### 8.5.2. Region Karpat zewnętrznych

Pomimo często niekorzystnej charakterystyki fliszu karpackiego, istnieją tu znaczne możliwości ujmowania wód zmineralizowanych, zarówno w głębszych partiach utworów fliszowych, jak i w ich podłożu. Wody te, występujące często na obszarach o warunkach fizjograficznych szczególnie korzystnych dla rozwoju lecznictwa uzdrowiskowego, powinny być wykorzystywane jako lecznicze.

W **subregionie śląsko-beskidzkim** są to najczęściej wody chlorkowe, jodkowe, głębiej – termalne, a szereg istniejących tu odwiertów, wykonanych niekiedy jeszcze w latach 50. XX w., czeka na wykorzystanie po ewentual-

nej rekonstrukcji. Cenne wody napotkane m.in. w Soli koło Żywca i w Porębie Wielkiej koło Rabki nie doczekały się dotychczas inwestora.

W **subregionie sądecko-gorlickim** istnieją możliwości znacznego zwiększenia wydobycia szczaw wodorowęglanowych i wodorowęglanowo-chlorkowych (uzyskanie tych ostatnich wymaga głębszych wierceń). Problem mogą tu stanowić zasoby dwutlenku węgla, który nie tylko eksploatowany jest na dużą skalę wraz ze szczawami stosowanymi w lecznictwie i butelkowanymi na skalę przemysłową, lecz także uchodzi do atmosfery w postaci

suchych ekshalacji. Ocena czasu, w jakim możliwe będzie wydobywanie tego gazu w dotychczasowych ilościach i możliwości zwiększenia jego poboru, stanowi problem skomplikowany i dotychczas nierozwiązany, brak bowiem oceny zasobów CO<sub>2</sub>. Inną komplikacją, w przypadku szczaw wydobywanych w strefie aktywnej wymiany, jest ich częste współwystępowanie i łączność hydrauliczna z wodami zwykłymi tej strefy. Ze względu na przepisy prawa geologicznego i górniczego ogranicza to możliwości korzystania z tych ostatnich dla zaspokojenia potrzeb gospodarki komunalnej. Niektóre szczawy subregionu sądecko-gorlickiego o wyższej mineralizacji zawierają znaczne ilości kwasu metaborowego, dochodzące niekiedy do 1000 mg/dm<sup>3</sup> (Wysowa). Nie rozważano dotychczas możliwości i opłacalności produkcji boru z takich wód.

**Subregion jasielsko-ustrzycki** obfituje w wody chlorkowe, jodkowe i chlorkowo-wodorowęglanowe, jodkowe często towarzyszące złożom ropy naftowej. Wody takie napotkano w bardzo licznych otworach wiertniczych przemysłu naftowego, których największa ilość zlokalizowana jest w strefach antyklinalnych centralnego synklinorium karpackiego (A. Porowski, 2006). Możliwości wykorzystania tych wód dla celów leczniczych, oprócz trzech uzdrowisk (Iwonicz-Zdrój, Rymanów-Zdrój, Polańczyk), są praktycznie nieograniczone. W wielu punktach istnieje możliwość eksploatacji nieczynnych już odwiertów ponaftowych często wymagających rekonstrukcji. Wiercenie nowych otworów, mogące być uwieńczone sukcesem, wskazane jest w punktach szczególnie predysponowanych pod względem klimatycznym do rozwijania w nich lecznictwa uzdrowiskowego.

### 8.5.3. Region Karpat wewnętrznych

Zasoby dyspozycyjne wód termalnych podhalańskiego systemu artezyjskiego są niewątpliwie wyższe od zasobów eksploatacyjnych czynnych obecnie dwóch dubletów geotermicznych. Świadczą o tym wyniki wykonanych dotychczas kilkunastu wierceń, które osiągnęły podłoże fliszu podhalańskiego (A. Barbacki i in., 2006).

Dalsze rozpoznanie zbiornika, a następnie jego zrównoważona eksploatacja pozwolą uzyskać wody o dużej rozpiętości mineralizacji, która oprócz wykorzystania w ciepłownictwie będzie mogła znaleźć zastosowanie w lecznictwie. Dotyczy to zwłaszcza wschodniej, mniej rozpoznanej części zbiornika, np. rejonu Bukowiny.

## 9. Wykorzystanie wód leczniczych w rozlewnictwie

### 9.1. Historia rozlewnictwa

Rozlewnictwo wód podziemnych (napełnianie opakowań jednostkowych wodami podziemnymi w celu ich zbycia) rozwijało się w Polsce głównie w rejonach występowania źródeł, przeważnie w miejscowościach uzdrowiskowych. Miejscowa ludność jeszcze przed powstaniem rozlewni uważała zmineralizowaną wodę ze źródeł za leczniczą i piła ją bezpośrednio przy źródłach. Szczególną popularnością cieszyły się wody zawierające dwutlenek węgla. Uważano je nie tylko za wody lecznicze, lecz traktowano je również jako wody orzeźwiające. Powstanie rozlewni zbiegło się w czasie z rozwojem technik wiertniczych, umożliwiających uzyskiwanie znacznych i stałych wydajności ujęć. Pierwsza rozlewnia wody mineralnej powstała w Krynicy w 1806 r. Rozlewnia była zaopatrywana w wodę ze Zdroju Głównego, który nadal jest wykorzystywany do tego celu (na bazie wody z tego źródła obecnie butelkowana jest popularna naturalna woda mineralna „Krynica”) (W. Ciężkowski i in., 1993). Wzmianki o istniejących wcześniej rozlewniach w Dusznikach i Szczawnicy nie są pewne, więc rok 1806 należy przyjąć jako początek rozlewnictwa wód podziemnych w Polsce (A. Sokołowski, J. Sokołowski, 2003). W okresie zaborów rozlewnictwo rozwijało się bardzo słabo. Państwa zaborcze celowo powstrzymywały jego rozwój w obawie przed konkurencją dla swoich utworzonych wcześniej rozlewni. W tym czasie powstały rozlewnie jedynie w Ostromięcku (1894 r.), w których butelkowano wodę niskozmineralizowaną, oraz rozlewnie w Iwoniczu (1856 r.), Szczawnicy (1860 r.) i Ciechocinku (1902 r.), do którego dwutlenek węgla sprowadzano aż z Piatigorska na Kaukazie. W okresie międzywojennym istniały rozlewnie w Ostromięcku, Inowrocławiu, Ciechocinku, Krynicy, Szczawnicy, Truskawcu, Morszynie, Lubieniu,

Niemirowie i Szczawnicy. Łączna produkcja wód butelkowanych w 1935 r. wynosiła zaledwie 400 tys. litrów, ale już w 1938 r. wzrosła do blisko 4 mln litrów. Bezpośrednio po zakończeniu II wojny światowej wznowiły działalność rozlewnie w Ciechocinku, Krynicy, Szczawnicy i Polanicy. Znaczny rozwój rozlewnictwa nastąpił w latach 60. XX w., kiedy to uruchomiono 8 nowych rozlewni wód mineralnych. W tym też okresie powstawało wiele rozlewni zlokalizowanych poza uzdrowiskami, prowadzonych głównie przez spółdzielnie. W rozlewniach tych butelkowano wody niskozmineralizowane.

Gwałtowny rozwój rozlewnictwa wód podziemnych nastąpił w latach 90. XX w. Powstawały wówczas rozlewnie produkujące przeważnie wody o mineralizacji nieprzekraczającej 500 mg/dm<sup>3</sup>. Obecnie w Polsce działa blisko 300 rozlewni, a roczna produkcja wynosi około 50 l/osobę – tabela 9.1 (M. Kucharski, 2001, 2005; I. Peret, E. Wolnicka, 2005).

**Tabela 9.1**

**Produkcja wód butelkowanych w Polsce w wybranych latach (l/osobę)**

Rok	Produkcja
1950	0,1
1960	0,4
1970	2,0
1980	6,1
1990	10,0
2000	37,0
2005	50,0



## 9.2. Definicje

W niniejszym rozdziale przedstawiono wykorzystanie w rozlewnictwie wód leczniczych, których definicję podano w Rozporządzeniu Rady Ministrów z dnia 14 lutego 2006 r. (Dz.U. Nr 32, poz. 220). Zgodnie z tym rozporządzeniem do wód leczniczych zalicza się wody podziemne niezanieczyszczone pod względem chemicznym i mikrobiologicznym, o naturalnej zmienności cech fizycznych i chemicznych oraz spełniające co najmniej jeden z następujących warunków: zawartość rozpuszczonych mineralnych składników stałych – minimum 1000 mg/dm<sup>3</sup>, zawartość jonu żelazawego  $\geq 10$  mg/dm<sup>3</sup>, jonu fluorkowego  $\geq 2$  mg/dm<sup>3</sup>, jonu jodkowego  $\geq 1$  mg/dm<sup>3</sup>, siarki dwuwartościowej  $\geq 1$  mg/dm<sup>3</sup>, kwasu metakrzemowego  $\geq 70$  mg/dm<sup>3</sup>, radonu  $\geq 74$  Bq/dm<sup>3</sup> i wolnego dwutlenku węgla  $\geq 250$  mg/dm<sup>3</sup>. Złoża tych wód muszą dodatkowo znajdować się w miejscowościach, których spis wymieniono w rozporządzeniu.

Zgodnie z definicją stosowaną w hydrogeologii, wodami mineralnymi są wody o mineralizacji ogólnej wynoszącej co najmniej 1000 mg/dm<sup>3</sup>. Podane wyżej definicje różnią się od definicji stosowanych w rozlewnictwie wód podziemnych. Obowiązującą klasyfikację butelkowanych wód podziemnych podano w Rozporządzeniu 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) wraz z późniejszymi zmianami (Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 17 grudnia 2004 r., Dz.U. Nr 276, poz. 2738).

Naturalna woda mineralna jest to woda eksploatowana z udokumentowanych zasobów wody podziemnej, wydobywana jednym lub kilkoma otworami wierconymi lub źródłami, pierwotnie czysta pod względem chemicznym i mikrobiologicznym, charakteryzująca się stabilnym składem mineralnym oraz właściwościami mającymi znaczenie fizjologiczne, powodującymi korzystne oddziaływanie na zdrowie ludzi.

Naturalna woda źródłana jest również wydobywana z udokumentowanych zasobów wody podziemnej. Nie różni się właściwościami i składem mineralnym od wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi, określonymi

w przepisach o zbiorowym zaopatrzeniu w wodę (Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 19 listopada 2002 r., Dz.U. Nr 203, poz. 1718). Woda ta może być jedynie odżelaziana i odmanganiana, niedopuszczalny jest natomiast inny sposób jej uzdatniania.

Wodę stołową otrzymuje się po dodaniu do wody źródłanej naturalnej wody mineralnej lub soli mineralnych zawierających jeden lub więcej składników, mających znaczenie fizjologiczne, jak: sód, magnez, wapń, chlorki, siarczany i wodorowęglany.

Woda podziemna musi być uznana za naturalną wodę mineralną przez Głównego Inspektora Sanitarnego na podstawie oceny i zaliczenia jej do właściwej grupy rodzajowej dokonanej przez Państwowy Zakład Higieny – Oddział w Poznaniu. Kwalifikacja naturalnej wody mineralnej jest ważna przez 5 lat. Naturalne wody mineralne znajdują się w krajowym i europejskim rejestrze wód (Dyrektywa Rady 80/777/EEC z dnia 15 lipca 1980 r.). W rejestrze znajdują się również naturalne wody mineralne o mineralizacji  $< 1000$  mg/dm<sup>3</sup>, lecz zakwalifikowane do wód mineralnych zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Zdrowia z dnia 29 kwietnia 2004 r. i z podaną powyżej Dyrektywą Rady.

Specyficzną grupę butelkowanych wód mineralnych, nieujętych w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia, stanowią wody lecznicze. Uznanie tych wód leży w kompetencjach Narodowego Instytutu Zdrowia Publicznego w Warszawie. Instytut prowadzi rejestr butelkowanych wód leczniczych. Definicja tej wody jest podana w normach: PN-Z-11001-2 (1999) i PN-Z-11001-3 (2000). Brzmi ona następująco: „Butelkowana woda lecznicza przeznaczona do obrotu handlowego w opakowaniach jednostkowych to pierwotnie czysta, nie uzdatniona woda podziemna z jednego złoża, której skład chemiczny i właściwości fizyczne warunkują określone działanie lecznicze, potwierdzone wynikami badań farmakologicznych i klinicznych”. Butelkowane w uzdrowiskach naturalne wody mineralne spełniają warunki wód leczniczych, jednak z uwagi na skomplikowaną i kosztowną procedurę związaną z formalnym uznaniem ich za wody lecznicze

producenci zbywają te wody jako „naturalne wody mineralne”. Wody lecznicze są obecnie konfekcjonowane tylko w czterech uzdrowiskach: w Krynicy („Słotwinka”, „Jan”, „Zuber”), Polanicy-Zdroju („Wielka Pieniawa”), Szczawnie-Zdroju („Mieszko”, „Dąbrówka”) i w Wysowej („Józef”, „Henryk”, „Franciszek”).

Jak już wspomniano, stosowane w rozlewnictwie pojęcie „naturalne wody mineralne” różni się od definicji używanej w hydrogeologii. W hydrogeologii za wodę mi-

neralną uznaje się wodę zawierającą co najmniej 1000 mg/dm<sup>3</sup> rozpuszczonych składników stałych (Słownik hydrogeologiczny, 2002). Należy też zwrócić uwagę, iż użyte w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia z dnia 29 kwietnia 2004 r. (Dz.U. Nr 120, poz. 1256) określenie „naturalna woda źródłana” jest mylące, sugeruje bowiem, iż butelkowana woda pochodzi ze źródeł, podczas gdy przeważająca część wody źródlanej jest eksploatowana otworami wiertniczymi.

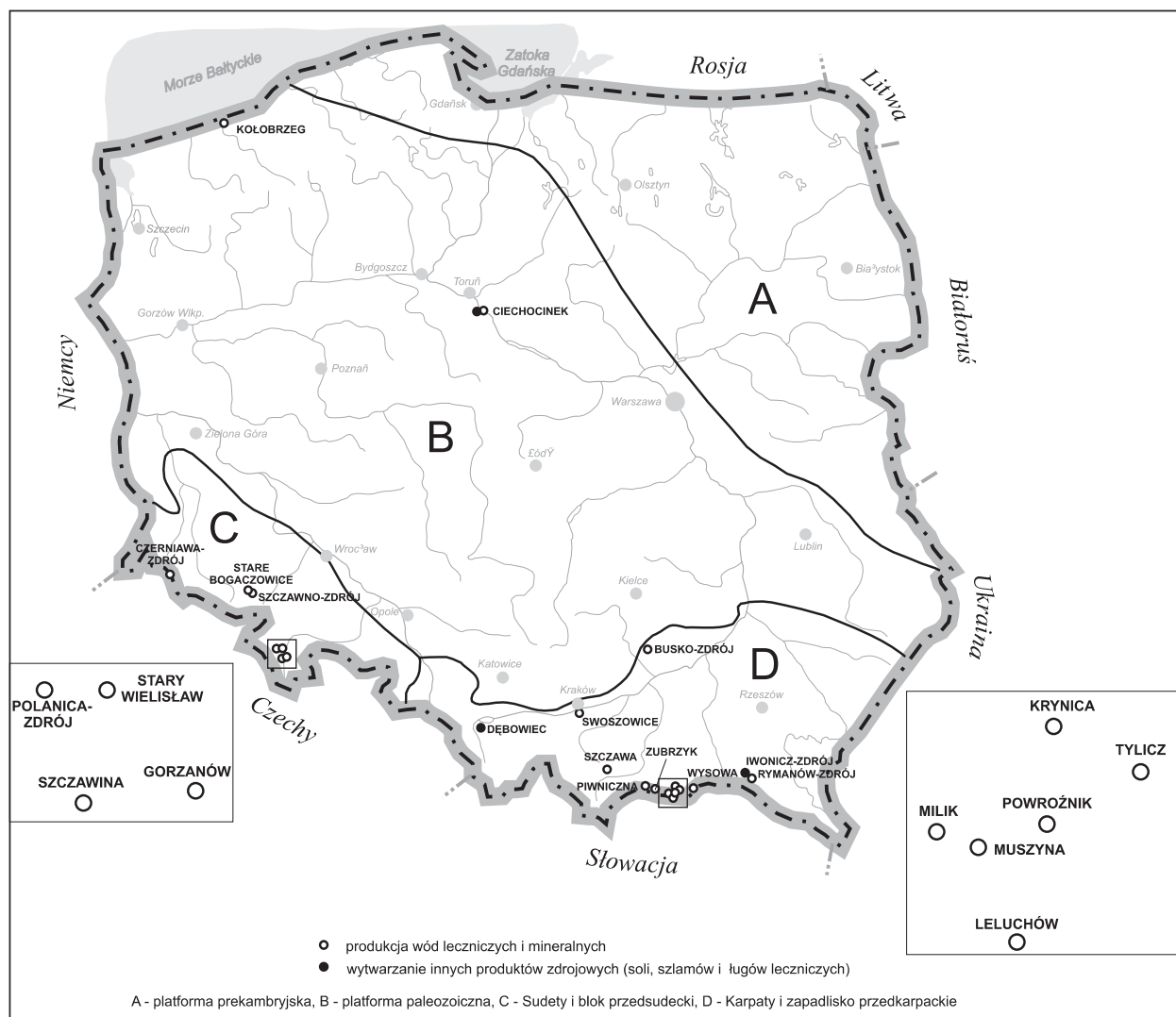


Fig. 9.1. Lokalizacja rozlewni wód leczniczych i zakładów wytwarzania innych produktów zdrowotnych

Ogólna ilość butelkowanych w Polsce wód podziemnych (naturalnych wód mineralnych, naturalnych wód źródłanych i wód stołowych) wynosi około 2 mld l/a. Naturalnych wód mineralnych w rozumieniu powyższego Rozporządzenia Ministra Zdrowia butelkuje się około 600 mln l/a, w tym blisko 250 mln l/a naturalnej wody mineralnej o mineralizacji przekraczającej 1000 mg/dm<sup>3</sup>. Produkcja wód leczniczych wynosi 4641 tys. l/a (Materiały Krajowej Izby Gospodarczej „Przemysł Rozlewniczy”).

Opis poszczególnych wód butelkowanych przedstawiono na tle regionalizacji wód leczniczych i wód mineralnych (fig. 9.1). Opisano wody podziemne butelkowane

w miejscowościach, w których występują złoża wód uznanych Rozporządzeniem Rady Ministrów z dnia 14 lutego 2006 r. (Dz.U. Nr 32, poz. 220) za wody lecznicze (tab. 9.2). Dodatkowo przy opisie każdej wody podano jej klasyfikację stosowaną w rozlewnictwie wód podziemnych, zawartą w Rozporządzeniu Ministra Zdrowia z dnia 29 kwietnia 2004 r. (Dz.U. Nr 120, poz. 1256) z późniejszymi zmianami (Dz.U. Nr 276, poz. 2738). W Polsce obecnie nie butelkuje się wód o mineralizacji przekraczającej 1000 mg/dm<sup>3</sup>, występujących poza miejscowościami ze złożami wód leczniczych.

Tabela 9.2

## Zestawienie butelkowanych wód leczniczych

Miejscowość	Producent	Nazwa handlowa wody	Rodzaj wody
1	2	3	4
<b>Karpaty i zapadlisko przedkarpackie</b>			
Krynica	Uzdrowisko „Krynica-Żegiestów” S.A.	„Słowinka”	woda lecznicza
		„Jan”	
		„Zuber”	
	Przeds. Wielobranżowe „Mineral Complex” Sp. z o.o.	„Krynica Minerale”	naturalna woda mineralna
	„INEX” s.c.	„Muszyna”	
Tylicz	„Coca-Cola HBC” Sp. z o.o.	„Multivita”	naturalna woda mineralna
Powroźnik	„GalicjankaII” Sp. z o.o.	„Galicjanka”	naturalna woda mineralna
	Przeds. Wielobranżowe „Mineral Complex” Sp. z o.o.	„Muszyna Minerale”	
Milik	Sp. Pracy „Muszynianka”	„Muszynianka Plus”	naturalna woda mineralna
Muszyna	Sp. Pracy „Muszynianka”	„Muszynianka”	naturalna woda mineralna
	RWM „Sopel” Sp. z o.o.	„Muszyna Zdrój”	
	ZPWM „Polskie Zdroje”	„Muszyna”	
	RWM „Cechini”	„Muszyna (Cechini)”	
Leluchów	PPU „Zdrój” Sp. z o.o.	„Zdroje Muszyny”	woda stołowa
Piwniczna	ZBNWM „Piwniczanka” Sp. Pracy	„Piwniczanka”	naturalna woda mineralna
Zubrzyk	„Masspol” Sp. z o.o.	„Zdroje Piwniczna”	naturalna woda mineralna
Szczawa	PPHU „Euro-Code” s.c.	„Gorczańska Krynica”	naturalna woda mineralna

cd. tabeli 9.2

1	2	3	4
Wysowa	Przeds. „Uzdrowisko Wysowa” S.A.	„Henryk”	woda lecznicza
		„Józef”	
		„Franciszek”	
		„Wysowianka”	naturalna woda mineralna
Rymanów-Zdrój	Przeds. „Uzdrowisko Rymanów” S.A.	„Celestynka”	woda stołowa
Busko-Zdrój	Przeds. „Uzdrowisko Busko Zdrój” S.A.	„Buskowsianka”	woda stołowa
Swoszowice	RWM Kraków, ul. Kąpielowa 4	„Perła Swoszowic”	naturalna woda mineralna
<b>Sudety i blok przedsudecki</b>			
Stary Wielisław	„EDO” Sp. z o. o.	„Aquado”	naturalna woda mineralna
Polanica-Zdrój	„Zespół Uzdrowisk Kłodzkich” S.A.	„Wielka Pieniawa”	woda lecznicza
		„Staropolanka”	naturalna woda mineralna
		„Staropolanka 2000”	
Gorzanów	WWM „Mineral” s.j.	„Mineral”	naturalna woda mineralna
		„Familijska”	
Szczawina	Przeds. „Uzdrowisko Łądek-Długopole” S.A.	„Długopolanka”	naturalna woda mineralna
Szczawno-Zdrój	Przeds. „Uzdrowisko Szczawno-Jedlina” S.A.	„Mieszko”	woda lecznicza
		„Dąbrówka”	naturalna woda mineralna
		„Anka”	
Stare Bogaczowice	Gm. Sp. „Samopomoc Chłopska” w Wałbrzychu	„Anna”	naturalna woda mineralna
Czerniawa-Zdrój	Przeds. „Uzdrowisko Świeradów-Czerniawa” S.A.	„Czerniawianka”	naturalna woda mineralna
<b>Platforma paleozoiczna</b>			
Ciechocinek	Przeds. „Uzdrowisko Ciechocinek” S.A.	„Krystynka”	naturalna woda mineralna
Kołobrzeg	Gm. Sp. „Samopomoc Chłopska”	„Jantar”	naturalna woda mineralna

## 9.3. Katalog butelkowanych wód leczniczych

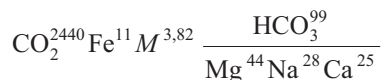
### 9.3.1. Karpaty i zapadlisko przedkarpackie

#### Krynica

W Krynicy znajdują się trzy rozlewnie: Przedsiębiorstwa Uzdrawisko „Krynica-Żegiestów” S.A., firmy „Mineral Complex” Sp. z o.o. oraz firmy „INEX” s.c.

W rozlewni prowadzonej przez Uzdrawisko „Krynica-Żegiestów” butelkuje się wody lecznicze „Słotwinka”, „Jan” i „Zuber” oraz naturalną wodę mineralną „Krynica-zanka” (W. Ciężkowski i in., 1999; Z. Wojewoda, 2005).

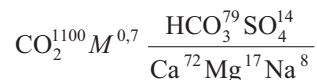
Woda lecznicza „**Słotwinka**” wydobywana jest ze źródła o tej samej nazwie. Źródło Słotwinka ma charakter szczelinowy, ascenzyjny. Kolektorem wód leczniczych jest seria piaskowcowo-lupkowa formacji magurskiej (ogniwo z Maszkowic). Źródło ujęte w 1868 r. ma głębokość 2,4 m. Znajduje się w drewnianym, zabytkowym pawilonie, tzw. Pawilonie Chińskim, stanowiącym pierwotnie zadaszenie Zdroju Głównego. Po rekonstrukcji wykonanej w 1931 r. źródło jest ujęte posadowionym na szczelinach żeliwnym, emaliowanym dzwonem, przechodzącym ku górze w rurę o średnicy 30 cm z przelewem do rurociągu. Wodę scharakteryzowano jako 0,38% szczawę  $\text{HCO}_3\text{-Mg-Na-Ca}$ , Fe. Skład chemiczny wody przedstawiony zapisem skróconym ma postać:



Zasoby eksploatacyjne źródła ustalono w ilości 0,38 m<sup>3</sup>/h (W. Ciężkowski i in., 1999). Średnie roczne wydobywanie wody wynosi około 2000 m<sup>3</sup>, z czego butelkuje się około 50 m<sup>3</sup>/a. Woda leczy przewlekłe nieżyty przewodu pokarmowego oraz choroby związane z niedoborem magnezu. Charakteryzuje się także działaniem przeciwalergicznym, wpływa również na usuwanie z organizmu metali ciężkich.

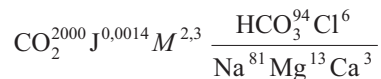
Woda lecznicza „**Jan**” wydobywana jest ze źródła Jan, ujętego w 1918 r., a zrekonstruowanego w 1933 r. Jest to

źródło szczelinowe, descenzyjne, położone przy wcięciu erozyjnym doliny Palenicy, w rejonie stref uskokowych. Ujęcie składa się z trzech wypływów (A, B i C), z których woda jest doprowadzana wspólnym rurociągiem do zbiornika. Poziom wodonośny stanowią piaskowce magurskie ogniwa z Maszkowic. Woda z poszczególnych wypływów różni się nieznacznie składem chemicznym. Zawartość CO<sub>2</sub> wynosi 630–1020 mg/dm<sup>3</sup>, a mineralizacja ogólna 600–880 mg/dm<sup>3</sup>. Skład wody butelkowanej przedstawia zapis skrócony:



Zasoby eksploatacyjne źródła wynoszą 0,87 m<sup>3</sup>/h (W. Ciężkowski i in., 1999), średnie roczne wydobywanie wody około 6800 m<sup>3</sup>, z czego do butelkowania zużywa się około 1800 m<sup>3</sup>/a. Woda ta jest wykorzystywana przy leczeniu chorób nerek i dróg moczowych, szczególnie przy kamicy nerkowej. Po zmieszaniu z wodą „Zuber” stosowana jest również przy leczeniu cukrzycy i miażdżycy.

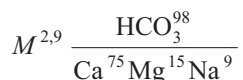
Konfekcjonowana woda lecznicza „**Zuber**” wydobywana jest z trzech otworów: Zuber I, Zuber III i Zuber IV o głębokości od 803,2 do 935,7 m. Warstwę wodonośną stanowią piaskowce formacji magurskiej – ogniwo piaskowców popradzkich (tzw. piaskowce zuberowskie). Wodę z poszczególnych otworów określono jako 0,2–0,3% szczawę  $\text{HCO}_3\text{-Na, Br, J, B}$ . Charakterystykę wody butelkowanej przedstawia zapis skrócony:



Zasoby eksploatacyjne otworów ustalono w następującej ilości: Zuber I – 3,6 m<sup>3</sup>/d, Zuber III – 2,0 m<sup>3</sup>/d, Zuber IV – 0,816 m<sup>3</sup>/d (W. Ciężkowski i in., 1999), a średnie wydobywanie roczne wynosi odpowiednio około 570, 370

i 80 m<sup>3</sup>. Woda z otworu Zuber IV w całości wykorzystywana jest do konfekcjonowania wody leczniczej, a z pozostałych dwóch otworów ponadto do kuracji pitnej. Wodę leczniczą „Zuber” stosuje się przy leczeniu choroby wrzodowej żołądka i dwunastnicy. Jest ona również skuteczna przy leczeniu chorób wątroby i dróg żółciowych oraz cukrzycy.

Naturalna woda mineralna „Krynicażanka” jest eksploatowana ze źródła Zdrój Główny. Pierwsze informacje dotyczące tego źródła pochodzą z 1796 r. Jest to najbardziej znane krynickie źródło. Ujęto je konstrukcją dzwonową, przykryto betonową cembrowiną w kształcie misy, wyłożoną płytkami ceramicznymi. Źródło jest obudowane wieloboczną, stożkową, szklaną konstrukcją. Jest to źródło szczelinowe, ascenzyjne, wypływające z utworów piaskowcowo-łupkowych należących do formacji magurskiej (ogniwo z Maszkowic) przy kontakcie z serią łupkowo-piaskowcową ogniwa łupków z Mniszka. Typ chemiczny wody butelkowanej ma zapis skrócony:

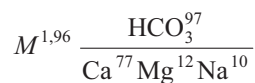


Woda jest produkowana jako wysoko- (>4000 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>), średnio- (3000 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>) i niskonasyciona (1000 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>).

Zasoby eksploatacyjne źródła ustalono w ilości 2,66 m<sup>3</sup>/h (W. Ciężkowski i in., 1999). Do produkcji butelkowanej naturalnej wody mineralnej zużywanych jest około 7500 m<sup>3</sup>/a.

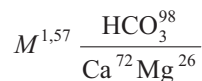
Wody lecznicze „Słotwinka”, „Jan” i „Zuber” są rozlewane w stanie naturalnym. Pobierana do produkcji „Krynicażanki” woda ze Źródła Głównego jest odgazowywana, filtrowana i powtórnie nasycana naturalnym dwutlenkiem węgla, pobieranym z otworów Zuber.

Naturalna woda mineralna „Krynica Minerale”, produkowana przez Przedsiębiorstwo Wielobranżowe „Mineral Complex” Sp. z o.o., wydobywana jest z otworu P-1 ujmującego piaskowce paleogeńskie. Poziom wodonośny występuje na głębokości 17,5–30,0 m. Wydajność otworu wynosi 1,5 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 7,2 m (S. Kurdyka, 1996). Charakterystyka wody butelkowanej w zapisie skróconym ma postać:



W rozlewni „Mineral Complex” butelkowana jest również naturalna woda źródłana „Krynica Górska” o mineralizacji około 570 mg/dm<sup>3</sup> (Informacja o rozlewni, 2001).

Naturalna woda mineralna „Muszyna” produkowana jest w rozlewni firmy „INEX” s.c. Surowiec stanowi woda ujęta odwiertem K-1 zlokalizowanym w Szczawicznem. Otworem ujęto szczawy występujące na głębokości 14–72 m. Warstwę wodonośną stanowią piaskowce paleogenu. Zasoby eksploatacyjne zatwierdzono w 1995 r. w ilości 3 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 23 m (L. Poprawski red., 1997). Butelkowana woda scharakteryzowana jest jako:



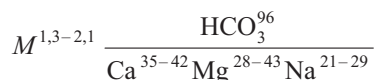
W sprzedaży woda jest dostępna jako gazowana i niegazowana.

## Tylicz

Historia poszukiwań wód przydatnych dla rozlewnictwa w okolicach Tylicza rozpoczęła się w latach 1974–1975, kiedy to wykonano pięć otworów: T-I, T-II, T-III (Stanisław), T-IV i T-V. Wodę mineralną ujęto tylko otworem T-III, natomiast otwory T-I i T-II (z wodami mineralnymi) nigdy nie były eksploatowane i służą do monitoringu lokalnego. Pozostałe otwory ujmują wody zwykłe. W latach 1992–1994 wykonano sześć kolejnych otworów: T-VI (Wincenty), T-VII, T-VIII, T-IX (Ignacy), T-X i T-XI, z których T-VI i T-IX ujmują wody mineralne, a T-VIII jest nieczynny (B. Porwisz i in., 1999). Na bazie tych otworów w 1992 r. powstała rozlewnia (Zakład Produkcji Wód Mineralnych „Multivita” Sp. z o.o.) wytwarzająca naturalną wodę mineralną pod handlową nazwą „Multivita” (D. Erazmus-Rogóż, 2005). Woda wydobywana jest z obszaru górniczego Tylicz I o powierzchni 31,93 km<sup>2</sup>, obejmującego swoim zasięgiem oprócz Tylicza także Powroźnik, skąd rozlewnia również pobiera wodę do butelkowania. Eksploatacja prowadzona jest tu dwoma otworami: P-VIa (Zbigniew) i P-VIII (Marianna). Wydo-

bywana w Tyliczu woda mineralna jest 0,10–0,74% szczawą (wodą kwasowęglową) typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na-(Mg)}$ , pochodzącą z głębokości 32–160 m z utworów paleogeńskich (warstwy z Zarzecza, warstwy łąckie). Łączne zasoby wód mineralnych w Tyliczu wynoszą 8,6 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 11–19,5 m (L. Poprawski red., 1997). W Powroźniku eksploatowana woda jest 0,12–0,19% szczawą (wodą kwasowęglową)  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg-(Na)}$ . Wydobywana jest również z utworów paleogeńskich z głębokości 43–69 m. Łączne zasoby wód mineralnych w Powroźniku wynoszą 9,6 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 6–24 m (L. Poprawski red., 1997; J. Cisek, L. Rajchel, 2002).

Naturalna woda mineralna „Multivita” dostępna jest w sprzedaży jako gazowana i niskogazowana. Ogólna mineralizacja butelkowanej naturalnej wody mineralnej „Multivita” wynosi 1326–2071 mg/dm<sup>3</sup>, a poszczególne składniki występują w ilości (mg/dm<sup>3</sup>): Ca – 117–227; Na – 81–171; Mg – 45–87; K – 7–13;  $\text{HCO}_3$  – 981–1526;  $\text{SO}_4$  – 15–21; Cl – 5–14 i F – 0,18. Typ wody butelkowanej przedstawia zapis skrócony:



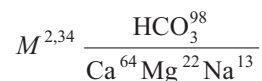
Ponadto w Tyliczu butelkowana jest naturalna woda źródłana „Vita” o mineralizacji 346–645 mg/dm<sup>3</sup>, wydobywana w Tyliczu z otworów Adam, Tadeusz, Henryk oraz Ignacy. W 2003 r. w rozlewnię zainwestował koncern „Coca-Cola HBC” Sp. z o.o. Wraz z przekształceniami własnościowymi, oprócz dotychczas produkowanych wód, w ofercie firmy pojawiła się naturalna woda źródłana „Kropla Beskidu” o niskiej mineralizacji, od 369,9 do 443,72 mg/dm<sup>3</sup>. Woda ta pochodzi z ujęcia Kropla Beskidu (tzw. źródło Jan). Obie naturalne wody źródłane wydobywane są w obrębie obszaru górniczego Tylicz I.

## Powroźnik

W Powroźniku znajdują się dwie rozlewnie: Zakład Produkcji Wody Mineralnej „Galicjanka II” Sp. z o.o., produkująca naturalną wodę mineralną „Galicjanka”, oraz rozlewnia należąca do Przedsiębiorstwa Wielobranżowego „Mineral Complex” Sp. z o.o., produkująca natu-

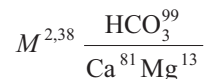
ralną wodę mineralną „Muszyna Minerale” (J. Cisek, Z. Wojewoda, 2002).

Do produkcji naturalnej wody mineralnej „Galicjanka” pobierana jest woda z otworu P-I, ujmującego poziom wodonośny w paleogeńskich drobnoziarnistych piaskowcach z przewarstwieniami łupków, występujący na głębokości 14–72 m. Wodę scharakteryzowano jako 0,29% szczawę  $\text{HCO}_3\text{-Mg-Ca, Fe}$ , w zapisie skróconym:



Zasoby eksploatacyjne otworu wynoszą 4 m<sup>3</sup>/h (J. Radwan i in., 2001), a wydobywanie kształtuje się na poziomie 15 442 m<sup>3</sup>/a.

W rozlewni jest butelkowana naturalna woda mineralna „Muszyna Minerale” ujęta otworem P-III. Poziom wodonośny tworzą tu różnoziarniste piaskowce paleogeńskie, występujące na głębokości 23–100 m. Wodę określono jako 0,21% szczawę  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ , w zapisie skróconym:

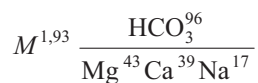


Zasoby eksploatacyjne otworu P-III zatwierdzono w ilości 5,9 m<sup>3</sup>/h (J. Kurdziel, 1999).

## Muszyna

W Muszynie i w Miliku (wsi graniczącej od zachodu z Muszyną) zlokalizowanych jest kilka rozlewni produkujących naturalne wody mineralne.

Naturalna woda mineralna „Muszynianka Plus” jest rozlewana w Zakładzie Eksploatacji Wody Mineralnej w Miliku, znajdującym się w gestii Spółdzielni Pracy „Muszynianka” (dawna Sp. Pracy „Postęp”) z siedzibą w Krynicy. Do produkcji wykorzystuje się wodę eksploatowaną otworami M2, M3 i K1 (w Miliku) oraz otworami A1 i A2 w Andrzejówce odległej około 3 km od Milika. Otworami o głębokości do 150 m ujęto szczawy występujące w paleogeńskich piaskowcach z przewarstwieniami łupków. Butelkowaną wodę scharakteryzowano jako 0,19% szczawę  $\text{HCO}_3\text{-Mg-Ca}$ , w zapisie skróconym:



Jon sodowy występuje w ilości 93,2 mg/dm<sup>3</sup> (16,6% mval). Zasoby eksploatacyjne otworów wynoszą (m<sup>3</sup>/h): A1 – 7,2; A2 – 2,9; M2, M3 i K1 – 0,78 (I. Józefko, 2001). W ofercie handlowej znajduje się woda nisko- (1500 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>) i średnionasycona (ok. 3000 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>).

Naturalną wodę mineralną „**Muszynianka**” butelkuje się w Zakładzie Eksploatacji Wody Mineralnej w Muszynie, należącym do Spółdzielni Pracy „Muszynianka” w Krynicy. W rozlewni jest butelkowana woda eksploatowana otworami P1, P2, P3, Antoni i Łukasz, zlokalizowanymi w Muszynie (J. Radwan i in., 2000). Głębokość tych otworów wynosi od 18,3 do 120,0 m, a ujmowane wody to szczawy występujące w piaskowcach paleogeńskich. W poszczególnych otworach notowane są następujące typy wód:

P1 – 0,06% woda kwasowęglowa HCO<sub>3</sub>–Ca–Mg,

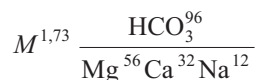
P2 – 0,18% szczawa HCO<sub>3</sub>–Mg–Ca,

P3 – 0,39–0,67% szczawa HCO<sub>3</sub>–Mg–Ca, B,

Antoni – 0,77–0,87% szczawa HCO<sub>3</sub>–Mg, B,

Łukasz – 0,09% woda kwasowęglowa HCO<sub>3</sub>–Ca–Mg.

W procesie produkcji woda z wyżej wymienionych otworów jest mieszana. Uzyskana w ten sposób butelkowana woda scharakteryzowana jest jako 0,17% woda HCO<sub>3</sub>–Mg–Ca. Dostępna jest w sprzedaży jako nisko- (1500 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>) i średnionasycona (2700 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>). Jej skład chemiczny w zapisie skróconym ma postać:



Zasoby eksploatacyjne poszczególnych otworów wraz z poborem wody (L. Poprawski red., 1997; J. Kurdziel, 2000; J. Radwan i in., 2001) wynoszą odpowiednio:

P1 – 5,4 m<sup>3</sup>/h (tj. 47 304 m<sup>3</sup>/a), 14 305 m<sup>3</sup>/a,

P2 – 5,5 m<sup>3</sup>/h (tj. 48 180 m<sup>3</sup>/a), 30 309 m<sup>3</sup>/a,

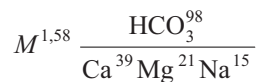
P3 – 0,5 m<sup>3</sup>/h (tj. 4380 m<sup>3</sup>/a), 2665 m<sup>3</sup>/a,

Antoni – 0,85 m<sup>3</sup>/h (tj. 7446 m<sup>3</sup>/a), 6446 m<sup>3</sup>/a,

Łukasz – 5,0 m<sup>3</sup>/h (tj. 43 800 m<sup>3</sup>/a), 4520 m<sup>3</sup>/a.

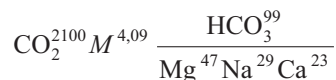
Naturalna woda mineralna „**Muszyna Zdrój**” jest butelkowana w Rozlewni Wód Mineralnych „Sopel” Sp.

z o.o. w Muszynie-Złockiem. Jest pobierana otworem Z8 ze średnioziarnistych piaskowców eocenu z głębokości 171,0–203,6 m. Wodę scharakteryzowano jako 0,15% szczawę HCO<sub>3</sub>–Ca–Mg, w zapisie skróconym:



Zasoby eksploatacyjne otworu wynoszą 4,4 m<sup>3</sup>/h, a wydobycie roczne kształtuje się na poziomie 10 997 m<sup>3</sup> (I. Józefko i in., 2001). Woda produkowana jest jako nisko- i wysokonasycona CO<sub>2</sub>.

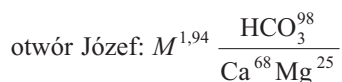
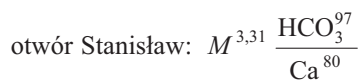
Naturalna woda mineralna „**Muszyna**” butelkowana w Zakładzie Produkcji Wód Mineralnych „Polskie Zdroje” w Muszynie jest wydobywana z otworów Milusia i Piotr. Otworem Milusia ujęto wodę występującą w drobnoziarnistych piaskowcach eocenu przewarstwionych łupkami. Poziom wodonośny znajduje się na głębokości 122,4–171,4 m. Wodę scharakteryzowano jako 0,4–0,5% szczawę HCO<sub>3</sub>–Mg–Na–Ca. Otworem Piotr ujęto poziom wodonośny występujący na głębokości 90,0–115,0 m. Kolektorem są eoceńskie piaskowce średnioziarniste przewarstwione łupkami (J. Kurdziel, 2001). Wodę określa się jako 0,27–0,29% szczawę HCO<sub>3</sub>–Ca–Mg. Skład chemiczny wody butelkowanej przedstawia zapis skrócony:



Zasoby eksploatacyjne ujęcia zatwierdzono w ilości 0,9 m<sup>3</sup>/h (T. Operacz, I. Józefko, 2002), pobór zaś wynosi zaledwie 202 m<sup>3</sup>/a.

Naturalna woda mineralna „**Muszyna (Cechini)**” butelkowana w Rozlewni Wody Mineralnej „Cechini” w Muszynie-Złockiem jest ujęta otworami Stanisław i Józef. Poziom wodonośny stanowią piaskowce paleogeńskie. W otworze Stanisław są to piaskowce krynickie występujące na głębokości 50–150 m, a w otworze Józef piaskowce z Piwnicznej występujące na głębokości 69–143 m. Wodę z otworu Stanisław scharakteryzowano jako 0,33% szczawę HCO<sub>3</sub>–Ca, Fe, a z otworu Józef jako 0,19% szczawę HCO<sub>3</sub>–Ca–Mg. Woda nie jest mieszana, lecz butelkowana z każdego odwiertu oddzielnie, co jest wyraźnie zaznaczone na etykietce. Typ chemiczny wody butelkowanej przedstawia się następująco:





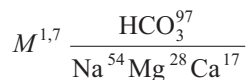
Zasoby eksploatacyjne otworu Stanisław wynoszą 1,6 m<sup>3</sup>/h, a otworu Józef 6,0 m<sup>3</sup>/h (I. Józefko, T. Operacz, 2001). Wydobyte wynosi odpowiednio 1659 i 5055 m<sup>3</sup>/a. Podana wartość wydobywania uwzględnia pobór wody przez rozlewnię i jej zużycie w ogólnodostępnych pijalniach znajdujących się przy obydwu otworach. Woda jest nasycona w różnym stopniu CO<sub>2</sub> (niskonasycona, gazowana). W rozlewni jest również produkowana naturalna woda źródłana „**Muszyna dla całej rodziny**” o mineralizacji około 625 mg/dm<sup>3</sup>, wydobywana otworem ST-1.

### Leluchów

W Leluchowie wody są butelkowane w rozlewni należącej do firmy PPU „Zdrój” Sp. z o.o. Do produkcji jest wykorzystywana woda pochodząca z dwóch otworów: L-2 i L-4. Otworem L-2 eksploatuje się wodę zwykłą, a otworem L-4 szczawę. Poziom wodonośny wód mineralnych stanowią drobnoziarniste piaskowce paleogeńskie, ujęte w otworze L-4 na głębokości 90–183 m. Wodę scharakteryzowano jako 0,57% szczawę HCO<sub>3</sub>–Na, w zapisie skróconym:



Zasoby eksploatacyjne otworu zatwierdzono w ilości 0,4 m<sup>3</sup>/h (I. Józefo, T. Operacz, 2000). W rozlewni produkowana jest woda stołowa „**Zdroje Muszyny**”. W procesie produkcyjnym woda pobierana z otworu L-4 mieszana jest z wodą zwykłą, eksploatowaną otworem L-2. Butelkowana woda stołowa „Zdroje Muszyny” zawiera 1700 mg/dm<sup>3</sup> rozpuszczonych składników stałych. Ważniejsze jony występują w ilości (mg/dm<sup>3</sup>): Na – 254; Mg – 69; Ca – 68; K – 8; HCO<sub>3</sub> – 1251; SO<sub>4</sub> – 18; Cl – 9 i F – 0,13. Zapis skrócony wody butelkowanej ma postać:

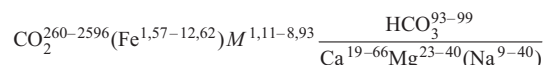


Woda produkowana jest jako nisko- i wysokonasycona CO<sub>2</sub>.

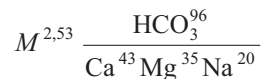
W rozlewni produkowana jest również naturalna woda źródłana „**Skarb Muszyny**”, będąca wodą zwykłą wydobywaną z otworu L-2.

### Piwniczna

Uzdrowisko Piwniczna powstało w 1932 r. Wody mineralne zaczęto tu jednak butelkować dopiero od 1968 r., kiedy to powstał Zakład Butelkowania Naturalnej Wody Mineralnej „Piwniczanka” Spółdzielnia Pracy. Eksploatacja odbywa się dziewięcioma otworami (P1, P2, P5, P6, P7, studnia Jakub, P8, P9, P11) z głębokości od około 6 do 173 m z piaskowcowo-lupkowych utworów eocenu (warstwy z Zarzecza, piaskowce z Życzanowa, piaskowce z Piwnicznej). Łączne zasoby eksploatacyjne wynoszą 24,95 m<sup>3</sup>/h, przy depresji od 2,5 do 50,6 m. Eksploatowana woda jest 0,10–0,31% szczawą (wodą kwasowęglową) HCO<sub>3</sub>–Ca–Mg–(Na), (Fe) oraz 0,56–0,83% szczawą HCO<sub>3</sub>–Na (Mg)–Mg (Na)–(Ca), (Fe), (B) (J. Fistek, A. Fistek, 2000; B. Porwisz, 2000). Ogólną mineralizację wody i zawartość poszczególnych składników ze wszystkich otworów przedstawia wzór Kurlowa:



Charakterystykę wody butelkowanej zbywanej pod handlową nazwą „**Piwniczanka**” przedstawia zapis skrócony:

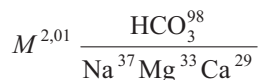


Woda do produkcji pobierana jest bezpośrednio z otworów, bez magazynowania w zbiornikach, uzdatniania i odkażania. Poddawana jest jedynie procesowi odżelaziania przez napowietrzanie i filtrację na naturalnym złożu żwiru kwarcowego.

Z uwagi na to, iż w Piwnicznej nie ma przedsiębiorstwa zajmującego się problematyką uzdrowiskową, funkcję tę w określonej części prowadzi zakład butelkowania. Działa przy nim Uzdrowiskowy Zakład Górniczy oraz prowadzona jest ogólnodostępna, całoroczna pijalnia wody leczniczej.

## Zubrzyk

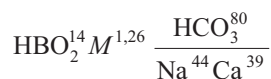
W Zubrzyku istnieje rozlewnia należąca do firmy „Masspol” Sp. z o.o., w której wytwarza się naturalną wodę mineralną „Zdroje Piwniczna”. Wodę do butelkowania wydobywa się z piaskowców paleogeńskich otworem Z-2 o zasobach 4,6 m<sup>3</sup>/h (Z. Struziak, 2002). Scharakteryzowano ją jako 0,2% wodę HCO<sub>3</sub>-Na-Mg-Ca, w zapisie skróconym:



Woda produkowana jest jako gazowana (>4000 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>) i niegazowana.

## Szczawa

Zlokalizowana w Szczawie rozlewnia należy do Przedsiębiorstwa Produkcyjno-Handlowo-Usługowego „Euro-Code” s.c. Butelkowana naturalna woda mineralna „Gorczańska Krynica” wydobywana jest otworem EC-1 z piaskowców paleogenu i kredy, występujących na głębokości 19,5–30,0 m. Jest to 0,12% woda typu HCO<sub>3</sub>-Na-Ca, B, w zapisie skróconym:

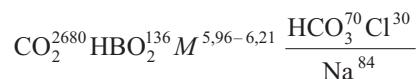


Zasoby eksploatacyjne otworu EC-1 zatwierdzono w ilości 3 m<sup>3</sup>/h (I. Józefko, B. Bielec, 2000). Woda produkowana jest jako gazowana (>4000 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>), średnio (<4000 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>) i niskonasycona (<1500 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>). W rozlewni produkowana jest również naturalna woda źródłana „Gorczańska” o mineralizacji 285 mg/dm<sup>3</sup>. Wodę tę wydobywa się z otworu Szczawa IV.

## Wysowa

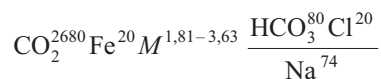
W Wysowej znajduje się należąca do przedsiębiorstwa „Uzdrowisko Wysowa” S.A. rozlewnia, w której butelkowane są wody lecznicze „Henryk”, „Józef” i „Franciszek”, naturalna woda mineralna „Wysowianka” oraz naturalna woda źródłana „Wysowskie Zdroje”.

Woda lecznicza „Henryk” jest eksploatowana z wykonanego w 1969 r. otworu W-11 Henryk o głębokości 50 m, ujmującego wodę z drobnoziarnistych piaskowców górnej kredy. Wodę tę określa się jako 0,6% szczawę HCO<sub>3</sub>-Cl-Na, B, w zapisie skróconym:



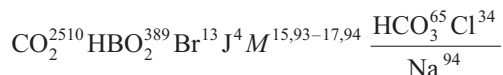
Zawartość poszczególnych składników przedstawia się następująco (mg/dm<sup>3</sup>): HCO<sub>3</sub> – 3417; Cl – 709; J – 1; F – 0,5; Na – 1395; Ca – 168; Mg – 49 i K – 32. Zasoby eksploatacyjne otworu zatwierdzono w ilości 1,1 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 10 m (K. Dulski, A. Piecuch, 1994). Woda ta jest stosowana do kuracji pitnej przy leczeniu chorób dwunastnicy, wrzodów żołądka, cukrzycy i schorzeń dróg żółciowych. Ponadto uzupełnia niedobór jodu w organizmie. Należy ją stosować zgodnie ze wskazaniami lekarskimi (M. Kucharski, P. Ruszczewski, 2002).

Woda lecznicza „Józef” jest pobierana z odwierconego w 1962 r. otworu Józef II o głębokości 29,3 m. Warstwę wodonośną stanowią piaskowce paleogeńskie. Scharakteryzowano ją jako 0,18–0,36% szczawę HCO<sub>3</sub>-Cl-Na, Fe, w zapisie skróconym:



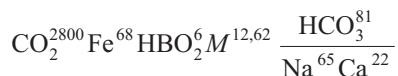
Poszczególne składniki występują w ilości (mg/dm<sup>3</sup>): HCO<sub>3</sub> – 1129; Cl – 170; F – 0,3; Na – 363; Ca – 104; Mg – 28 i K – 6. Zasoby eksploatacyjne otworu zatwierdzono w ilości 0,48 m<sup>3</sup>/h, przy wypływie samoczynnym (K. Dulski, A. Piecuch, 1994). Woda „Józef” zalecana jest szczególnie przy kamicy nerkowej, stanach zapalnych dróg moczowych, dnie moczanowej i innych chorobach urologicznych. Kurację pitną należy prowadzić zgodnie ze wskazaniami lekarza.

Woda lecznicza „Franciszek” wydobywana jest z wykonanego w 1972 r. otworu W-14 Franciszek o głębokości 50 m. Poziom wodonośny stanowią drobnoziarniste piaskowce warstw inoceramowych (kreda). Eksploatowana woda jest 1,6–1,8% szczawą HCO<sub>3</sub>-Cl-Na, Br, J, B. Charakterystykę butelkowanej wody leczniczej przedstawia zapis skrócony:



Zasoby eksploatacyjne otworu wynoszą 1,3 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 4,6 m (G. Rosińska, W. Krzywina, 1973). Woda ta jest zalecana przy chorobach wrzodowych i przewlekłych nieżytach żołądka i dwunastnicy, dyskinezie dróg żółciowych oraz zaparciach. Ponadto łagodzi skutki zatrucia alkoholowego. Stosowanie lecznicze powinno odbywać się zgodnie z przepisem lekarza.

Do produkcji naturalnej wody mineralnej „**Wyso-wianka**” wykorzystuje się wodę z otworu W-24 o głębokości 40 m, wydobywaną z piaskowców warstw inoceramowych (kreda). Scharakteryzowano ją jako 0,13% szczawę HCO<sub>3</sub>-Na-Ca, Fe, B, w zapisie skróconym:



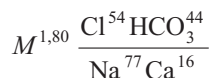
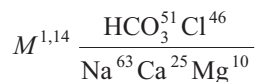
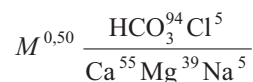
Zasoby eksploatacyjne ujęcia wynoszą 2 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 2,3 m (Z. Szarszewska, 1989). Z uwagi na dużą zawartość żelaza woda przed butelkowaniem jest odżelaziana. Proces ten przebiega w kilku etapach. Po napowietrzeniu w aeratorze woda jest doprowadzana do zbiornika wstępnego odżelaziania, gdzie następuje dodatkowe napowietrzenie przez barbotaż sprężonym powietrzem, po czym doprowadzana jest do zbiornika, w którym następuje sedymentacja wodorotlenków żelaza. Sklarowaną, wierzchnią warstwę wody podaje się do złoża wielowarstwowego z warstwą złoża katalicznego, gdzie następuje ostatni przed podaniem wody na linię rozlewniczą etap odżelaziania. Woda sprzedawana jest jako nisko- i średnionasycona CO<sub>2</sub> lub gazowana. Ponadto „Uzdrowisko Wysowa” S.A. produkuje naturalną wodę źródlaną „**Wysowskie Zdroje**” o mineralizacji 439,3 mg/dm<sup>3</sup>, wydobywaną z otworu R-1 w Wysowej.

### Rymanów-Zdrój

W rozlewni należącej do przedsiębiorstwa „Uzdrowisko Rymanów” S.A. produkowana jest woda stołowa „**Celestynka**”. W procesie produkcyjnym wykorzystuje się wodę pochodzącą z otworu RZ-6 i ze źródeł Hubin. Otworem RZ-6 ujęto poziom wodonośny występujący na

głębokości 165–246 m w średnioziarnistych piaskowcach eocenu (I piaskowiec ciężkowicki). Określa się ją jako 0,36% wodę Cl-HCO<sub>3</sub>-Na, J, B. Zasoby eksploatacyjne otworu zatwierdzono w ilości 8 m<sup>3</sup>/h (A. Sokołowski, 1981), z czego wydobywa się około 13%.

Ujęcie wody zwykłej Hubin składa się z trzech źródeł o łącznych zasobach eksploatacyjnych 118 m<sup>3</sup>/d. W procesie produkcji obydwu rodzaje wód są mieszane w różnych proporcjach, co daje wodę nisko- (mineralizacja ok. 500 mg/dm<sup>3</sup>), średnio- (ok. 1140 mg/dm<sup>3</sup>) lub wysokozmineralizowaną (ok. 1800 mg/dm<sup>3</sup>). Charakterystykę produkowanych wód przedstawia zapis skrócony:

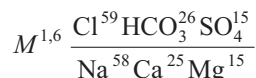


W rozlewni produkuje się również naturalną wodę źródlaną „**Rymanowianka**”. Wszystkie rodzaje wód dostępne są jako gazowane i niegazowane.

### Busko-Zdrój

W 1960 r. powstała w Busku-Zdroju rozlewnia, należąca do przedsiębiorstwa „Uzdrowisko Busko-Zdrój” S.A. Produkowana jest w niej „**Buskownianka**” – woda stołowa, wysokozmineralizowana z zawartością jodków. Woda ta wytwarzana jest na bazie wody zwykłej z otworu S-1 Nowy Nurek (97%) i naturalnej wody mineralnej z otworu B-15 Henryk (3%). Otwór Henryk wykonano w 1961 r. Ujęto nim 2,3% wodę Cl-Na, Br, J, B, F z górnourajskich wapieni zalegających na głębokości 441–500 m. Zasoby eksploatacyjne otworu zatwierdzono w ilości 1,92 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 19,2 m (W. Nawrocka-Rogoż, 1964). Z otworu Nowy Nurek wydobywa się natomiast 0,07% wodę z górnokredowych margli przeławiconych łupkami z głębokości 5,6–30 m. Zasoby eksploatacyjne tego otworu wynoszą 10 m<sup>3</sup>/h, przy depresji

10 m (J. Krawczyk i in., 1999). Mineralizację wody butelkowanej i jej skład podaje zapis skrócony:



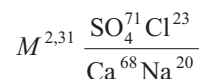
Woda dostępna jest jako średnio- (2500 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>) oraz niskonasycona (800–1200 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>).

W rozlewni produkuje się ponadto na bazie wody z ujęcia Nowy Nurek naturalną wodę źródłaną „**Buskowiecianka Zdrój**”.

### Swoszowice

W Swoszowicach (dzielnica Krakowa) istnieje niewielka rozlewnia produkująca naturalną wodę mineralną

„**Perła Swoszowic**”. Poziom wodonośny, ujęty wykonaną przez właściciela rozlewni studnią, stanowią piaski i piaszkowce przewarstwiające ility i łołupki warstw skawieńskich (miocen). Eksploatowaną wodę scharakteryzowano jako 0,23% wodę SO<sub>4</sub>–Cl–Ca–Na, w zapisie skróconym:

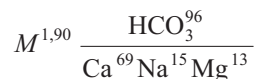


Występuje w niej ponadto m.in. jon selenowy w ilości 0,01 mg/dm<sup>3</sup>, nie stwierdzono natomiast siarkowodoru. Zasoby eksploatacyjne zatwierdzono w ilości 1,27 m<sup>3</sup>/h, pobór zaś wynosi 0,5–1,0 m<sup>3</sup>/h (J. Radwan i in., 1997).

## 9.3.2. Sudety i blok przedsudecki

### Stary Wielisław

W Starym Wielisławiu koło Polanicy-Zdroju istnieje rozlewnia należąca do firmy „EDO” Sp. z o.o. Produkowana jest w niej naturalna woda mineralna „**Aquado**”. Poziom wodonośny stanowią spękane margle kredy górnej występujące na głębokości 268 m, ujęte odwiertem nr 4. Zasoby eksploatacyjne wynoszą 16,5 m<sup>3</sup>/h, przy depresji 13,3 m (J. Fistek, 1983b). Ujęcie jest eksploatowane od 1975 r. i było znane z zaniechanej już obecnie produkcji popularnej wody „**Polaniczanka**”. Charakterystyka wody butelkowanej w zapisie skróconym przedstawia się następująco:



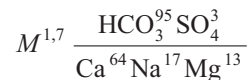
Woda produkowana jest w wersji gazowanej i niegazowanej. Uzyskała wysoką ocenę jakości Instytutu Freseniusa w Niemczech.

### Polanica-Zdrój

W Polanicy-Zdroju znajdują się dwie rozlewnie należące do „Zespołu Uzdrawisk Kłodzkich” S.A. W jednej

z nich produkowana jest woda lecznicza „Wielka Pieniawa” oraz naturalna woda mineralna „Staropolanka”. W drugiej rozlewni butelkuje się naturalną wodę mineralną „Staropolanka 2000” (J. Szymańczyk, 2001).

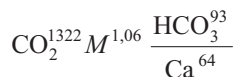
Wodę leczniczą „**Wielka Pieniawa**” uzyskuje się z wykonanego w 1904 r. otworu Wielka Pieniawa głębokości 34,5 m, ujmującego poziom wodonośny występujący w piaszkowcach i marglach kredy górnej. Skład chemiczny wody butelkowanej przedstawia się następująco:



Zasoby eksploatacyjne otworu zatwierdzono w ilości 18,6 m<sup>3</sup>/h, przy samowypływie (J. Fistek, 1966, 1970).

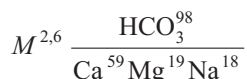
Woda lecznicza „Wielka Pieniawa” jest zalecana jako środek uzupełniający terapię przewlekłych stanów zapalnych żołądka, nadkwaśności, choroby wrzodowej żołądka i dwunastnicy, chorób wątroby i trzustki, cukrzycy, przewlekłego stanu zapalnego jelita grubego, kamicy nerkowej i zatrucia alkoholem etylowym. Woda „Wielka Pieniawa” jako pierwsza w Polsce uzyskała wpis do Rejestru środków farmaceutycznych i materiałów medycznych (J. Szymańczyk, 2004).

Do produkcji naturalnej wody mineralnej „**Staropolanka**” jest wykorzystywana woda z otworu Pieniawa Józefa o głębokości 89 m, ujmującego poziom wodonośny w piaskowcach kredy górnej. Wodę butelkowaną scharakteryzowano zapisem skróconym:



Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne ujęcia wynoszą 6,6 m<sup>3</sup>/h, przy samowypływie (J. Fistek, 1975a). W sprzedaży znajduje się woda nasycona CO<sub>2</sub> (6000–7000 mg/dm<sup>3</sup>), niskonasycona i niegazowana. Naturalna woda mineralna „Staropolanka” legitymuje się certyfikatem Funduszu Rozwoju Kardiologii we Wrocławiu i jest zalecana przez lekarzy w profilaktyce chorób układu krążenia (J. Szymańczyk, 2004).

Naturalna woda mineralna „**Staropolanka 2000**” jest ujmowana odwiertem P-300 o głębokości 269 m. Poziom wodonośny stanowią piaskowce i mułowce kredy górnej. Zasoby eksploatacyjne otworu wynoszą 13 m<sup>3</sup>/h (Z. Szarszewska, 1967). Skład chemiczny wody butelkowanej przedstawia zapis skrócony:

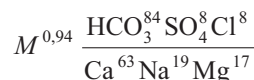


Woda jest sprzedawana jako gazowana, niskonasycona CO<sub>2</sub> i niegazowana. Przed butelkowaniem jest odgazowywana, odżelaziana i wtórnie nasycona dwutlenkiem węgla pochodzenia naturalnego. Podobnie jak „Staropolanka” posiada certyfikat Funduszu Rozwoju Kardiologii we Wrocławiu i zalecana jest przez lekarzy w profilaktyce chorób układu krążenia.

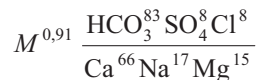
## Gorzanów

W Gorzanowie znajduje się uruchomiona w 1990 r. Wytwórnia Wód Mineralnych „Mineral” s.j. Do butelkowania wykorzystuje się tu wody lecznicze występujące w marglach kredy górnej, które eksploatowane są dwoma otworami o głębokości 100 m. W rozlewni wytwarza się naturalne wody mineralne „Mineral” i „Familijna”. Do produkcji wody „**Mineral**” wykorzystywany jest odwiert

7M o zasobach zatwierdzonych w wysokości 22,5 m<sup>3</sup>/h (K. Grzegorzczak, 1998). Skład chemiczny wody butelkowanej przedstawia zapis skrócony:



Woda butelkowana „**Familijna**” jest wytwarzana na bazie wody ujętej odwiertem nr 5, którego zasoby eksploatacyjne zatwierdzono w ilości 47,8 m<sup>3</sup>/h (D. Starzyńska, 1984). Skład chemiczny wody butelkowanej w zapisie skróconym ma postać:

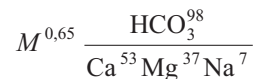


Woda produkowana jest jako niegazowana (ok. 200 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>) oraz gazowana (>4000 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>).

W Gorzanowie znajduje się ponadto mniejsza rozlewnia, należąca do Gminnej Spółdzielni „Samopomoc Chłopska” w Bystrzycy, produkująca naturalną wodę źródlaną „**Cyranka**” o mineralizacji około 500 mg/dm<sup>3</sup>. Woda do butelkowania pozyskiwana jest ze źródła Żłota Kaczka, z którym już od 1892 r. związane są początki rozlewnictwa w Gorzanowie.

## Szczawina

W Szczawinie istnieje niewielka rozlewnia należąca do przedsiębiorstwa „Uzdrowisko Łądek-Długopole” S.A. Produkowana jest w niej naturalna woda mineralna „Długopolanka” ze źródła Studzienna. Poziom wodonośny stanowią spękane paragnejsy prekambryjskie. Zasoby eksploatacyjne zatwierdzono w ilości 0,72 m<sup>3</sup>/h (J. Fistek, 1974). Charakterystyka chemiczna wody butelkowanej w zapisie skróconym przedstawia się następująco:

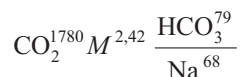


## Szczawno-Zdrój

W Szczawnie-Zdroju znajduje się należąca do przedsiębiorstwa „Uzdrowisko Szczawno-Jedlina” S.A. rozlewnia, butelkująca wody lecznicze „Mieszko” i „Dąb-

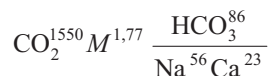
rówka” oraz naturalną wodę mineralną „Anka”. Wszystkie wody wydobywane są ze szczelinowych piaskowców karbonu (kulm).

Woda lecznicza „Mieszko”. Ujęcie Mieszko składa się z 12 wypływów naturalnych ujętych wykonanymi z brązu dzwonami. Do rozlewni podaje się mieszaninę wód z poszczególnych wypływów. Butelkowaną wodę scharakteryzowano jako 0,24% szczawę  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ , w zapisie skróconym:



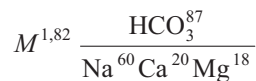
Zasoby eksploatacyjne ujęcia zatwierdzono w ilości 0,214 m<sup>3</sup>/h (H. Tęśiorowska, J. Fistek, 1968). Woda lecznicza „Mieszko” jest stosowana w leczeniu nieżytów dróg oddechowych, dychawicy oskrzelowej, rozedmy płuc z powikłaniami nieżytowymi oraz schorzeń wątroby i dróg żółciowych.

Woda lecznicza „Dąbrówka”. W skład ujęcia Dąbrówka wchodzi cztery wypływy naturalne, ujęte w 1935 r. dzwonami ustawionymi na szczelinach na głębokości 4 m. Butelkowaną wodę (mieszaninę ze wszystkich wypływów) scharakteryzowano jako 0,18% szczawę  $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ . W zapisie skróconym jej wzór ma postać:



Zasoby eksploatacyjne ujęcia wynoszą 0,06 m<sup>3</sup>/h (H. Tęśiorowska, J. Fistek, 1968). Wskazania lecznicze dla stosowania tej wody to choroby nerek i dróg moczowych, żołądka i jelit, wątroby i dróg żółciowych, lekkie postaci cukrzycy, otyłość, skaza i dna moczanowa.

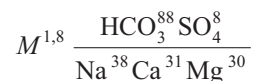
Naturalna woda mineralna „Anka” jest mieszaniną wód wydobywanych z ujęć: Mieszko, Dąbrówka, a także Młynarz i Marta (D. Starzyńska, 1980). Wodę butelkowaną scharakteryzowano jako 0,18% wodę  $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ , w zapisie skróconym:



Woda jest sztucznie gazowana. Zawartość dwutlenku węgla w wodzie butelkowanej wynosi 4000–6000 mg/dm<sup>3</sup>. Ponadto woda „Anka” zawiera dużą ilość jonu magnezowego, 50 mg/dm<sup>3</sup>.

### Stare Bogaczowice

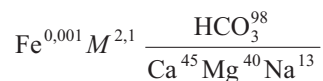
W Rozlewni Wód Mineralnych w Starych Bogaczowicach, należącej do Gminnej Spółdzielni „Samopomoc Chłopska” w Wałbrzychu, jest produkowana naturalna woda mineralna „Anna”. Poziom wodonośny wykorzystywanych do produkcji wód stanowią utwory karbonu dolnego (kulm). Woda jest ujęta dwoma źródłami o niewielkich zasobach wynoszących łącznie 0,9 m<sup>3</sup>/h (L. Poprawski, T. Jasiak, 1999). Jej typ chemiczny opisuje wzór:



Woda jest produkowana w wersji gazowanej (2000–4000 mg/dm<sup>3</sup> CO<sub>2</sub>) i niegazowanej.

### Czerniawa-Zdrój

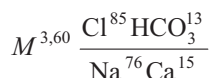
W Czerniawie-Zdroju istnieje uruchomiona w 1962 r. rozlewnia wody mineralnej należąca do przedsiębiorstwa „Uzdrowisko Świeradów-Czerniawa” S.A. Od 2002 r. produkcją wody zajmują się dzierżawcy. W rozlewni butelkowana jest naturalna woda mineralna „Czerniawianka” (T. Dragunowicz, 2005). Woda jest eksploatowana otworem wiertniczym nr 4 ze spękanych gnejsów prekambryjskich. Zasoby eksploatacyjne wynoszą 1,17 m<sup>3</sup>/h (J. Fistek, 1973). Skład chemiczny wody butelkowanej przedstawia zapis skrócony:



### 9.3.3. Platforma paleozoiczna

#### Ciechocinek

Pierwsza rozlewnia wody w Ciechocinku powstała w 1902 r. Obecną uruchomiono w latach 70. ubiegłego wieku. W rozlewni produkuje się naturalną wodę mineralną „**Krystynka**”. Wodę do produkcji wydobywa się z wykonanego w 1978 r. otworu 19a o głębokości 34 m. Poziom wodonośny tworzą wapienie oolitowe, margle piaszczyste i drobnoziarniste piaskowce jury. Wodę scharakteryzowano jako 0,36% wodę Cl–Na, w zapisie skróconym:



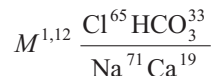
Zasoby eksploatacyjne zatwierdzono w ilości 9 m<sup>3</sup>/h (Z. Szarszewska, 1978). Woda z otworu wypływa samoczynnie.

Ponadto w rozlewni butelkowana jest naturalna woda źródłana „**Ciechocińska**”. Do jej produkcji wykorzystuje się wodę z otworów 17a i 17b, ujmujących czwartorzędowe piętro wodonośne. Mineralizacja ogólna wody butelkowanej wynosi około 700 mg/dm<sup>3</sup>. Ważniejsze składniki występują w ilości (mg/dm<sup>3</sup>): HCO<sub>3</sub> – 363; Cl – 73;

Ca – 102; Mg – 24; Na – 47 i SO<sub>4</sub> – 52. Zasoby eksploatacyjne, łączne dla obydwu otworów, wynoszą 95 m<sup>3</sup>/h. Woda sprzedawana jest jako gazowana i niegazowana.

#### Kołobrzeg

W rozlewni prowadzonej przez Gminną Spółdzielnię „Samopomoc Chłopska” w Kołobrzegu jest produkowana naturalna woda mineralna „**Jantar**”. Do produkcji wykorzystuje się wodę pobieraną z czwartorzędowego piętra wodonośnego. Woda jest eksploatowana odwiertem głębokości 42 m, zasoby eksploatacyjne zatwierdzono w ilości 1,5 m<sup>3</sup>/h (Z. Matkowska, 2006). Scharakteryzowano ją jako 0,11% wodę Cl–HCO<sub>3</sub>–Na, Fe, w zapisie skróconym:



W rozlewni należącej do przedsiębiorstwa „Uzdrowisko Kołobrzeg” S.A., w której była wytwarzana naturalna woda mineralna „**Perła Bałtyku**”, produkcję czasowo wstrzymano.

## 9.4. Sole, szlamy i ługi lecznicze

W Ciechocinku, Dębowcu i Iwoniczu-Zdroju na bazie wody uznanej za leczniczą i solanki (Rozporządzenie Rady Ministrów z dnia 14 lutego 2006 r., Dz.U. Nr 32, poz. 220) wytwarza się produkty zdrojowe przeznaczone do użytku domowego, celów leczniczych bądź stosowane w profilaktyce (M. Kucharski, 1995).

#### Ciechocińska sól warzona

Sól jest produkowana w warzelnicy soli w Ciechocinku. Oprócz chlorku sodu zawiera ona znaczne ilości wapnia, magnezu, siarczanów oraz podwyższoną, w porównaniu

z innymi solami, zawartość jodu (5,24 mg/kg). Sól może być stosowana profilaktycznie w rejonach Polski, w których stwierdzono niedobory jodu w wodzie, glebie i atmosferze.

#### Sól zabłocka z Dębowca

Do produkcji soli wykorzystuje się wody występujące w piaskowcach miocenu zalegających na głębokości 300–500 m. Warzenie soli prowadzone jest metodą tradycyjną w wyparkach panwiowych. Używana do produkcji soli solanka charakteryzuje się wysoką zawartością jodu,

120–130 mg/dm<sup>3</sup>, co objawia się swoistym, jodkowym zapachem soli. Działanie lecznicze soli ma zastosowanie w chorobach: układu ruchu (stany zapalne, pourazowe, zwyrodnieniowe), obwodowego układu krążenia (niedokrwienie kończyn), układu nerwowego (nerwobóle, niedowłady), dróg oddechowych, w schorzeniach spowodowanych niedoborem jodu oraz w rekonwalescencjach.

### **Sól kosmetyczno-lecznicza „Elin” z Iwonicza-Zdroju**

Sól jest produkowana z wody eksploatowanej otworami L-12 i L-14 z poziomu wodonośnego w II piaskowcu ciężkowickim (eocen). W obydwu otworach woda ma zbliżony skład chemiczny, określa się ją jako 1,9% wodę Cl–HCO<sub>3</sub>–Na, Br, J, B. Do soli przed zapakowaniem dodawane są komponenty zapachowe oraz środki zmiękczające wodę i zapobiegające powstawaniu osadu.

Kąpiel z użyciem soli „Elin” jest zalecana przy: łuszczycy, nerwobólach reumatycznych, przewlekłych schorzeniach stawów, ścięgien i mięśni na tle zapalnym, urazowym i zwyrodnieniowym, chorobach kobiecych oraz schorzeniach okostnej i szpiku kostnego. Kąpiel w wodzie z solą „Elin” wygładza skórę, usuwa zmęczenie, odświeża i wzmacnia organizm. Jest zalecana dla sportowców po intensywnym treningu.

### **Sól jodo-bromowa z Iwonicza-Zdroju**

Sól jest produkowana z wody eksploatowanej otworem L-12. Przeznaczona jest do przyrządzania kąpeli leczniczych w warunkach domowych bądź do inhalacji. Wskazaniem do kąpeli są choroby: reumatyczne, ortopedyczno-urazowe, obwodowego układu nerwowego, ginekologiczne oraz skórne. W przypadku inhalacji zalecana jest przy przewlekłych nieżytach błon śluzowych nosa, gardła, krtani, trąbek słuchowych, zatok bocznych nosa, tchawicy i oskrzeli oraz pylicy. Powinna być stosowana zgodnie ze wskazaniem lekarza, bowiem przy kąpeli na-

leży określić stężenie wody, głębokość zanurzenia, czas kąpeli lub inhalacji oraz ogólną liczbę zabiegów.

### **Ług leczniczy z Ciechocinka**

Ług otrzymuje się z wody eksploatowanej z otworu 11-E (znanego jako Grzyb). Jest produktem ubocznym powstającym w trakcie warzenia soli w warzelnii ciechockińskiej. Jest 31,6% roztworem soli mineralnych. Stosowany jest do kąpeli leczniczych, do przygotowania których rozcieńcza się go zazwyczaj 10-krotnie. Wskazania do kąpeli to: choroby ortopedyczne, stany po operacjach narządów ruchu, choroby układu nerwowego (nerwobóle, przewlekłe zapalenia nerwów, porażenia połowiczne – stwardnienie rozsiane, nerwice), choroby gośćcowe, nadciśnienie tętnicze, niektóre choroby alergiczne skóry, choroby naczyń obwodowych. W przypadku inhalacji używany jest do leczenia nieżytów górnych dróg oddechowych, ozeny, nawracających zapaleń oskrzeli, rozedmy płuc, dychawicy oskrzelowej oraz zawodowych zagrożeń układu oddechowego.

### **Szlam leczniczy z Ciechocinka**

Szlam, podobnie jak ług leczniczy, jest produktem ubocznym warzelnii soli. W porównaniu z solą ciechockińską charakteryzuje się zwiększoną zawartością jonów wapnia, magnezu, bromu i jodu. Do kąpeli stosuje się roztwór sporządzony ze 100 l wody, 3 kg szlamu i 1 kg ługu. Służy on tylko do kąpeli, nie nadaje się do inhalacji. Wskazania lecznicze są podobne jak w przypadku stosowania kąpeli przyrządzonej z ługu leczniczego. Roztwory 10–20% szlamu używane są do okładów w chorobach reumatycznych i stanach pourazowych narządów ruchu.

Leczenie wymienionymi produktami zdrojowymi należy prowadzić zgodnie z instrukcjami podanymi na opakowaniach lub z zaleceniami lekarskimi.



## 10. Zagrożenia i ochrona wód leczniczych i termalnych

### 10.1. Wstęp

Zgodnie z Ustawą z dnia 4 lutego 1994 r. – Prawo geologiczne i górnicze (Dz.U. Nr 27, poz. 96, z późniejszymi zmianami), wody termalne i lecznicze uznane są za kopalinę podstawową i podlegają ochronie przez ustanowienie dla nich obszaru górniczego. Ochrona zasobów tych wód jest zatem zbliżona do ochrony zasobów innych kopalin, np. węglowodorów, z uwzględnieniem dopływu wód i odnawialności ich zasobów poprzez zasilanie bezpośrednio lub pośrednio w wyniku przesiąkania z warstw znajdujących się bliżej powierzchni terenu. Celem ochro-

ny zasobów wód termalnych i leczniczych jest zachowanie stałego składu chemicznego i właściwości fizycznych, a także temperatury na wypływie z eksploatowanych ujęć. Zagrożeniami zasobów wód mogą być: nadmierna eksploatacja ujęć lub oddziaływanie ujęć sąsiadujących, w tym także komunalnych, głębokie drenaże wyrobisk górniczych i uruchomienie dopływu do ujęć wód zwykłych, często zanieczyszczonych. Według klasyfikacji A. Macioszczyk (1987), zagrożenia te mogą być wywołane czynnikami geogenicznymi lub antropogenicznymi.

### 10.2. Zasoby wód termalnych i leczniczych

Aktualnie obowiązują w hydrogeologii dwa rodzaje zasobów wód podziemnych, określone w Ustawie Prawo geologiczne i górnicze, tzn. dyspozycyjne i eksploatacyjne. Również w odniesieniu do wód leczniczych i termalnych wyznaczane są zasoby dyspozycyjne, jako objętość wód wydobywanych w jednostce czasu, możliwe do zagospodarowania w określonych warunkach środowiskowych i hydrogeologicznych, bez wskazywania lokalizacji ujęć i ich warunków techniczno-ekonomicznych (Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 6 lipca 2005 r., Dz.U. Nr 136, poz. 1151).

Klasyfikacja zasobów wód i energii geotermalnej podana jest w *Atlasie zasobów geotermalnych na Niżu Polskim* (W. Górecki red., 2006b). Wyróżnia się kolejno według stopnia ogólności: dostępne zasoby energii geotermalnej, zasoby statyczne wód i energii geotermalnej, zasoby statyczne wydobywalne wód i energii geotermalnej, zasoby dyspozycyjne wód i energii geotermalnej

oraz dla ujęć siłowni zasoby eksploatacyjne wód i energii geotermalnej. Termin zasoby energii geotermalnej oznacza całkowitą ilość energii cieplnej zgromadzonej w skorupie ziemskiej do przyjmowanej głębokości, w odniesieniu do określonego obszaru oraz średniej rocznej temperatury na powierzchni danego obszaru. Wody geotermalne są nośnikiem energii geotermicznej (W. Górecki, red., 1995, 2006b). Zasoby wód termalnych nie są zatem jednoznacznie terminem z zasobami energii geotermalnej.

Wody termalne i lecznicze, eksploatowane w siłowniach geotermalnych i w uzdrowiskach, są w większości pochodzenia infiltracyjnego, również w przypadku wód o długim czasie przebywania w ośrodku skalnym, w strefie utrudnionej wymiany. W strefie tej występują wody będące mieszaniną wód pochodzenia infiltracyjnego i wód reliktowych. Zasoby złóż tych wód podzielono na: odnawialne, częściowo odnawialne i nieodnawialne (W. Ciężkowski, Z. Szarszewska, 1978; B. Paczyński,

Z. Płochniewski, 1996; B. Paczyński red., 2002; A. Krawiec, 2002; W. Cieżkowski i in., 2004). W ujęciach uzdrowisk karpackich spotykany jest również udział wód dehydratacyjnych, uwalnianych podczas przemian fazowych minerałów uwodnionych (P. Leśniak, 1980; N. Oszczytko, A. Zuber, 2002). Wyniki badania składu izotopowego próbek wód pobranych z ujęć termalnych na Antałówce, w Bańskiej oraz Uniejowie świadczą również o infiltracyjnym pochodzeniu tych wód, czasem z udziałem wód reliktowych lub dehydratacyjnych (Z. Nowicki, W. Sołytk, 1973; Z. Nowicki, 1992; D. Małecka, Z. Nowicki, 2002).

W przypadku odnawialnych zasobów rozważana jest ilość wód dopływająca w głębokim regionalnym systemie obiegu właściwym dla ośrodka skalnego, w którym formuje się i utrwała stały skład chemiczny i właściwości fizyczne wód uznanych za lecznicze. W strukturach zakrytych, gdzie występują wody reliktowe, B. Paczyński red. (2002) proponuje przyjmowanie jako zasoby dyspozycyjne części zasobów statycznych (geologicznych).

Zasoby eksploatacyjne wód leczniczych i termalnych wyznacza się dla konkretnych ujęć w danej strukturze hy-

drogeologicznej. Według rozporządzeń Ministra Środowiska z dnia 23 czerwca 2005 r. (Dz.U. Nr 116, poz. 983) oraz z dnia 6 lipca 2005 r. (Dz.U. Nr 136, poz. 1151), zasoby eksploatacyjne odpowiadają objętości wód, jaka w sposób ciągły może być pobierana z ujęcia w jednostce czasu (np. m<sup>3</sup>/h lub m<sup>3</sup>/d), w określonych warunkach środowiskowych, hydrogeologicznych i technicznych. Suma zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych ujęć wód leczniczych lub termalnych nie może przekraczać wyznaczonych dla danej struktury hydrogeologicznej zasobów dyspozycyjnych.

Jeżeli dla wybranej struktury (obszaru) wyznaczono zasoby dyspozycyjne, to suma zatwierdzonych przez odpowiednie organy administracyjne zasobów eksploatacyjnych, stanowiąca ich część, nazywana jest zasobami eksploatacyjnymi ustalonymi, natomiast różnica między tymi zasobami określana jest terminem zasoby niezagospodarowane. Objętość wód leczniczych pobierana sumarycznie na ujęciach w danej strukturze, łącznie z wykorzystywaną wodą leczniczą ze źródeł w danych obszarze, nazywana jest zasobami użytkowymi.

### 10.3. Złoża wód leczniczych i termalnych

Wykaz złóż wód leczniczych zawiera Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 18 grudnia 2001 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 156, poz. 1815). Termin złoża kopaliny jest zdefiniowany w Ustawie Prawo geologiczne i górnicze, jako „...naturalne nagromadzenie minerałów i skał oraz innych substancji stałych, gazowych i ciekłych, których wydobywanie może przynieść korzyść gospodarczą...”. Zbliżona definicja złoża wód mineralnych, mogąca być analogią do złoża wód termalnych, znajduje się w normie PN-Z-11002 z 1997 r. oraz w *Hydrogeologii ogólnej* Z. Pazdry i B. Kozerskiego (1990). W wymienionym podręczniku termin złoża zastąpiony jest przez „zbiornisko wód podziemnych”. Złoża wody staje się

złożem leczniczym na podstawie Rozporządzenia Rady Ministrów. W odróżnieniu do złóż innych kopalin, w przypadku wód termalnych i leczniczych istnieje problem wyznaczenia granicy złoża. Zasięg i przestrzenna orientacja złoża tych wód zależy od struktury hydrogeologicznej, w której wody występują, oraz od odnawialności ich zasobów. J. Dowgiałło (1999) oraz J. Dowgiałło i B. Paczyński (2002) wprowadzili za O. Franko i in. (1975) klasyfikację struktur hydrogeologicznych wód leczniczych. Wyróżnili struktury: otwarte, półotwarte i półzakryte, w których występują zasoby odnawialne, oraz struktury zakryte z nieodnawialnymi zasobami wód reliktowych. W strukturach półzakrytych określono możliwość występowania zarówno zasobów odnawialnych (wody infiltracyjne), jak i zasobów wód metamorficznych.

Odnawialność zasobów wód infiltracyjnych może być określona czasem przebywania lub czasem przepływu

wód na podstawie ich składu izotopowego (K. D’Obyrn i in., 1997; J. Dowgiałło, Z. Nowicki, 1999; A. Zuber i in., 1999) lub z wykorzystaniem obliczeń tzw. time markerów wzdłuż linii prądu wyznaczonej na modelu matematycznym struktury hydrogeologicznej (T. Macioszczyk, B. Kazimierski, 1990; J. Kapuściński i in., 1997b; W. Sanford, 2002). Wody lecznicze, ujmowane w strefie intensywnej wymiany, są wodami infiltracyjnymi, współczesnymi. Do systemu wodonośnego przesączają się one współcześnie lub przeniknęły w holocenie i czas ich przebywania w ośrodku skalnym zwykle nie przekracza kilkudziesięciu do kilku tysięcy lat. Zasoby tych wód są współcześnie odnawiane w wyniku infiltracji części opadów (infiltracja bezpośrednia) w obszarach zasilania, gdzie brak jest przy powierzchni izolujących warstw słabo przepuszczalnych. Strefa intensywnej wymiany wód podziemnych sięga w Polsce zwykle do głębokości 100–200 m, a w skrajnych przypadkach do 1200 m (Z. Płochniewski, 1977).

Podobny problem występuje w przypadku zasobów wód termalnych, które powinny być różnie definiowane i dla których różnie powinny być wyznaczane tereny ochrony zasobów w systemach hydrotermalnych naturalnych i sztucznych. Za sztuczne systemy uważane są gorące ośrodki skalne, bezwodne, do których wprowadzana jest woda z powierzchni, będąca następnie nośnikiem energii cieplnej (J. Kapuściński i in., 1997b). Dotychczas takie systemy w Polsce nie funkcjonują i nie wychodzą poza fazę koncepcji.

Wśród naturalnych systemów hydrotermalnych można wyróżnić dwa typy struktur. Pierwszy to struktury hydro-

geologiczne zaliczane do basenów sedimentacyjnych, w których warstwy o właściwościach kolektorskich zawierają wody gorące wskutek ogrzania w strumieniu ciepłym Ziemi (G. Michel, 1997). Drugi typ struktur stanowią ośrodki szczelinowe i szczelinowo-krasowe, umożliwiające zasilanie systemu na wyniesionych wychodniach i grawitacyjny przepływ do stref drenażu u podstawy gór (D. Małecka, 1973; J. Dowgiałło, 1994; P. Długosz, S. Nagy, 1995; J. Chowaniec i in., 1997b). Wody w tych strukturach, schodząc na dużą głębokość pod wpływem dużych spadków hydraulicznych wywołanych deniwelacjami terenu, są ogrzewane. Pierwszy typ naturalnych systemów hydrotermalnych (baseny sedimentacyjne) występuje na Niżu Polskim, natomiast drugi w Karpatach i Sudetach. Wyniki badań prowadzonych w ostatnich latach wskazują na powolne przepływy wód termalnych również na dużych głębokościach w strukturach basenowych Niżu Polskiego (A. Szczepański, 1990).

Wody termalne i lecznicze wydobywane ze złoża stanowią kopalinę główną. Mogą jednakże zawierać rozpuszczone gazy, np. dwutlenek węgla lub metan, lub składniki swoiste, jak jod lub brom, które sporadycznie są pozyskiwane analogicznie jak kopalina towarzysząca złożom surowców mineralnych (W. Ciężkowski i in. red., 2002). W. Ciężkowski i in. (2004) proponują dla nich określenie „składnik użyteczny towarzyszący”. W przypadku wód termalnych rozpuszczone w nich gazy pochodzą głównie z procesów endogenicznych i dyfundują w strefach nieciągłości tektonicznych. Do najczęściej spotykanych gazów w wodach termalnych na obszarze Polski należą: dwutlenek węgla, azot, siarkowodór i metan.

## 10.4. Strefy ochronne ujęć wód leczniczych i termalnych

W dotychczasowej praktyce ujęcia wód termalnych nie mają wyznaczonych stref ochronnych, z wyjątkiem terenów funkcjonalnych wyłącznego użytkowania w bezpośrednim sąsiedztwie ujęć i urządzeń wodnych oraz obiektów zakładu górnictwa. Rolę tę pełni obszar górniczy, w granicach którego przedsiębiorca jest uprawniony do wydobywania kopaliny objętej koncesją. Definicja ta

podana jest w Ustawie Prawo geologiczne i górnicze. Wody termalne ujmowane są w zdecydowanej większości w siłowniach, których ujęcia składają się z par otworów, tzw. dubletów. Otwór wydobywczy (eksploatacyjny) dostarcza wodę do wymiennika ciepła, skąd po schłodzeniu w tzw. pierwotnym obiegu woda kierowana jest do otworu chłonnego, dlatego też nie zmniejsza się

objętość wód w zamkniętym systemie wodonośnym. Nadmierne wydobycie wód termalnych może spowodować spadek temperatury w złożu. Zagrożeniem zasobów wód geotermalnych może być budowa, w sąsiedztwie istniejącej, kolejnej siłowni lub zbyt bliska lokalizacja otworów wiertniczych – dubletów (A. Barbacki, 2004b).

Przy głębokich strukturach hydrogeologicznych i wymuszonym lateralnym przepływie od otworu wydobywczego do otworu chłonnego, zachodzi konieczność oszacowania obszaru oddziaływania ujęć siłowni, z którego zapewniony jest dopływ wód termalnych o stałej temperaturze. Propozycje w zakresie projektu prac geologicznych dla ustalenia zasobów wód termalnych, metodykę prowadzenia badań hydrogeologicznych, testów pomiarowych w otworach oraz metody szacowania zasobów i wyznaczania stref ochronnych podano w poradniku metodycznym (J. Kapuściński i in., 1997b). Zasięg obszaru górniczego, spełniający funkcję ochrony zasobów, może być wyznaczony na podstawie modelowania przepływu wód w rejonie objętym koncesją na wydobycie wody. Należy jednak wspomnieć, że możliwość budowy modelu numerycznego struktury hydrogeologicznej oraz jego walidacja i kalibracja są uzależnione od stopnia skomplikowania warunków geologicznych i rozpoznania parametrów filtracyjnych ośrodka skalnego.

Ochrona zasobów wód leczniczych ma znacznie bardziej rozbudowane procedury ustalania stref ochronnych oraz liczne zakazy, nakazy i ograniczenia w użytkowaniu sąsiadujących terenów, niż ochrona zasobów wód termalnych. Jest to oczywiste z punktu widzenia przepisów sanitarnych i ochrony zdrowia.

Wody lecznicze i termalne, niezawierające  $^{14}\text{C}$ , przez bardzo długi czas przebywają w ośrodku skalnym (często wykraczający ponad 1000 lat). Można je uznać za niewrażliwe na zanieczyszczenia antropogeniczne. Jeżeli ponadto występują na głębokości kilkuset metrów w warstwach mezozoiku i starszych, a od powierzchni dzieli je ponad 100-metrowy nadkład osadów słabo przepuszczalnych, to obszar górniczy może być ograniczony do niezbędnego minimum, czyli do strefy ochrony bezpośredniej. W tym przypadku warunki geologiczne w pełni zabezpieczają złożę wód leczniczych przed zanieczyszczeniami z powierzchni.

Nadmierna i skoncentrowana eksploatacja wód na małym obszarze może prowadzić do współdziałania ujęć i w efekcie do degradacji wód leczniczych, utraty ich właściwości fizyczno-chemicznych lub obniżenia poziomu wód w stopniu uniemożliwiającym ich dalszą eksploatację. Powstaje wtedy konieczność oceny zasięgu oddziaływania ujęć (zasięgu lejów depresji studzien).

W regionie karpackim, w pasie wybrzeża Bałtyku oraz w miejscach ascenzji wód słonych strefa intensywnej wymiany obejmująca wody słodkie (zwykłe) jest podścielona strefą dyspersji, w której występują wody słonawe (brakiczne), na granicy wód słodkich (zwykłych) i słonych znajdujących się w warstwach starszego podłoża. Zasoby eksploatacyjne wód leczniczych w tych rejonach są wrażliwe na nadmierny pobór i ocena ich wymaga bardzo dokładnej analizy równowagi wód zwykłych i słodkich na modelach numerycznych, traktujących wody jako niemieszające się ciecze o różnych gęstościach (*vide* rozdz. 13. 2, tom I).

Do ujęć eksploatujących lecznicze wody infiltracyjne należą również źródła, a przykładem mogą być uzdrowiska sudeckie lub karpackie (A. Zuber i in., 1999; W. Ciężkowski i in., 1999). Teren ochrony zasobów eksploatacyjnych wód leczniczych, pod względem prawnym będący obszarem górniczym, powinien obejmować obszar spływu wód do ujęcia, wyznaczony w analogiczny sposób jak dla ujęć wód zwykłych, podany w poradniku metodycznym T. Macioszczyka i in. (1993/1994). Wyznaczenie zasięgu obszaru spływu wód (OSW) do ujęcia jest zadaniem trudnym, wymagającym dobrego rozpoznania hydrogeologicznego i stosowania do obliczeń metod modelowania filtracji (fluacji), z uwzględnieniem transportu potencjalnych zanieczyszczeń. OSW może być utożsamiany z obszarem formowania zasobów wód leczniczych konkretnego ujęcia lub grupy ujęć danego uzdrowiska (zakładu przyrodoleczniczego). OSW wyznaczony dla ujęć uzdrowisk górskich, usytuowanych zwykle w dolinach rzek, może wykraczać poza zasięg powierzchniowego działu wód. Podziemny dział wód w tych obszarach często nie pokrywa się z działem wód powierzchniowych. Różnica ta może zwiększać się pod wpływem intensywnej eksploatacji ujęć wód podziemnych.

## 10.5. Zagrożenia zasobów wód termalnych i leczniczych

Wody termalne wykorzystywane do celów grzewczych nie wymagają ustanawiania stref ochronnych i wprowadzania na nich zakazów i ograniczeń w użytkowaniu terenu z punktu widzenia przepisów sanitarnych, jak w przypadku wód leczniczych. Zagrożeniami ich zasobów może być nadmierna eksploatacja i schłodzenie złożeń w przypadku zatłaczania wód do otworów chłonnych, położonych w pobliżu otworów wydobywczych. Duża depresja w otworach wydobywczych może wywołać ascenzję stężonych solanek z podłoża lub dopływ wód chłodnych z poziomów wodonośnych znajdujących się bliżej powierzchni, zwłaszcza w ośrodkach szczelinowo-krasowych. Decydujące znaczenie ma tu sposób eksploatacji wód termalnych oraz pojemność wodna systemu geotermalnego – struktury hydrogeologicznej.

Urbanizacja, rozwój infrastruktury technicznej kraju, a także intensywne rolnictwo nie są w pełni kontrolowane. Negatywne oddziaływanie ich na środowisko wód podziemnych nieuchronnie powoduje pogorszenie ich stanu chemicznego, bakteriologicznego i ilościowego, zwłaszcza w przypadku wód gruntowych (pierwszego poziomu). Najbardziej narażone na antropopresję i związane z nią zanieczyszczenia są małe zbiorniki wód podziemnych o ograniczonej pojemności, bez izolacji od powierzchni terenu warstwami słabo przepuszczalnymi.

Najczęściej dobrze izolowane od powierzchni i mało wrażliwe na antropopresję są złożeń wód leczniczych na Niżu Polskim. W obszarach wyżyn i gór są one związane z ośrodkami szczelinowymi lub szczelinowo-krasowymi i są wrażliwe na antropopresję oraz sposób użytkowania terenu w ich sąsiedztwie. Istnieje bardzo duża liczba czynników stanowiących rzeczywiste i potencjalne zagrożenie dla stanu tych wód. Można je podzielić na szkodliwe dla zdrowia człowieka w przypadku ich spożycia oraz takie, które uniemożliwiają ich wykorzystanie do celów leczniczych. Powszechnie stosowane uzdatnianie wody w ujęciach komunalnych ma ograniczone zastosowanie w przypadku wód leczniczych. Z definicji muszą one być pozbawione substancji negatywnie oddziałujących na zdrowie kuracjuszy.

Można wyróżnić trzy podstawowe typy ognisk potencjalnych zagrożeń wód leczniczych wynikających z działalności człowieka w sąsiedztwie ujęcia i w obszarze spływu wód do ujęcia. Są to ogniska: punktowe, liniowe oraz obszarowe (A. Macioszczyk, 1987).

Wśród obszarowych ognisk zanieczyszczeń i zagrożeń, mogących mieć wpływ na zmiany jakości i ilości wody leczniczej, możemy wymienić następujące czynniki niekorzystne:

- degradację naturalnych warunków terenu górniczego, w tym niszczenie roślinności i gleb;
- zmianę warunków gruntowo-wodnych w sąsiedztwie ujęć;
- zmniejszenie infiltracji wód opadowych w obszarze górniczym i w jego sąsiedztwie;
- zanieczyszczenie wód opadowych i powierzchniowych, które infiltrowują do ośrodka skalnego;
- możliwość przedostania się do ośrodka skalnego substancji pochodzących z zimowego utrzymania dróg, z nieszczelnych szamb i magazynów podziemnych, szczególnie ropopochodnych;
- skażenie wód paliwami i substancjami zawartymi w spalinach pojazdów mechanicznych;
- zagrożenie wynikające z infrastruktury technicznej na terenach zabudowy;
- zagrożenie spowodowane stosowaniem nawozów i środków chemicznych ochrony roślin przez ich rozpylanie i zamglawianie (pestycydów i herbicydów o wysokim stopniu toksyczności).

Sposób i szybkość migracji zanieczyszczeń uzależnione są od rodzaju ośrodka skalnego (porowy, szczelinowy lub szczelinowo-krasowy), warunków klimatycznych i hydrologicznych oraz ukształtowania terenu. Duży wpływ na szybkość migracji i zasięg oddziaływania będzie również miała tzw. retencja terenowa (gruntowa), wodoprzepuszczalność gruntów, morfologia terenu, a także zdolność gleb do samooczyszczania i częściowej neutralizacji zanieczyszczeń.

Częstą przyczyną zanieczyszczenia wód leczniczych, szczególnie płytkiego poziomu, są przecieki z nieszczel-

nej kanalizacji i szamb. Skażenia głębszych poziomów wodonosnych mogą następować przez stare, niezlikwidowane otwory wiertnicze, znajdujące się w obrębie złoża wód leczniczych. W ostatnich latach zagrożeniem mogą być otwory wiertnicze wykonywane do instalacji pomp ciepła, w których nie izoluje się przewierczanych poziomów wodonosnych. Otwory te nie mają projektów i dokumentacji geologicznych, mimo głębokości przekraczającej 100 m. Nie dotyczą ich również przepisy Prawa geologicznego i górnictwa.

W przypadku stwierdzenia możliwości zanieczyszczenia złoża, konieczna jest likwidacja otworów, z izolacją wszystkich poziomów wodonosnych w profilu geologicznym. Sytuacja taka może zaistnieć na przykład w uzdrowisku Iwonicz-Zdrój, gdzie znajduje się kilkadziesiąt nieczynnych otworów ponaftowych, jak również częściowo w rejonie Rymanowa-Zdroju (M. Kucharski, A. Sokołowski, 1984). W Iwoniczu-Zdroju istnieje dodatkowo możliwość skażenia złoża wód leczniczych eks-

ploatowaną w pobliskich kopalniach ropą naftową, która stanowi groźne, trudne do usunięcia zanieczyszczenie.

Odwadnianie kopalń węgla kamiennego zlokalizowanych w rejonie Jastrzębia-Zdroju spowodowało zanik wody w otworze Moszczenica X, który zaopatrywał uzdrowisko w wodę wykorzystywaną w lecznictwie. W uzdrowisku tym zaniechano wykonywania zabiegów opartych na wodolecznictwie. Zanik wód leczniczych pod wpływem działalności górniczej odnotowano również w Jedlinie-Zdroju.

Na wydajność źródeł wód leczniczych mogą wywierać wpływ roboty strzałowe prowadzone w kamieniołomach znajdujących się w odległości nawet kilku lub kilkunastu kilometrów. Zjawisko takie obserwowano w jednym z uzdrowisk podkrakowskich, gdzie wpływ robót strzałowych prowadzonych w pobliskim kamieniołomie wapieni przestał się uwidaczniać dopiero po ograniczeniu wielkości jednorazowego ładunku.

## 10.6. Obszary i tereny górnicze złóż wód termalnych i leczniczych

Obszar górniczy określa przestrzeń niezbędną dla prawidłowej gospodarki wodami termalnymi lub leczniczymi, zapewniającą ochronę złoża tych wód, z uwzględnieniem bezpieczeństwa eksploatacji i właściwej lokalizacji urządzeń zakładu górnictwa, ochrony środowiska naturalnego, jak również uzasadnionych interesów społecznych i gospodarczych użytkowników terenów objętych obszarem górniczym (art. 6, p. 8 i 9 Ustawy Prawo geologiczne i górnictwo). Zasadnicza różnica między obszarem a terenem górniczym polega na tym, że obszar górniczy stanowi strefę chroniącą złoża przed szkodliwymi wpływami, mogącymi pogorszyć parametry fizyczno-chemiczne i eksploatacyjne wód termalnych lub leczniczych, zaś teren górniczy jest ustanawiany w celu ochrony środowiska naturalnego w sąsiedztwie zakładu prowadzącego działalność górnictwa.

Teren górniczy wyznacza się w celu prowadzenia na nim działań profilaktycznych, uniemożliwiających lub minimalizujących wpływ eksploatacji wód będących ko-

palinami podstawowymi na środowisko, jak również związanych z usuwaniem szkodliwych skutków działalności górniczej.

W obrębie terenu górniczego znajdują się ujęcia wód leczniczych, urządzenia eksploatacyjne, przesyłowe i magazynujące wodę oraz instalacje służące do pozbywania się wód pozabiegowych, w tym otwory chłonne, jeżeli są projektowane.

Zgodnie z art. 16.1, p. 2 Ustawy Prawo geologiczne i górnictwo, nie można wnioskować, a tym samym wyznaczać obszaru górniczego dla wód potencjalnie leczniczych, gdyż z mocy prawa nie są one kopaliną podstawową. Stwierdzenie ich w seriach wodonosnych wskazuje jedynie na celowość projektowania i prowadzenia badań dla udokumentowania wód leczniczych w danym miejscu.

Obszar górniczy złoża wód leczniczych, szczególnie w strefach występowania współczesnych wód infiltracyjnych, powinien obejmować znacznie większy teren, tak aby w jego obrębie znalazły się strefy zasilania tego

złoża, mające duże znaczenie dla jego ochrony. Wyznaczenie obszaru zasilania wynika z dokładnego rozpoznania warunków krążenia wód podziemnych, bilansu hydrogeologicznego i czasu wymiany wód. Do wyznaczenia obszaru górniczego mogą służyć ogólne kryteria:

Ekofizjograficzne, które powinny zawierać szczegółowe informacje o lokalizacji ujęcia wód, strukturze użytkowania terenu, zalesieniach i szacie roślinnej. Opis rzeźby terenu należy uzupełnić informacjami o spadkach terenu, rodzajach zboczy, szerokości dolin rzecznych i deniwelacjach terenu. Warunki ekofizjograficzne winny zostać powiązane z pozostałymi elementami środowiska, z oceną jego stanu oraz oceną trendów zmian w środowisku.

**Hydrologiczno-hydrograficzne**, dotyczące opadów, parowania terenowego oraz ich zmian w czasie i splywu powierzchniowego wód pochodzących z opadów. Obraz hydrograficzny powinien obejmować rejestr źródeł stałych i okresowych, wysięków, młak i obszarów podmokłych. Do oceny bilansu wód powinny zostać wykorzystane pomiary przepływów strumieni, potoków i rzek w przekrojach kontrolowanych.

**Geologiczno-hydrogeologiczne**, zawierające informacje wyjściowe do wyznaczenia zasięgu strefy ochrony zasobów, takie jak mapy: hydroizohips, hydroizobat, rejonizacji hydrogeochemicznej, przewodnictwa wodnego warstw wodonośnych, wodoprzepuszczalności i miąższości utworów słabo przepuszczalnych, zwłaszcza przypowierzchniowych. Konieczne jest także rozpoznanie obiegu wód podziemnych (systemów krążenia) w przekroju pionowym ośrodka wodonośnego oraz jego parametrów hydraulicznych. Istotna jest również ocena czasu przepływu wód podziemnych do ujęć wód leczniczych. Zasady wyznaczania zasięgu stref ochronnych źródeł i ujęć wód infiltracyjnych oraz najczęściej stosowane formuły analityczne podane są w poradniku metodycznym (T. Macioszczyk i in., 1993/1994).

**Sanitarne**, które obejmują rozpoznanie istniejących i potencjalnych ognisk zanieczyszczeń w strefie splywu wód podziemnych do ujęcia oraz ocenę wrażliwości warstw wodonośnych na zagrożenia antropogeniczne i geogeniczne. Dotyczą one jedynie wód leczniczych. Ważnym czynnikiem w tej analizie jest ocena zdolności

samooczyszczania gleb i gruntów z substancji szkodliwych w strefie aeracji. Duży wpływ na jakość wód podziemnych będzie miała sieć kanalizacyjna i ogólnie gospodarka ściekowa oraz nasycenie danego obszaru urządzeniami do oczyszczania ścieków wraz z oceną efektywności ich działania.

Tereny ochronne ujęć wód leczniczych będą obowiązywać przez dziesiątki lat. Wychodząc z obecnej struktury, stanu środowiska i jakości wód, konieczna jest prognoza zmian uwarunkowań środowiskowych, wynikających z zamierzeń rozwojowych miejscowości.

Dla potrzeb miejscowych planów zagospodarowania sporządzana jest prognoza oddziaływania na środowisko, której podstawy formalno-prawne i merytoryczne stanowią:

– Ustawa z dnia 27 marca 2003 r. – O planowaniu i zagospodarowaniu przestrzennym (Dz.U. Nr 80, poz. 717, z późniejszymi zmianami);

– Ustawa z dnia 27 kwietnia 2001 r. – Prawo ochrony środowiska (Dz.U. Nr 62, poz. 627, z późniejszymi zmianami);

– Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 14 lipca 2002 r. w sprawie szczególnych warunków, jakim powinna odpowiadać prognoza oddziaływania na środowisko dotycząca miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego (Dz.U. Nr 197, poz. 1667).

Przedmiotem ustaleń planu są: przeznaczenie terenu tzw. podstawowe, które przeważa na danym terenie, oraz przeznaczenie dopuszczalne, inne niż podstawowe, które uzupełnia lub wzbogaca przeznaczenie podstawowe i nie jest z nim sprzeczne, oraz określenie warunków zabudowy i zagospodarowania przestrzennego, w tym zakazy, nakazy, dopuszczenia i ograniczenia w użytkowaniu terenów, rozumiane jako sposoby zagospodarowania terenów oraz ograniczeń w ich użytkowaniu, w tym zakaz zabudowy.

Ograniczenia swobody użytkowania terenu w obszarach zasilania wód podziemnych wynikają z Ustawy Prawo ochrony środowiska, natomiast w strefie ochronnej ujęcia wynikają z Ustawy z dnia 18 lipca 2001 r. – Prawo wodne (Dz.U. Nr 115, poz. 1229, z późniejszymi zmianami). Zagospodarowanie przestrzenne uzdrowisk podlega również przepisom Ustawy z dnia 28 lipca 2005 r. – O le-

cznictwie uzdrowiskowym, uzdrowiskach i obszarach ochrony uzdrowiskowej oraz Ustawy o gminach uzdrowiskowych (Dz.U. Nr 167, poz. 1399). W ustawie tej wprowadzone zostało ograniczenie w użytkowaniu terenu oraz standardy, jakie musi spełniać gmina uzdrowiskowa. Aktem wykonawczym do tej ustawy jest Rozporządzenie Ministra Zdrowia z dnia 10 marca 2006 r. w sprawie wzorcowego statutu uzdrowiska i wzorcowego statutu obszaru ochrony uzdrowiskowej (Dz.U. Nr 56, poz. 396). Wprawdzie rozporządzenie to dotyczy ogólnych warunków środowiskowych i ich standardów w uzdrowisku, lecz przez ustanowienie 3 stref ochronnych: A, B i C, o ściśle wyznaczonych powierzchniach i granicach, w których wymienione są szczegółowe czynności zabronione w zakresie wymagań sanitarnych, ochrony jakości i ilości naturalnych surowców leczniczych, eliminacji lub znacznemu ograniczeniu podlegają ogniska zanieczyszczeń, będące zagrożeniem dla zasobów wód leczniczych. Wprowadzenie minimalnego wskaźnika tere-

nów zielonych, np. nie mniej niż 75% powierzchni strefy A, praktycznie wyklucza inne użytkowanie terenu. Załącznikami graficznymi do statutu są mapy stref ochronnych oraz mapa obszaru i terenu górniczego.

Na obszarze i terenie górnicznym złoża wód leczniczych muszą być uwzględnione problemy zrzutu wód, wykorzystanych w zakładzie przyrodoleczniczym, które w sensie prawnym są ściekami. Dotychczas stosowane są dwie podstawowe metody neutralizacji tych wód. Jedna polega na gromadzeniu wykorzystanych wód w zbiorniku retencyjnym, z którego po wstępnym oczyszczeniu mogą być zrzucane do cieków lub rzek zapewniających ich rozcieńczenie. Stopień rozcieńczenia jest określony w wymaganym dla tej czynności pozwoleniu wodnoprawnym. Druga metoda związana jest z zatłaczaniem ścieków z zakładów przyrodoleczniczych do ośrodka skalnego. Aby móc zatłaczać wody (ścieki oczyszczone) do górotworu, konieczne jest również uzyskanie pozwolenia wodnoprawnego.

## 10.7. Koncesje i pozwolenia wodnoprawne

W dokumentacji hydrogeologicznej złoża wód leczniczych znajdują się informacje, pozwalające na opracowanie projektu zagospodarowania złoża oraz granice strefy ochronnej ujęcia lub wnioskowanego obszaru górniczego, który jest ustanawiany na podstawie umowy między skarbem państwa a przedsiębiorcą zamierzającym eksploatować wody będące kopaliną podstawową (J. Kapuściński i in., 1997b; W. Ciężkowski i in., 2004). Stąd do ustanowienia użytkowania górniczego konieczne jest uzyskanie koncesji. Wniosek o udzielenie koncesji na pobór wód leczniczych lub termalnych musi zawierać: decyzję ministra środowiska o przyjęciu dokumentacji hydrogeologicznej, projekt zagospodarowania złoża, ocenę przewidywanego oddziaływania poboru wód na środowisko, a także opis środków przedsiębiorcy ubiegającego się o koncesję, które zapewnią prawidłowość realizacji działań określonych we wniosku. Zasady sporządzania projektów zagospodarowania złoża dla wód leczniczych zostały opracowane i opublikowane przez W. Ciężkow-

skiego i in. (2004) w poradniku metodycznym wydanym przez Ministerstwo Środowiska.

Udzielenie koncesji przez organ koncesyjny wymaga uzgodnień z organem samorządu terytorialnego w formie postanowienia, wydanego na podstawie miejscowego planu zagospodarowania przestrzennego, zwykle przez wprowadzenie poprawek do tego planu i jego zatwierdzenie uchwałą rady gminy.

Położenie i granice projektowanego obszaru górniczego oraz terenu górniczego powinny zostać określone we wniosku na wydobywanie wód termalnych i leczniczych (art. 20.1, p. 4 i art. 25.1 Ustawy Prawo geologiczne i górniczne). Granice obszaru i terenu górniczego wyznacza organ koncesyjny, czyli w przypadku wód leczniczych Minister Środowiska (art. 16.1 ustawy) w uzgodnieniu z prezesem Wyższego Urzędu Górniczego (art. 25.2 ustawy).

Przepisy Ustawy Prawo geologiczne i górniczne wprowadzają obowiązek uwzględniania w miejscowym planie zagospodarowania przestrzennego udokumentowanych



złóż kopaliny, w tym wód leczniczych, w granicach ich projektowanych stref ochronnych, jak również sporządzenia dla terenu górniczego projektu zagospodarowania złoża w trybie art. 48 tej ustawy. Projekt ten powinien zapewniać integrację wszelkich działań podejmowanych w granicach terenu górniczego w celu: wykonania uprawnień określonych w koncesji, zapewnienia bezpieczeństwa publicznego oraz ochrony środowiska, w tym obiektów budowlanych.

Zgodnie z Ustawą z dnia 27 marca 2003 r. – O planowaniu i zagospodarowaniu przestrzennym (Dz.U. Nr 80, poz. 717, z późniejszymi zmianami), miejscowy plan zagospodarowania przestrzennego (mpzp) jest przepisem gminnym i stanowi podstawę do wydania decyzji o warunkach zabudowy i zagospodarowania terenu (W. Sz wajdler, 1995; T. Bąkowski, 2001). W ustaleniach tego planu uwzględnia się postanowienia przepisów szczególnych, w tym Ustawy Prawo geologiczne i górnicze, odnoszące się do obszaru objętego planem i przedmiotu jego ustaleń. W mpzp ustala się m.in. granice i zasady wyznaczania terenów lub obiektów podlegających ochronie, w tym ujęć wód leczniczych, terenów górniczych i obszarów górniczych utworzonych dla ochrony udokumentowanych złóż wód leczniczych.

Do projektów miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego sporządza się prognozę (ocenę) oddziaływania na środowisko, zgodnie z przepisami Ustawy Prawo ochrony środowiska oraz Rozporządzeniem Ministra Środowiska z dnia 14 lipca 2002 r. w sprawie szczególnych warunków, jakim powinna odpowiadać prognoza oddziaływania na środowisko dotycząca miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego (Dz.U. Nr 197, poz. 1667). Celem prognozy jest określenie i ocena skutków wpływu realizacji ustaleń projektu planu na wszystkie elementy środowiska oraz przedstawienie rozwiązań mających na celu zapobieganie, zmniejszenie lub kompensowanie szkodliwych oddziaływań na środowisko, które mogą wynikać z realizacji ustaleń zawartych w planie.

W obrębie obszaru górniczego wyznaczonego dla złoża wód leczniczych można wyznaczyć obszar górniczy dla innej kopaliny, obszary te mogą się zazębiać, jak również można utworzyć obszar górniczy dla wód leczniczych, obejmujący już istniejący obszar wyznaczony dla

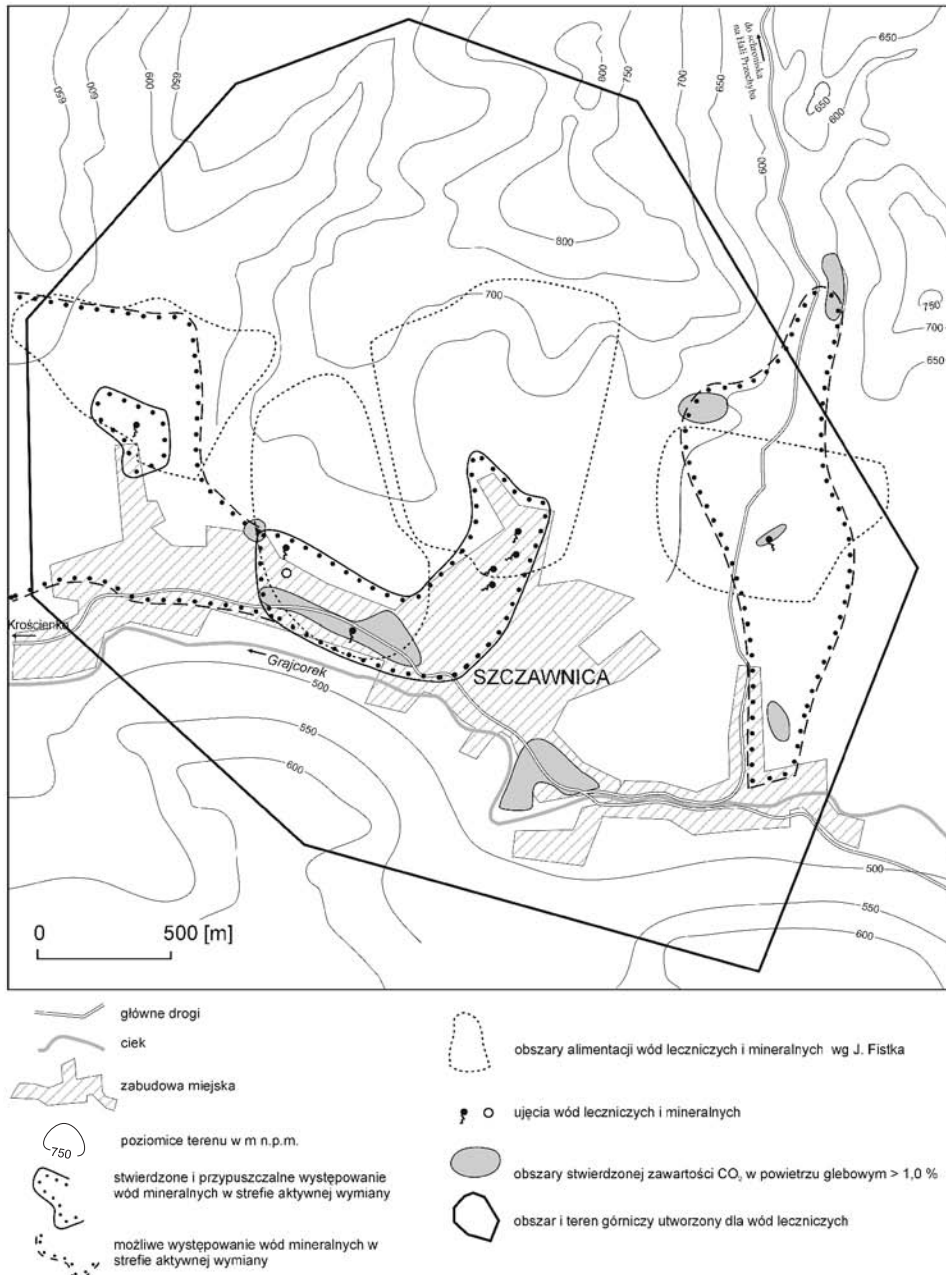
innej kopaliny (Rozporządzenie Ministra Środowiska z dnia 10 grudnia 2001 r. w sprawie rejestru obszarów górniczych, Dz.U. Nr 148, poz. 1660, § 1, p. 8). Przykładowo, obszar górniczy wyznaczony dla złoża wód leczniczych w Iwoniczu-Zdroju zazębia się częściowo z obszarem górniczym utworzonym dla złoża ropy naftowej, a obszary górnicze utworzone dla złoża wód leczniczych Ustki lub Wieńca-Zdroju pokrywają się częściowo z obszarami górniczymi utworzonymi dla złóż borowiny.

Na figurze 10.1 przedstawiono mapę obszaru górniczego i terenu górniczego wyznaczonego dla złoża wód leczniczych Szczawnicy. Mapa stanowi załącznik do dokumentacji hydrogeologicznej opracowanej przez I. Józefko i in. (1998).

W Szczawnicy występują szczawy typu  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na, J, Br, HBO}_2$  o mineralizacji 1–26 g/dm<sup>3</sup>. Kolektorem wód leczniczych są szczelinowe piaskowce serii magurskiej. Występują tu liczne ciała andezytowe wieku neogeńskiego, z którymi wiąże się pochodzenie dwutlenku węgla. Wyfluty szczaw są zlokalizowane na ogół na kontakcie piaskowców i andezytów. Wody lecznicze są ujmowane źródłami, otworami wiertniczymi i ujęciami górniczymi (szyby, sztolnie). Płytkie występowanie wód powoduje, iż są one narażone na zanieczyszczenia, w tym również bakteriologiczne.

Na terenie chronionym obszarem górniczym znalazły się duże fragmenty stref zasilania wód leczniczych. Są to przeważnie wychodnie piaskowców, częściowo zalesione, głównie wykorzystywane rolniczo, jak również zabudowane domkami letniskowymi. Obszar górniczy chroni górne biegi potoków spływających z grzbietu Pasma Radziejowej, z wyjątkiem ich rejonów źródłkowych znajdujących się w obrębie Popradzkiego Parku Krajobrazowego, gdzie nie występują żadne ogniska zanieczyszczeń.

Granice obszaru górniczego utworzonego dla złoża wód leczniczych Szczawnicy pokrywają się z granicami terenu górniczego. W obrębie obszaru i terenu górniczego znalazły się oczywiście wszystkie ujęcia wód leczniczych. Ochroną objęto również znajdujące się w rejonie ujęć obszary o stwierdzonej podwyższonej, przekraczającej 1%, zawartości dwutlenku węgla w powietrzu glebowym. Obszary te w większości znajdują się w centralnej, najbardziej zurbanizowanej części Szczawnicy.



**Fig. 10.1. Szkic obszaru górniczego i terenu górniczego złoża wód leczniczych Szczawnica (wg I. Józefko, 1998)**

Objęcie ich ochroną jest zasadne, gdyż uniemożliwia to prowadzenie robót ziemnych mogących spowodować, po przebiciu izolującej czwartorzędowej warstwy gliniastej, częściowe odgazowanie złoża, zmiany dróg krążenia ga-

zu i w efekcie zmniejszenie się ilości CO<sub>2</sub> w eksploatawanej wodzie. Ochroną objęto obszary występowania wód leczniczych w rejonach aktywnej wymiany stwierdzone podczas badań terenowych, jak również rejon przypusz-

czalnego ich występowania. Jakikolwiek zanieczyszczenie wód na tych obszarach przeniesie się na wody eksploatowane przez uzdrowisko.

Eksploatacja wód leczniczych w Szczawnicy, z uwagi na małą mineralizację oraz niewielkie wydajności ujęć, nie stanowi zagrożenia dla środowiska naturalnego, w przeciwieństwie do wielu innych uzdrowisk, w których eksploatuje się wody ze znaczną wydajnością i o dużej

mineralizacji. Przykładem może być Konstancin, w którym zużyte solanki są odprowadzane do rzeki Jeziorki, czy Ciechocinek, gdzie duże ilości solanek są zrzucane do Wisły. Zanieczyszczenie gruntu, a zarazem wód zwykłych, może nastąpić w sytuacji nadzwyczajnej, awaryjnej, np. w przypadku uszkodzenia zbiornika solanki, rurociągu przesyłowego czy głowicy eksploatacyjnej ujęcia (przy eksploatacji samoczynnej).

## 10.8. Zalecenia w zakresie gospodarowania, monitoringu i ochrony wód leczniczych

W przypadku złóż wrażliwych na zanieczyszczenia w strukturach otwartych i półotwartych, dla których wyznaczana jest strefa ochrony zasobów (zasilania) na podstawie obliczonego obszaru spływu do ujęcia, użytkownik wód leczniczych powinien stworzyć system monitoringu wód. Jest to system osłony ujęcia (B. Kazimierski, A. Sadurski, 1999).

Za gospodarkę złożową jest odpowiedzialny uzdrowski zakład górniczy. Najważniejszą zasadą jest eksploatacja ujęcia z wydajnością nieprzekraczającą zatwierdzonych zasobów oraz przy zachowaniu sposobu użytkowania terenu górniczego, który zabezpiecza strefę zasilania przed infiltracją lub migracją zanieczyszczeń z powierzchni. Eksploatacja powinna być prowadzona zarazem w ten sposób, aby zwierciadło dynamiczne wody w ujęciach wierconych nie obniżało się poniżej poziomu określonego w decyzji zatwierdzającej zasoby.

W ostatnich latach coraz powszechniejsze staje się zatłaczanie zużytej wody leczniczej z powrotem do górotworu, najczęściej do tego samego poziomu, z którego woda jest eksploatowana. Na ogół wykonuje się to przy głębokim zaleganiu poziomu wodonośnego i przy jego pełnej izolacji. Do obowiązków zakładu górniczego należy m.in. kontrolowanie stanu czystości zatłaczanej wody (zwłaszcza pod względem bakteriologicznym) w celu uniknięcia zanieczyszczenia złoża. Uzdrowski zakład górniczy jest zobowiązany do prowadzenia monitoringu, którego celem jest uchwycenie wszelkich nie-

pożądanych objawów eksploatacyjnych, jak również zaobserwowanie długoletnich tendencji zmian.

W nowych i nowelizowanych ustawach, np. O ochronie przyrody z dnia 16 kwietnia 2004 r. (Dz.U. Nr 62, poz. 627, z późniejszymi zmianami), Prawo geologiczne i górnicze oraz w przepisach wykonawczych do ustaw przewidziano obowiązek organizacji systemów monitoringu wód podziemnych dla podejmowanych przedsięwzięć (vide B. Kazimierski, tom I, rozdz. 14).

Do monitoringu operacyjnego – osłonowego należą również systemy obserwacyjne w sąsiedztwie ujęć wód leczniczych w uzdrowiskach. Powinny one spełniać nie tylko funkcje kontrolne terenu górniczego w zakresie umożliwiającym ocenę oddziaływania własnych ujęć na środowisko, lecz również funkcję systemu ostrzegania o zbliżającym się do eksploatowanych ujęć zagrożeniu, na przykład przed frontem wód zanieczyszczonych lub wód o zmienionym chemizmie. Ponadto wyniki monitoringu informują o bieżących zmianach zasobów wód w obszarze górniczym. Monitoring powinien być prowadzony zgodnie z programem badań stacjonarnych, zatwierdzonym przez urząd sprawujący nadzór nad jednostką prowadzącą eksploatację wód leczniczych. Badania obejmują pomiary i oznaczenia hydrodynamiczne i fizykochemiczne prowadzone bezpośrednio w ujęciach, jak również pomiary hydrologiczno-meteorologiczne.

W przypadku zasobów wód podziemnych punktami dostarczającymi informacje dotyczące jakości wód do-

plywających do ujęcia są piezometry (otwory obserwacyjne), z których pobierane są w stałych przedziałach czasowych próbki wody do analiz chemicznych i bakteriologicznych, lub automatyczne mierniki o ciągłym działaniu. Zakres wskazań automatycznych mierników jakości wody jest jednak ograniczony do kilku wybranych wskaźników.

W zależności od rodzaju ośrodka wodonośnego (porowy, szczelinowy lub szczelinowo-krasowy) stosuje się różną częstotliwość poboru próbek wody do oznaczeń składu chemicznego i cech fizycznych, a także różną częstotliwość pomiaru stanów wody w studniach obserwacyjnych, źródłach lub piezometrach. Ośrodki szczelinowe i szczelinowo-porowe charakteryzują się mniejszą inercją i częstotliwość pomiarów musi być znacznie większa, niż w przypadku ujęć eksploatujących ośrodki porowe. Praktycznie dla każdego złoża wód leczniczych

częstotliwość pomiarów oraz liczba i rozmieszczenie sieci obserwacyjnej powinny być projektowane oddzielnie, z uwzględnieniem specyficznych cech ośrodka skalnego i systemów krążenia wód podziemnych (ogólne zasady podano w tabeli 10.1). Przedstawiony zakres badań stacjonarnych jest zalecany i możliwy do zrealizowania w uzdrowiskach i miejscowościach dysponujących służbą geologiczną (hydrogeologiczną).

Zakres badań powinien być dostosowany do typu i warunków występowania wód leczniczych, a także możliwości technicznych. Ogólne wymagania dotyczące badań stacjonarnych są podane w normie PN-Z-11002 z 1997 r.

Warunki hydrogeologiczne ujęć mogą ulegać zmianie pod wpływem czynników, na które organ zawiadujący wodami leczniczymi nie ma wpływu. W skrajnych przypadkach czynniki te mogą doprowadzić do całkowitego zniszczenia złoża wód leczniczych. Przykładem może

Tabela 10.1

## Częstotliwość pomiarów i oznaczeń stacjonarnych

Pomiar/oznaczenie	Struktura hydrogeologiczna			
	otwarta	półotwarta	półzakryta	zakryta
Wydajność ujęcia	codziennie	codziennie	codziennie	codziennie
Zwierciadło statyczne*	codziennie	co miesiąc	co kwartał	co kwartał
Zwierciadło dynamiczne	codziennie	codziennie	codziennie	codziennie
Wydajność źródła	codziennie	codziennie	codziennie	co kwartał
Jony wskaźnikowe, np. Cr, HCO**	codziennie	codziennie	codziennie	codziennie
Analiza kontrolna wody	co kwartał	co 6 miesięcy	co 6 miesięcy	co rok
Analiza pełna wody	co 3 lata	co 5 lat	co 5 lat	co 10 lat
Zawartość gazu w wodzie**	codziennie	codziennie	co tydzień	co tydzień
Zwierciadło wody w piezometrach	codziennie	codziennie	co tydzień	co tydzień
Temperatura wody**	codziennie	codziennie	codziennie	codziennie
Temperatura otoczenia	codziennie	codziennie	codziennie	codziennie
Opady atmosferyczne	codziennie	codziennie	codziennie	codziennie
Odczyt wodowskazu***	codziennie	codziennie	codziennie	–
Wiatry (kierunek i prędość)****	codziennie	codziennie	–	–

\* w przypadku wypływu samoczynnego pomiar ciśnienia złożowego (nie dotyczy źródeł),

\*\* tylko w okresach eksploatacji ujęcia,

\*\*\* jeśli istnieje konieczność,

\*\*\*\* tylko w miejscowościach nadmorskich.

być Opolno-Zdrój, uzdrowisko wykorzystujące źródła wód wiotriolowych (jedyne w Polsce) i wysokowartościową borowinę, zniszczone przez kopalnię węgla brunatnego Turów, a także Jastrzębie-Zdrój eksploatujące solankę jodobromową, silnie radoczynną, która zaniknęła w wyniku odwodnienia terenu przez pobliskie kopalnie węgla kamiennego.

Na stan ujęć mogą wywierać wpływ prowadzone nawet w znacznej odległości roboty budowlane. Przykładowo, w Rymanowie-Zdroju przebudowano most drogowy na potoku Tabor w odległości około 300 m od źródeł: Ty-

tus, Klaudia i Celestyna. Filar mostu usytuowany skośnie do nurtu potoku spowodował podniesienie się poziomu zwykłych wód gruntowych i w efekcie obniżenie mineralizacji wody ze źródeł. Przywrócenie stanu pierwotnego wymagało skomplikowanych prac inżynierskich.

W rejonach występowania wód zgazowanych, szczególnie szczaw, należy zwracać uwagę na wszelkiego rodzaju roboty ziemne mogące powodować odgazowanie złoża. Wielce dyskusyjny wydaje się projekt ogrzewania Krynicy wodami termalnymi ujętymi otworami zlokalizowanymi w uzdrowisku.

## 10.9. Działania inżynierskie dotyczące ochrony zasobów

Zabezpieczeniem niegłębokich ujęć wód leczniczych i mineralnych może być budowa bariery ochronnej studzien, które służą do zbierania zanieczyszczonych wód podziemnych z warstw wodonośnych. Może ona zawierać studnie chłonne, które poprzez zmianę rozkładu ciśnień w ośrodku wodonośnym mogą powstrzymywać migrację zanieczyszczeń do ujęć. W praktyce inżynierskiej rzadko stosowane są studnie chłonne z uwagi na konieczną nadwyżkę wody potrzebną do zatłaczania oraz wstępne przygotowanie wód (odgazowanie i pozbawienie zawiesin). Czas pracy studzien drenażowych lub chłonnych w barierze jest zazwyczaj krótki, wskutek postępującej kolmatacji filtrów i konieczności ich czyszczenia lub wymiany. Bariery ochronne są rozwiązaniami kosztownymi i nie są za-

zwyczaj stosowane do ochrony ujęć wód leczniczych. Sporadycznie również, z uwagi na wysokie koszty budowy, stosowane są ekrany szczelne lub ścianki szczelne. Konstrukcje te mogą być budowane z brusów Larsena lub wykonywane w postaci przepony ilowej zabezpieczającej ujęcie przed zanieczyszczonymi wodami.

Najbardziej uzasadnionym rozwiązaniem technicznym w przypadku ochrony ujęcia wód leczniczych przed potencjalnym zagrożeniem może być ograniczenie wydajności studzien lub czasowe, nawet kilkuletnie, wyłączenie ujęcia. Naturalne samooczyszczenie ośrodka skalnego, rozcieńczenie lub wymycie substancji zanieczyszczających z warstwy wodonośnej jest rozwiązaniem najtańszym i często najbardziej skutecznym.

## Literatura

- ADAMOWICZ A. F., 1851 – O wodach mineralnych w gub. Kowieńskiej. *Pam. Tow. Lek. Warsz. Ser. W*, **2**: 75–84.
- AELURIUS M. G., 1625 – Glaciographie oder Glazische Chronica. Lipsk.
- AGOPSOWICZ T., PAZDRO Z., 1964 – Zasolenie wód kredowych na Niżu Polskim. *Zesz. Nauk. PGd, Bud. Wod.*, **49**: 99–101.
- ALEXANDROWICZ S. W., KLECZKOWSKI A. S., 1970 – Le profil stratigraphique et les eaux minérale du forage de Kędzierzyn. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Géol. Géogr.*, **18**, **4**: 199–207.
- AREŃ B., 1965 – Wyniki wiercenia Warszawa IG-1. *Prz. Geol.*, **13**, **9**: 369–373.
- BARBACKI A. P., 2004a – Zbiorniki paleozoiczne obszaru krakowsko-kieleckiego – możliwości wykorzystania energii geotermalnej. *Prz. Geol.*, **52**, **3**: 243–252.
- BARBACKI A. P., 2004b – Zbiorniki wód geotermalnych niecki miechowskiej i środkowej części zapadliska przedkarpackiego. *Stud., Rozpr., Monogr.*, **125**. IGSMiE, PAN. Kraków.
- BARBACKI A., BUJAKOWSKI W., CHOWANIEC J., DŁUGOSZ P., DROZDOWSKI B., GRACZYK S., KĘPIŃSKA B., NAGEL J., NAGY S., NEY R., WARTAK W., WIECZOREK J., WITCZAK S., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód termalnych z utworów eocenu i triasu ujętych otworami Bańska PGP-1 i Biały Dunajec PGP-2. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- BARBACKI A., BUJAKOWSKI W., PAJAŁ L., 2006 – Atlas zbiorników geotermalnych Małopolski. Kraków.
- BAKOWSKI T., 2001 – Decyzja o warunkach zabudów i zagospodarowania terenu. Wyd. Prawnicze. Warszawa.
- BERG G., 1926 – Blatt Flinsberg Strickerheuser 1:25 000. Berlin.
- BIRKENMAJER K., 1986 – Zarys ewolucji geologicznej pieniańskiego pasa skałkowego. *Prz. Geol.*, **34**, **6**: 293–304.
- BIRKENMAJER K., PECSKAY Z., GRABOWSKI J., LORENC M. W., ZAGOŹDŻON P. P., 2002 – Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland, II. K–Ar and palaeomagnetic data from Neogene basanites near Łądek Zdrój, Sudetes Mts. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **72**, **2**: 119–129.
- BOJARSKA J., BOJARSKIL., 1968 – Jurajskie solanki termalne Polski północnej i zachodniej. *Kwart. Geol.*, **12**, **3**: 578–588.
- BOJARSKI L., 1978 – Solanki paleozoiku i mezozoiku w synekliizie perybałtyckiej. *Pr. Inst. Geol.*, **88**.
- BOJARSKI L. red., 1996 – Atlas hydrochemiczny i hydrodynamiczny paleozoiku i mezozoiku oraz ascenzyjnego zasolenia wód podziemnych na Niżu Polskim, 1:1 000 0000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- BOJARSKI L., PAZDRO J., SOBOL K., 1977 – Anomalne ciśnienia złożowe na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **25**, **6**: 312–316.
- BOJARSKI L., SADURSKI A., 2000 – Wody podziemne głębokich systemów krążenia na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, **48**, **7**: 587–595.
- BOJARSKI L., SOKOŁOWSKI A., 1994 – Zagrożenie ascenzyjnym zasoleniem wód zwykłych w utworach kredy dolnej niecki łódzkiej. *Prz. Geol.*, **42**, **6**: 469–464.
- BRUSZEWSKA B., 2000 – Warunki geotermiczne Dolnego Śląska. *Prz. Geol.*, **48**, **7**: 639–643.
- BUBNOFF S. v., 1924 – Die Tektonik am Nordostrande des Niederschlesischen Kohlenbeckens und ihr Zusammenhang mit den Kohlensäureausbrüchen in den Flötzen. *Z. Berg-, Hütt.- u. Salinenw.*, **72**: 106–138.
- BUBNOFF S. v., 1926 – Der geologische Bau und die Kohlensäureausbrüche der Rubengrube bei Neurode (Niederschlesien). *Z. Berg-, Hütt.- u. Salinenw.*, **74**: 75–95.
- BUJAKOWSKI W., 2000 – The first in Poland reconstruction of deep well Mszczonów IG 1 to heating targets. World Geothermal Congress, Japan. Abstracts, **196**.
- BUJAKOWSKI W. red., 2003 – Termiczna charakterystyka górotworu w rejonie wydawców solnych. IGSMiE, PAN. Kraków.
- BUŁA Z., ŻABA J., 2005 – Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W: Geologia i zagadnienia ochrony środowiska w regionie górnośląskim*. Przew. 76 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 14–43.
- BURZYŃSKI K., KOZERSKI B., SADURSKI A., 1999 – Procesy ingresji i ascenzyji wód na polskim wybrzeżu bałtyckim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **388**: 35–48.
- CARLÉ W., 1975 – Die Mineral- und Thermalwässer von Mitteleuropa. Geologie, Chemismus, Genese. Stuttgart.
- CHOWANIEC J., 1989 – Hydrogeologiczne warunki zasilania i przepływu wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych Podhala między Zakopanem a Białym Dunajcem. CAG Państw. Inst. Geol. Kraków.
- CHOWANIEC J., 1998–1999 – Wody podziemne polskich Karpat fliszowych. *Folia Geogr. Ser. Geogr.-Phys.*, **29–30**: 113–133.
- CHOWANIEC J., 1999 – Nowe ujęcie wód mineralnych w południowej części Krakowa. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* (red. S. Krajewski, A. Sadurski). **9**: 389–393. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- CHOWANIEC J., 2003 – Wody podziemne niecki podhalańskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **11**, **1**: 45–53. PGdań. Gdańsk.
- CHOWANIEC J., 2004 – Wody podziemne wschodniej części Karpat i zapadliska przedkarpackiego oraz ich ochrona. Przew. 75 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 79–91.

- CHOWANIEC J., DŁUGOSZ P., DROZDOWSKI B., NAGY S., POPRAWA D., WITCZAK S., WITEK K., 1997a – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód termalnych niecki podhalańskiej. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- CHOWANIEC J., MAŁECKA D., POPRAWA D., 1997b – Wycieczka B-1. Przew. 68 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 141–164.
- CIĘŻKOWSKI W., 1983 – Jednostka hydrogeologiczna szczaw Gór Izerskich. *Kwart. Geol.*, **27**, 3: 595–604.
- CIĘŻKOWSKI W., 2003 – Szczawy i wody radonowe bloku karkonosko-izerskiego. W: Sudety zachodnie od wendu do czwartorzędu (red. W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz): 225–236. WIND. Wrocław.
- CIĘŻKOWSKI W., GROENING 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. *Jour. Hydrol.*, **140**: 89–117.
- CIĘŻKOWSKI W., JACKOWICZ-KORCZYŃSKI J., KIEŁCZAWA B., 2004 – Sporządzanie projektów zagospodarowania złoża dla wód leczniczych. Min. Środow. Oficyna Wyd. Sudety. Wrocław.
- CIĘŻKOWSKI W., JÓZEFKO I., SCHMALZ A., WITCZAK S., 1999 – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne wód leczniczych i dwutlenku węgla (jako kopaliny towarzyszącej) ze złoża w uzdrowisku Krynica oraz ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych (zwykłych oraz leczniczych) i o właściwościach leczniczych) w zlewni Krynicy. Arch. UZG. Krynica.
- CIĘŻKOWSKI W., PORWISZ B., ZUBER A., 2003 – Geneza i wiek wód siarczkowych Horyńca Zdroju i Latoszyna. W: Współczesne problemy hydrogeologii (red. B. Kozerski, B. Jaworska-Szulc), **11**, 2: 95–102. PGdań. Gdańsk.
- CIĘŻKOWSKI W., SZARSZEWSKA Z., 1978 – O zjawisku mieszania się wód leczniczych z wodami ich otoczenia na przykładzie uzdrowisk sudeckich. *Probl. Uzdr.*, **6**: 167–173.
- CIĘŻKOWSKI W., SZTUK T., 1985 – Wody termalne kopalni Turów. W: Stan rozpoznania i perspektywy wykorzystania wód termalnych. Mater. Symp. Kraków 24–25 października 1985: 10–17.
- CIĘŻKOWSKI W. i in., 1993 – Butelkowane wody mineralne Polski. Izba Gospodarcza „Uzdrowiska Polskie”, Hydrogeo Ltd. Wrocław.
- CIĘŻKOWSKI W. i in. red., 2002 – Występowanie, dokumentowanie i eksploatacja endogenicznego dwutlenku węgla w Polsce. Poradnik metodyczny. Wroc. Tow. Nauk. Wrocław.
- CISEK J., RAJCHEL L., 2002 – Wody mineralne Tylicza. *Źródło*, **5**, 2: 46–49. Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”. Warszawa.
- CISEK J., WOJEWODA Z., 2002 – Rola wód mineralnych w ekorozwoju regionu krynicko-popradzkiego. *Źródło*, **5**, 2: 7–23. Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”. Warszawa.
- CYMERMAN Z., 2004 – Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic block, 1:200 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- CZABAJ W., KLICH J., 2005 – Badanie związku eksploatacji i likwidacji wałbrzyskich kopalń węgla kamiennego z mineralizacją wód leczniczych Szczawna Zdroju. *Prz. Geol.*, **53**, 3: 230–236.
- CZERSKI M., WOJTKOWIAK A., 1992 – Szczawy termalne w Grabinie. W: Problemy hydrogeologii południowo-zachodniej Polski: 21–28. Wyd. Sudety. Wrocław.
- DADAK Z., 1973 – Ciepłe wody podziemne w utworach kredowych okolic Łodzi. *Kwart. Geol.*, **17**, 1: 84–91.
- DADLEZ R., 1972 – Kamień Pomorski IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, z. 1.
- DADLEZ R. red., 1998 – Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niżu Polskim, 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DATHE E., 1892 – Geologische Beschreibung der Umgebung von Salzbrunn. *Abh. Preuss. Landesanst. N. F.*, **13**.
- DATHE E., 1905 – Über die Entdeckung des Centnerbrunnens bei Neurode als Mineralquelle durch Prof. Dr Frech in Breslau. Zur Frage des Centnerbrunnens bei Neurode. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **57**: 195–199, 556.
- DEECKE W., 1898 – Die Solquellen Pommerns. *Mitt. Naturwiss. Ver. Neuvorpomm. Jg.*, **30**: 43–119.
- DEMBOWSKA J. red., 1975 – Wolin IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, z. 32.
- DEMBOWSKA J., MAREK S. red., 1988 – Mszczonów IG 1, Mszczonów IG 2, Nadarzyn IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, z. 65.
- DEMBOWSKA J., MAREK S. red., 1990 – Koło IG 3, Koło IG 4, Poddębice IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, z. 69.
- DENSO G., 1748 – Zweite Anzeige von Pommerschen geographischen Seltenheiten. Szczecin.
- DEUTSCHES BÄDERBUCH, 1907 – Berlin.
- DŁUGOSZ P., NAGY S., 1995 – Determination of hydrodynamic parameters of Podhale geothermal reservoir. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **43**, 4: 225–242.
- D’OBYRN K., GRABCZAK J., ZUBER A., 1997 – Mapy składów izotopowych infiltracji holocenińskiej na obszarze Polski. W: Współczesne problemy hydrogeologii, **8**: 331–333. Wyd. WIND. Poznań.
- DOMINIKIEWICZ M., 1951 – Wody mineralne Polski. PZWL. Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., 1965 – Solanki Pomorza Zachodniego. *Szczecin. Tow. Nauk., Wyd. Nauk. Mat. Techn.*, **4**, 2. Szczecin.
- DOWGIAŁŁO J., 1969a – Występowanie wód leczniczych w Polsce. W: Geologia surowców balneologicznych (red. J. Dowgiałło, A. Karski, L. Potocki): 143–211. Wyd. Geol. Warszawa.

- DOWGIAŁŁO J., 1969b – Niektóre problemy genezy wód zmineralizowanych w utworach mezozoicznych Kujaw. Przew. 41 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 143–151.
- DOWGIAŁŁO J., 1971 – Studium genezy wód zmineralizowanych w utworach mezozoicznych Polski północnej. *Biul. Geol. Wyzd. Geol. UW*, **13**: 133–224.
- DOWGIAŁŁO J., 1972 – Występowanie i perspektywy dalszego wykorzystania wód termalnych w Polsce. *Balneol. Pol.*, **17**: 193–199.
- DOWGIAŁŁO J., 1973 – Wyniki badań składu izotopowego w wodach podziemnych Polski południowej. *Biul. Inst. Geol.*, **227**: 319–334.
- DOWGIAŁŁO J. red., 1974 – Mapa wód mineralnych Polski, 1:500 000. PAN. Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., 1976 – Wody termalne Sudetów. *Acta Geol. Pol.*, **26**, 4: 617–640.
- DOWGIAŁŁO J., 1978 – Pochodzenie dwutlenku węgla w szczawach Karpat i Sudetów na obszarze Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **312**: 191–217.
- DOWGIAŁŁO J., 1980 – Poligenetyczny model karpaccich wód chlorkowych i niektóre jego konsekwencje. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*: 275–290. Wyd. Geol. Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., 1987 – A supposed geothermal anomaly in the Duszniki–Kudowa area (Polish Western Sudetes). *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **35**, 4: 323–333.
- DOWGIAŁŁO J., 1988 – Geneza wód chlorkowych Niżu Polskiego. IV Ogólnopol. Symp. Aktualne problemy hydrogeologii, cz. 2: 1–10. Gdańsk.
- DOWGIAŁŁO J., 1994 – The hydrogeothermal potential of Poland. *W: Hydrogeothermics* (red. J. Risler, Simmers), **15**. IAH, International Contributions to Hydrogeology.
- DOWGIAŁŁO J., 1999 – Wody mineralne, lecznicze i termalne – propozycja rewizji terminologii i uproszczenia klasyfikacji. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **388**: 49–59.
- DOWGIAŁŁO J., 2000 – Thermal water prospecting results at Jelenia Góra–Cieplice (Sudetes, Poland) versus geothermometric forecasts. *Environ. Geol.*, **35**, 5: 433–436.
- DOWGIAŁŁO J., 2001 – Sudecki region geotermiczny (SRG) – określenie, podział, perspektywy poszukiwawcze. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **10**, 1: 301–308. Wrocław.
- DOWGIAŁŁO J., 2002a – The Sudetic geothermal region of Poland. *Geothermics*, **31**: 343–359.
- DOWGIAŁŁO J., 2002b – Uwagi o aktualnych przepisach prawnych dotyczących wód leczniczych (artykuł dyskusyjny). *Prz. Geol.*, **46**, 7: 592–593.
- DOWGIAŁŁO J., FISTEK J., 1995 – The Jelenia Góra geothermal system. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **43**, 4: 243–252.
- DOWGIAŁŁO J., FISTEK J., 2003 – New findings in the Wałbrzych–Kłodzko geothermal subregion (Sudetes, Poland). *Geothermics*, **32**: 689–699.
- DOWGIAŁŁO J., FISTEK J., MIERZEJEWSKI M., 1989 – Pochodzenie i krążenie wód termalnych w Kotlinie Jeleniogórskiej w świetle nowych badań strukturalnych i hydrogeochemicznych. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr.*, **58**, Konferencje, 29: 351–359.
- DOWGIAŁŁO J., KARSKI A., POTOCKI L., 1969 – Geologia surowców balneologicznych. Wyd. Geol. Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., MARSZAŁEK H., POPRAWSKI L., SKRZYPCZYK L., STAŃCZYK A., 1998 – Zasady klasyfikacji hydrochemicznej wód podziemnych (ekspertyza prawna i hydrogeologiczna) (red. L. Poprawski) (niepublikowane). Arch. MOŚZNIŁ. Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., NOWICKI Z., 1999 – Ocena „wieku” wód podziemnych na podstawie wybranych metod izotopowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **388**: 61–78.
- DOWGIAŁŁO J., PACZYŃSKI B., 2002 – Podział regionalny wód leczniczych Polski. *W: Ocena zasobów dyspozycyjnych wód potencjalnie leczniczych*. Poradnik metodyczny (red. B. Paczyński): 16–24. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., PAZDRO Z., SŁAWIŃSKI A., 1963 – The Bore-hole „Ciechocinek-18” a new source of thermal water. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Géol. Géogr.*, **16**, 2: 103–109.
- DOWGIAŁŁO J., SŁAWIŃSKI A., 1978 – Remarks on the origin of saline groundwaters at Rabka (West Carpathians). Intern. Symp. Hydrogeochemistry of Mineralized Waters, Cieplice Spa, Poland, 31-st May – 3-rd June 1978. Symposium papers: 141–149.
- DRAGUNOWICZ T., 2005 – Zanikające rozlewnie w uzdrowiskach Kotliny Jeleniogórskiej. *Źródło*, **14**, 1: 21–23. Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”. Warszawa.
- DULSKI K., PIECUCH A., 1994 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych dla celów leczniczych w Wysowej. BP „Balneoprojekt”. Warszawa.
- DUMICZ M., 1964 – Budowa krystaliniku Gór Bystrzyckich. *Geol. Sudetica*, **1**: 169–204.
- DYNOWSKA I., MACIEJEWSKI M. red., 1991 – Dorzecze górnej Wisły, **1**. PWN. Warszawa, Kraków.
- DYREKTYWA Rady 80/777/EEC z dnia 15 lipca 1980 r. dotycząca przybliżenia przepisów państw członkowskich Unii Europejskiej w zakresie wydobycia i wprowadzania do obrotu naturalnych wód mineralnych.
- ERASMUS-ROGÓŻ D., 2005 – Kropla wewnętrznej siły z Beskidu Sądeckiego. Wywiad z Dorotą Erasmus-Rogóż, Dyr. Generalnym ds. Wody w Multivicie. *Źródło*, **15**, 2: 12–13.
- FISTEK J., 1966 – Dokumentacja hydrogeologiczna wód leczniczych Polanicy Zdroju. PP „Obsługa Techniczna Uzdrawisk”. Warszawa.
- FISTEK J., 1967 – Wody mineralne Świeradowa Zdroju. Przew. 40 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 76–77.
- FISTEK J., 1970 – Aneks do Dokumentacji hydrogeologicznej wód leczniczych Polanicy Zdroju. PP „Obsługa Techniczna Uzdrawisk”. Warszawa.



- FISTEK J., 1971 – Kilka uwag o występowaniu i genezie szczaw Kotliny Kłodzkiej. *Prz. Geol.*, **19**, 4: 191–193.
- FISTEK J., 1973 – Dokumentacja hydrogeologiczna wód leczniczych Czerniawy Zdroju. PP „Obsługa Techniczna Uzdrowisk”. Warszawa.
- FISTEK J., 1974 – Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia szczawy w Szczawinie z utworów prekambryjskich. BP „Balneoprojekt”. Warszawa.
- FISTEK J., 1975a – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych ujętych odwiertem nr 6 „Pieniawa Józefa” w Polanicy Zdroju. BP „Balneoprojekt”. Warszawa.
- FISTEK J., 1975b – Stare Rochowice koło Bolkowa – Wody lecznicze. *Przew. 47 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 285–288; Stary Wielisław Dolny. Nowe dane o warunkach występowania szczaw. *Przew. jw.*: 260–261; Wody lecznicze Polanicy Zdroju. *Przew. jw.*: 276–278; Wody lecznicze Dusznik Zdroju. *Przew. jw.*: 274–276.
- FISTEK J., 1977 – Szczawy Kotliny Kłodzkiej i Gór Bystrzyckich. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **22**: 61–115.
- FISTEK J., 1983a – Aktualny stan rozpoznania wód leczniczych Sudetów. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*: 371–381. Wrocław.
- FISTEK J., 1983b – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych ujętych odwiertem nr 4 w Starym Wielisławiu. BP „Balneoprojekt”. Warszawa.
- FISTEK J., 1987 – Jedlina Zdrój. Wody zmineralizowane typu szczaw. Możliwość wznowienia działalności wodolecznicznej w Jedlinie Zdroju. *Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 236–237.
- FISTEK J., 1989 – Rola uskoku Pstrążna–Gorzanów w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych SW obrzeżenia synklinorium śródsudeckiego. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr.*, **58**, *Konferencje*, **29**: 361–368.
- FISTEK J., 1995 – Warunki hydrogeologiczne wód leczniczych Przerzeczyna Zdroju. *Przew. 66 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Roczn. Pol. Tow. Geol.*, wyd. spec.: 226–271.
- FISTEK J., DOWGIAŁŁO J., 2003 – Wody termalne Cieplic Śląskich w świetle badań geologiczno-poszukiwawczych wykonanych w latach 1969–73 i 1997–98. *W: Sudety zachodnie od wendu do czwartorzędu* (red. W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz): 207–224. Wyd. WIND. Wrocław.
- FISTEK J., DOWGIAŁŁO J., BOROWIEC A., 1987a – Kudowa Zdrój. Wody lecznicze na tle struktury synkliny Kudowy. Nowy punkt występowania wody termalnej w Sudetach. *Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 251–254.
- FISTEK J., FISTEK A., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód leczniczych (szczaw) z utworów trzeciorzędowych płaszczowiny magurskiej ujętych otworami P-7, P-8, P-9 i P-11 w Piwnicznej Zdroju. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- FISTEK J., FISTEK A., 2002 – Geotermia Dolnego Śląska – zasoby, wykorzystanie, koszty inwestycyjne. *W: Wykorzysta-*
- nie odnawialnych źródeł energii na przykładzie Dolnego Śląska: 41–49. PKE. Wrocław.
- FISTEK J., FISTEK A., RIPPEL J., 1996 – Problematyka poszukiwań nowych wystąpień wód termalnych na obszarze województwa wałbrzyskiego. *Górn. Odkr.*, **6**: 85–102.
- FISTEK J., GIERWIELANIEC J., 1982 – Problematyka hydrogeologiczna zapadliska Kudowy. *W: Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej, Łądek Zdrój*: 240–262. UWroc. Wrocław.
- FISTEK J., KOWALSKI S., MROCZKOWSKA B., SZAFRANEK M., 1987b – Niektóre wyniki badań hydrogeologicznych rowu górnej Nysy Kłodzkiej. *Przew. 58 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 261–265.
- FISTEK J., SZARSZEWSKA Z., 1975 – Nowe ujęcie wody termalnej w Łądku Zdroju. *Przew. 47 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 259–262.
- FISTEK J., TĘSIOROWSKA H., 1973 – Problemy genezy wód termalnych Cieplic Śląskich Zdroju. *Biul. Inst. Geol.*, **264**: 129–140.
- FISTEK J., TĘSIOROWSKA H., 1975 – Szczawno Zdrój – wody lecznicze. *Przew. 47 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 295–297.
- FRANKO O., GAZDA S., MICHALICEK M., 1975 – Tworba a klasyfikacja mineralnych wód zapadnych Karpat. *Geol. Ustav Dioniza Stura*. Bratislava.
- FRECH F., 1912 – Schlesiens Heilquellen in ihrer Beziehung zum Bau der Gebirge. *Z. Balneol.*, **4**.
- GAJEWSKA I., RACZYŃSKA A. red., 1982 – Środa IG 2, Środa IG 3. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, z. 55.
- GALEWSKI K., GŁĄZEK J., 1973 – An unusual occurrence of the Ditiscidae (Coleoptera) in the siliceous flowstone of the Upper Miocene cave at Przeworno, Lower Silesia, Poland. *Acta Geol. Pol.*, **23**, 4: 445–461.
- GARECKA M., 2005 – Calcareous nannoplankton from the Podhale Flysch (Oligocene-Miocene, Inner Carpathians, Poland). Geothermal Congress, Antalya, Turkey. *Studia Geol. Pol.*, **124**: 353–369.
- GASZTOŁD T., KROCZYŃSKI H., RYBICKI H., 1979 – Kołobrzeg. Zarys dziejów. Poznań.
- GIERWIELANIEC J., 1968 – Łądek Zdrój i jego wody mineralne. *Kwart. Geol.*, **12**, 3: 680–692.
- GŁOWIAK B., ZIÓŁKOWSKI J., 1965 – Radioaktywność wód Świeradowa Zdroju. *Gaz, Woda, Techn. Sanit.*, **5**: 166–169.
- GOŁĄB J., 1959 – Zarys stosunków geologicznych zachodniego Podhala. *Biul. Inst. Geol.*, **149**: 225–239.
- GÓRECKI W. red., 1990 – Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. Zbiorniki: dolnojurajski i dolnokredowy. Inst. Sur. Energ., AGH. Kraków.
- GÓRECKI W. red., 1995 – Atlas zasobów energii geotermalnej na Niżu Polskim. Tow. Geosynoptyków. Kraków.
- GÓRECKI W. red., 2006a – Atlas zasobów geotermalnych na Niżu Polskim. AGH. Kraków.

- GÓRECKI W. red., 2006b – Atlas zasobów geotermalnych formacji paleozoicznej na Niżu Polskim. Kraków.
- GÓRSKI J., 1989 – Główne problemy chemizmu wód podziemnych utworów kenozoiku środkowej Wielkopolski. *Zesz. Nauk. AGH*, **45**.
- GREUPNER D., 1775 – De fontibus Silesiacis alcalinis medicatis. Frankfurt ad Viad.
- GROCHOLSKI W., 1961 – Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia bloku gnejsów sowiogórskich. *Studia Geol. Pol.*, **8**.
- GRODECKI R., wyd. 1949 – Księga Henrykowska. Wyd. R. Grodecki. Poznań–Wrocław.
- GRÜNHAGEN C., 1857 – Regesten zur Schlesischen Geschichte. Teil 2. Herausgegeben von C. Grünhagen. Gotha, Breslau.
- GRZEGORCZYK K., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych z utworów górnej kredy w Gorzanowie. Otwór nr 7M. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- HARRASOWITZ H., 1936 – Die Calcium Sauerlinge von Bad Altheide. Giessen.
- HORDEJUK T., PŁOCHNIEWSKI Z., 1986 – Warunki występowania i zasoby szcaw termalnych w Grabinie k. Niemodlina. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWR*, **49**, Konferencje, **21**: 75–79.
- INFORMACJA o rozlewni, 2001 – Przedsiębiorstwo Wielobranżowe „Mineral Complex” Sp. z o.o. *Źródło*, **2**: 60. Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”. Warszawa.
- JAROCKA A. red., 1976 – Analizy fizyczno-chemiczne wód leczniczych, wód stołowych, borowin wykonane w 1975 roku. *Probl. Uzdr.*, **9/12**.
- JARZĄBEK-GAŁĄZKOWA H., WROTNOWSKA B., 1967 – Strefowość hydrochemiczna wschodniej części Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **15**, 12: 563–567.
- JÓZEFKO I., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych i eksploatacyjnych wód podziemnych (zwykłych i leczniczych) na obszarze m. Szczawnicy i gminy Krościenko n. Dunajcem. Przed. Geol. S.A. Kraków.
- JÓZEFKO I., 2001 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wody leczniczej z utworów trzeciorzędowych (fliszowych) ujętych otworami K-1 i M-2 w Miliku. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JÓZEFKO I., BIELEC B., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna ujęcia wody podziemnej o właściwościach leczniczych z utworów kredy-trzeciorzędu w Szczawie dla potrzeb rozlewni „EURO-CODE” s.c. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JÓZEFKO I., OPERACZ T., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód o właściwościach leczniczych ujętych otworem L-4 Leluchów. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JÓZEFKO I., OPERACZ T., 2001 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód leczniczych ujętych otworami „Stanisław” i „Józef” w miejscowości Muszyna. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JÓZEFKO I., OPERACZ T., BIELEC B., 2001 – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne wód leczniczych ujętych otworami SI 2, Z 6, Z 8, SI 3 w Szczawniku. Przeds. Badań Geologicznych „Geoprofil” Sp. z o.o. Kraków.
- KACZOR D., 2004 – Zasolenie wód podziemnych w utworach mezozoiku i kenozoiku Polski północno-zachodniej – pochodzenie i rozwój (niepublikowane). Arch. ING PAN. Warszawa.
- KACZOR D., 2006 – The salinity of groundwater in Mesozoic and Cenozoic aquifers of NW Poland – origin and evolution. *W: Hydrogeology and hydrogeochemistry* (ed. J. Dowgiałło), cz. II. *Stud. Geol. Pol.*, **126**.
- KAPUŚCIŃSKI J., 1997 – Modelowanie matematyczne w procesie dokumentowania wód termalnych dla ciepłowni w Pyrzycach (woj. szczecińskie). *Prz. Geol.*, **45**, 2:179–181.
- KAPUŚCIŃSKI J., BIERNAT H., BUJAKOWSKA K., BENTKOWSKI A., 1997a – Ujęcie wód termalnych dla ciepłowni geotermalnej w Pyrzycach (woj. szczecińskie). *Prz. Geol.*, **45**, 1: 110–114.
- KAPUŚCIŃSKI J., NAGY S., DŁUGOSZ P., BIERNAT H., BENTKOWSKI A., ZAWISZA L., MACUDA J., BUJAKOWSKA K., 1997b – Zasady i metodyka dokumentowania zasobów wód termalnych i energii geotermalnej oraz sposoby odprowadzania wód zużytych. Poradnik metodyczny. MOŚZNiL. Warszawa.
- KARSTEN C. J. B., 1847 – Die Solquellen Pommerns. *Beitr. Kunde Pommerns*, **1**: 24–27.
- KARWASIECKA M., 1980 – Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Cz. I – Mapy geotermiczne. Wyd. Geol. Warszawa.
- KARWASIECKA M., 1996 – Atlas geotermiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KARWASIECKA M., BRUSZEWSKA B., 1997 – Gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego Ziemi na obszarze Polski (niepublikowane). CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KAZIMIERSKI B., SADURSKI A., 1999 – Monitoring osłony ujęć wód podziemnych. Metody badań. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KĘPIŃSKA B., 1995 – Temperatura głównego poziomu wodonośnego pola geotermalnego Podhala. *Tech. Poszuk. Geol.*, **6**: 3–14.
- KĘPIŃSKA B., 1997 – Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. *Stud., Rozpr., Monogr.*, **48**: 111. CPPGSMiE, PAN. Kraków.
- KĘPIŃSKA B., 2001 – Warunki hydrotermalne i termiczne podhalańskiego systemu geotermalnego w rejonie otworu Biały Dunajec PAN-1. *Stud., Rozpr., Monogr.*, **93**. IGSMiE, PAN. Kraków.
- KĘPIŃSKA B., 2005 – Geothermal energy country update from Poland. Proc. Word.
- KIELCZAWA B., 2000 – Zmienność mineralizacji wód kredowych Gorzanowa. *Prz. Geol.*, **48**, 12: 1195–1199.

- KIELCZAWA B., 2001 – Wybrane zagadnienia chemizmu wód kredowego piętrowego wodonośnego rowu Górnej Nisy Kłodzkiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **10**, 1: 321–327.
- KLECZKOWSKI A. S., 1966 – The Acratopege Zone in Poland. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Géol., Géogr.*, **14**, 2: 99–105.
- KŁOSOWSKA T., MADEYSKI A., SZIWA D., 1999 – Uzdrawiska Polskie. Informator. Izba Gospodarcza „Uzdrawiska Polskie”. Wyd. V. Warszawa.
- KNETSCH G., 1938 – Zur Geologie der Glaubersalzquelle am Hedwigsbad, Wiesau bei Bolkenhain (Schlesien). *Der Balneologie*, **5**: 337–350.
- KOLAGO C., 1955 – Cieplica solankowa w Aleksandrowie Kujawskim. *Prz. Geol.*, **3**: 110–112.
- KOLAGO C., 1957 – Geologiczne regiony wód mineralnych Polski. *Prz. Geol.*, **5**, 3: 118–123.
- KONDRACKI J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN. Warszawa.
- KONIOR K., 1967 – Wody mineralne z głębokich otworów wiertniczych Śląska Cieszyńskiego. *Biul. Inst. Geol. Warszawa*.
- KORUS A., KOTARBA M., DZIENIEWICZ M., ZECHMAN H., 2002 – Ocena szybkości dopływów gazów złożowych do strefy przypowierzchniowej w niecce wałbrzyskiej. *Konf. „Zagrożenia gazowe w strefie przypowierzchniowej zagłębi węglowych związane z likwidacją kopalń: Wyniki badań i doświadczenia z niecki wałbrzyskiej”*. Radków, maj 2002.
- KOSZARSKI W., RANOWICZ B., 1982 – Sudety, Sudety Środkowe (część zachodnia) i Przedgórze Sudeckie. *Sport i Turystyka*. Warszawa.
- KOTAŃSKI Z., 1979 – Pozycja Tatr w obrębie Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.*, **27**, 7: 359–369.
- KOTARBA M., 1988 – Geochemiczne kryteria genezy gazów akumulowanych w serii węglonośnej górnego karbonu niecki wałbrzyskiej. *Zesz. Nauk. AGH*, **1199**, *Geologia*, **42**.
- KOTARBA M., 2002 – Zagrożenia gazowe w strefie przypowierzchniowej po likwidacji kopalń w zagłębiach węglowych. *Konf. „Zagrożenia gazowe w strefie przypowierzchniowej zagłębi węglowych związane z likwidacją kopalń: Wyniki badań i doświadczenia z niecki wałbrzyskiej”*. Radków, maj 2002.
- KOTAS A., 1985 – Uwagi o ewolucji strukturalnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Mat. Konf. nt.: Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego: 17–46*. Sosnowiec.
- KOTLIĆKA G. N., KOTLIĆKI S., 1975 – Występowanie fluoru w wodach triasowych Górnego Śląska. *Kwart. Geol.*, **19**, 2: 474.
- 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.
- KOZŁOWSKI J., 1998 – Statistical analysis of two important chemical features (TDS and HCO<sub>3</sub> content) in Sudetic therapeutic waters. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **68**, 4: 287–294.
- KRAWCZYK J., MATEŃKO T., MĄDRY J., PORWISZ B., 1999 – Wody lecznicze Buska Zdroju w świetle dotychczasowych badań. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **9**: 159–164. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KRAWIEC A., 1999 – Nowe wyniki badań izotopowych i chemicznych wód leczniczych Ciechocinka. *Prz. Geol.*, **47**, 3: 255–260.
- KRAWIEC A., 2002 – Studium hydrogeologiczne wód leczniczych antyklinorium kujawsko-pomorskiego (niepublikowane). Arch. UMK. Toruń.
- KRAWIEC A., 2005 – Wyniki badań izotopowych i hydrochemicznych z otworu wiertniczego Piła IG-1 w Kotuniu. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **12**: 617–818. Toruń.
- KRAWIEC A., DULSKI K., 2004 – Wody lecznicze Połczyna Zdroju. *Prz. Geol.*, **52**, 2: 147–150.
- KRAWIEC A., KALITKA K., 2005 – Wody lecznicze i borowiny Wieńca Zdroju. *W: Współczesne problemy hydrogeologii. Hydrogeologia Kujaw i Dolnego Powiśla. Przewodnik sesji terenowych: 27–34*. UMK. Toruń.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1972 – Budowa geologiczna Polski, **4**, Tektonika, cz. 3, Karpaty. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KUCHARSKI M., 1995 – Uzdrawisko w domu. Oficyna Wyd. Lech. Warszawa.
- KUCHARSKI M., 2001 – Produkcja i konsumpcja wód w opakowaniach w Polsce i Europie w latach 1991–2000. *Źródło*, **2**: 6–8. Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”. Warszawa.
- KUCHARSKI M., 2005 – Wody lecznicze w opakowaniach. *Źródło*, **16**, 3: 10–12. Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”. Warszawa.
- KUCHARSKI M., RUSZCZEWSKI P., 2002 – Butelkowane uzdrawiskowe wody mineralne Polski i ich działania profilaktyczno-lecznicze. *Źródło*, **4**, 1: 5–13. Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”. Warszawa.
- KUCHARSKI M., SOKOŁOWSKI A., 1984 – Wody lecznicze a ochrona środowiska. *Probl. Uzd.*, **5–8**: 199–202.
- KUKKONEN I. T., JOELEHT A., 2003 – Weichselian temperatures from geothermal heat flow data. *J. Geophys. Res.*, **108**, B3 ETG 9 1.
- KURDYKA S., 1996 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych z utworów trzeciorzędowych w Powroźniku. Zakład Wiertniczo-Geologiczny. Kraków.
- KURDZIEL J., 1999 – Aneks do dokumentacji hydrogeologicznej zasobów wód podziemnych, leczniczych z utworów trzeciorzędowych (fliszowych) ujętych otworami P-I, P-II, P-III w Powroźniku. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KURDZIEL J., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód leczniczych z utworów trzeciorzędo-

- wych (fliszowych) ujętych otworami P-3 i Antoni w Muszynie Zapopradziu. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KURDZIEL J., 2001 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód leczniczych ujętych otworami „Piotr” i „Milusia” w miejscowości Muszyna. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- LABUS K., 2003 – Chemizm i pochodzenie wód kopalnianych w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, **151**.
- LECIEJEWICZ L., 1960 – Wczesnośredniowieczny Kołobrzeg. *Slavia Antiqua*, **7**: 307–392.
- LEŚNIAK P., 1980 – The origin of chloride waters at Wysowa, West Carpathians. Chemical and isotopic approach. *Acta Geol. Pol.*, **30**, 4: 519–550.
- LEŚNIAK P. M., 1998 – Origin of carbon dioxide and evolution of CO<sub>2</sub>-rich waters in the West Carpathians, Poland. *Acta Geol. Pol.*, **48**, 3: 342–366.
- LEŚNIAK P. M., SAKAI H., ISHIBASHI J., WAKITA H., 1997 – Mantle helium signal in the West Carpathians. *Geochem. Jour.*, **5**: 283–394.
- MACIOSZCZYK A., 1987 – Hydrogeochemia. Wyd. Geol. Warszawa.
- MACIOSZCZYK T., KAZIMIERSKI B., 1990 – Zasady budowy modeli systemów hydrogeologicznych dla oceny zasobów dyspozycyjnych i symulacji regionalnego ich zagospodarowania. SGGW-AR. Warszawa.
- MACIOSZCZYK T., RODZIOCH A., FRĄCZEK E., 1993/1994 – Projektowanie stref ochronnych źródeł i ujęć wód podziemnych. Poradnik metodyczny. MOŚZNIŁ. Warszawa.
- MACIOSZCZYKOWA A., 1979 – Chemizm wód trzeciorzędowych i kredowych oraz jego geneza w zachodniej części niecki mazowieckiej. *IG, Pr. Hydrogeol., ser. spec.*, **11**.
- MAJOROWICZ J. A., 1976 – Parametry geotermiczne rejonu Krzemianki i Udrynia na tle ziemskiego pola cieplnego NE Polski. *Prz. Geol.*, **24**, 10: 607–613.
- MAJOROWICZ J., 1977 – Analiza pola geotermicznego Polski na tle Europy ze szczególnym uwzględnieniem zagadnień tektonicznych i hydrogeotermalnych. *Prz. Geol.*, **25**, 3: 135–143.
- MALECZYŃSKI K., 1951, 1959, 1964 – Codex diplomaticus nec non epistolans Silesiae: **1** – 971–1204; **2** – 1205–1220; **3** – 1221–1227. Wyd. K. Maleczyński. Wrocław.
- MALICKI W., SZCZEPAŃSKI A., 1991 – Warunki zasilania liasowego zbiornika wód geotermalnych w południowej części Polski. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **5**: 154–156. SGGW-AR. Warszawa.
- MAŁECKA D., 1973 – Analiza związków hydraulicznych wód podziemnych środkowego Podhala na tle budowy geologicznej regionu, cz. I. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **15**.
- MAŁECKA D., 1981 – Hydrogeologia Podhala, **14**. Wyd. Geol. Warszawa.
- MAŁECKA D., 2003 – The thermal waters of Podhale, southern Poland: history of research, genesis and utility. *Geol. Quart.*, **47**, 2: 195–209.
- MAŁECKA D., NOWICKI Z., 2002 – Skład izotopowy wód podziemnych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **404**: 67–83.
- MAŁOLEPSZY Z., 2000 – Geosynoptyczny model pola geotermicznego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Tech. Poszuk. Geol.*, **3**: 3–33.
- MATERIAŁY Krajowej Izby Gospodarczej „Przemysł Rozlewniczy”, 2000–2006.
- MATKOWSKA Z., 2006 – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne ujęcia wód podziemnych nie będących kopalinami z utworów czwartorzędowych studni nr 39 dla ujęcia wody „Jantar” w Kołobrzegu. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MEISTER E., 1919 – Diluvium und Grundgebirge auf Blatt Gnadenfrei. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **40**, 2: CVII–CXII.
- MEISTER E., 1931 – Der Kohlensäureausbruch vom 9. Juli 1930 auf der Wenceslaus-Grube (Neuroder Revier) und die Verbreitung der Kohlensäure in niederschlesischen Steinkohlenrevier. *S. B. Preuss. Geol. Landesanst.*, **6**: 61–77.
- MEISTER E., 1932 – Die kohlensäurehaltigen Mineralquellen der Grafschaft Glatz. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **53**.
- MICHALIK A., 1978 – Pionowa strefowość wód chlorkowych (solanek) w rejonie Ustronia. *Biul. Inst. Geol.*, **312**: 5–25.
- MICHALSKI T., 1985 – O genezie anomalii chemicznych w wodach podziemnych NE Polski. Mater. III. Symp. Aktualne Problemy Hydrogeologii: 505–511. AGH. Kraków.
- MICHEL G., 1997 – Mineral- und Thermawasser; Allgemeine Balneogeologie. Bomträger. Berlin.
- MODLIŃSKI Z. red., 1989 – Gdańsk IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, z. 87.
- MOGALLA G., 1802 – Die Mineral-Quellen in Schlesien und Glatz. Berlin.
- MORAWSKI T., SAWICKI L., 1984 – Wstępne wyniki otworu strukturalnego Odra 5/1 w Grabinie. *Kwart. Geol.*, **28**, 3–4: 761–763.
- MORGENBESSER J. G., 1777 – Publiczne Uwiedomienie Zdroiów Zdrowych lub wód mineralnych leczących na Śląsku w Kodowie, Reynercu, Altwasser, Szarlotenbrun, Salcbrun i Flinsbergu się znajdujących. Wrocław, u Gwilhelma Bogumiła Korn: 20. Z oryg. niem. (1774) tłum. D. Vogel. Reprint, 1997, posłowie S. Czarnieckiego.
- MOTTAGHY D., SCHELLSCHMIDT R., POPOV Y. A., CLAUSER C., KUKKONEN I. T., NOVER G., MILANOVSKY S., ROMUSHKEVICH R. A., 2005 – New heat flow data from the immediate vicinity of the Kola super-deep borehole: Vertical variation in heat flow confirmed and attributed to advection. *Tectonophysics*, **401**: 119–142.

- MOTYKA J., PORWISZ B., RAJCHEL L., ZUBER A., 2003 – Wody mineralne Krzeszowic. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* (red. B. Kozerski, B. Jaworska-Szule). **11**, 1: 129–135. PGdań. Gdańsk.
- NAWROCKA-ROGOŹ W., 1964 – Dokumentacja hydrogeologiczna wód leczniczych Buska Zdroju. PP „OTU”. Warszawa.
- NOWICKI Z., 1992 – Geneza i wiek wód geotermalnych pochodzących z otworu Bańska IG-1 (niepublikowane). Arch. OBRTG. Warszawa.
- NOWICKI Z., SOŁTYK W., 1973 – Badania stężenia trytu w otworze Zakopane IG-1. Dokumentacja. Przeds. Hydrogeol. Warszawa.
- OBERC J., 1972 – Sudety i obszary przyległe. Budowa geologiczna Polski, **4**, Tektonika, cz. 2. Inst. Geol. Warszawa.
- OLICHWER T., TARKA R., 2005 – Warunki hydrogeologiczne w okolicach Ciepłowodów w aspekcie możliwości ujęcia wód termalnych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* **12**: 833–837. UMK. Toruń.
- OPERACZ T., JÓZEFKO I., 2002 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wody leczniczej ujętej otworami „Piotr” i „Milusia” w miejscowości Muszyna. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- OSTAFICZUK S., 1996 – Wybrane aspekty energii geotermalnej w Polsce. *Prz. Geol.*, **44**, 3: 249–254.
- OSTROWICKA-CHRZĄSTOWSKA H., PŁONKA A., 1986 – Wody termalne Karpat polskich. *Kwart. AGH, Geologia*, **12**, 4: 5–23.
- OSZCZYPKO N., 1981 – Wpływ neogeńskiej przebudowy przedgórz Karpat na warunki hydrodynamiczne i hydrochemiczne zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Inst. Geol.*, **325**: 5–87.
- OSZCZYPKO N., 1999 – Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 209–230.
- OSZCZYPKO N., ZUBER A., 2002 – Geological and isotopic evidence of diagenetic waters in the Polish Flysch Carpathians. *Geol. Carpathica*, **53**, 4: 257–268.
- PACZYŃSKI B., 1980 – Podstawy systematyki regionalnej wód podziemnych w Polsce. *Pr. Inst. Geol., ser. spec.*, **12**.
- PACZYŃSKI B. red., 1993 – Atlas hydrogeologiczny Polski, 1:500 000, cz. I – Systemy zwykłych wód podziemnych. Tab. III – Mapa hydrogeologiczna systemów podłoża kenozoiku. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B. red., 2002 – Ocena zasobów dyspozycyjnych wód leczniczych i potencjalnie leczniczych. Poradnik metodyczny. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PACZYŃSKI B., PAŁYS J., 1970 – Geneza i paleohydrogeologiczne warunki występowania wód zmineralizowanych na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **14**, 1: 131–148.
- PACZYŃSKI B., PŁOCHNIEWSKI Z., 1996 – Wody mineralne i lecznicze Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PAX F., 1939 – Die Dirsdorfer Schwefelquelle und ihre Fauna. *Jb. Schles. Ges. Vaterl. Kult. Sammelheft*, **112**: 79–97.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B., 1990 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol. Warszawa.
- PERET I., WOLNICKA E., 2005 – Lokalizacja rozlewni w Polsce. *Źródło*, **14**, 1: 18–20. Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”. Warszawa.
- PICH J., 1978 – Chemizm wód podziemnych w środkowej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Inst. Geol.*, **312**: 129–190.
- PILICH A., 1979 – Ujęcia wód mineralnych i słabo zmineralizowanych w Polsce. Zbiór podstawowych danych hydrogeologicznych i technicznych. *Probl. Uzdr.*, **3–6**: 137–140.
- PINNEKER E. W., 1983 – Gidrogeodinamiceskij režim głębokich gorizontow. Gidrogeodinamika. Nauka. Nowosybirsk.
- PLEWA M., 1990 – Rozkład pola temperaturowego i cieplnego na obszarze Polski. Atlas wód geotermalnych Nizżu Polskiego. CPBR 5.2: 144–153. AGH. Kraków.
- PLEWA S., 1994a – Parametry geotermalne na obszarze Polski. CPPGSMiE, PAN. Kraków.
- PLEWA S., 1994b – Rozkład parametrów geotermicznych na obszarze Polski. CPPGSMiE, PAN. Kraków.
- PLUTA I., ZUBER A., 1995 – Origin of brines in the Upper Silesian Coal Basin (Poland) inferred from stable isotope and chemical data. *App. Geochem.*, **10**. Elsevier Science Ltd.
- PŁOCHNIEWSKI Z., 1975 – Koncepcja poszukiwania leczniczych wód podziemnych na obszarze województwa łódzkiego. *Pr. Inst. Geol., ser. spec.*, **9b**.
- PŁOCHNIEWSKI Z., 1977 – Mapa miąższości wód słodkich. *W: Atlas hydrogeochemiczny Polski*, 1:2 000 000. Inst. Geol. Warszawa.
- PŁOCHNIEWSKI Z., 1978 – Polish mineral waters as chemical raw material. Intern. Symp. Hydrogeochemistry of Mineralized Waters, Cieplice Spa, Poland, 31-st May – 3-rd June 1978. Symposium papers: 233–239. Warszawa.
- PŁOCHNIEWSKI Z., WAŻNY H., 1971 – Wody magnezowe Polski na tle geochemii magnezu. *Kwart. Geol.*, **15**, 1: 209–227.
- PN-Z-11002, 1997 – Ujęcia wód mineralnych i leczniczych. PKN. Warszawa.
- PN-Z-11001-2, 1999 – Butelkowane naturalne wody mineralne i lecznicze – wymagania jakościowe i badania dotyczące butelkowanych naturalnych wód mineralnych. PKN. Warszawa.
- PN-Z-11001-3, 1999 – Butelkowane naturalne wody mineralne i lecznicze. Terminologia i klasyfikacja. PKN. Warszawa.
- PN-Z-11001-3, 2000 – Butelkowane naturalne wody mineralne i lecznicze – wymagania jakościowe i badania dotyczące butelkowanych wód leczniczych. PKN. Warszawa.
- POPRAWSKI L. red., 1997 – Dokumentacja zasobów dyspozycyjnych i eksploatacyjnych wód podziemnych (zwykłych i leczniczych) na obszarze gmin uzdrowiskowych Krynica, Muszyna i Piwniczna. PPUH „HYDROGEO” Ltd. Wrocław.

- POPRAWSKI L., JASIAK T., 1999 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych dla potrzeb rozlewni wód mineralnych „Anna” w Starych Bogaczowicach. PPUH „HYDROGEO” Ltd. Wrocław.
- POROWSKI A., 2006 – Origin of mineralized waters in the Central Carpathian Synclinorium, SE Poland. *Studia Geol. Pol.*, **125**, *Hydrogeol. Hydrogeochem.*, part I.
- PORWISZ B., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód leczniczych i o właściwościach leczniczych z utworów trzeciorzędowych ujętych dla potrzeb ZBNWM „Piwniczanka” Sp. Pracy. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PORWISZ B., CHOWANIEC J., KOWALSKI J., KOZIARA T., SZKLARCZYK T., 2002 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód leczniczych i towarzyszących im lub występujących odrębnie wód potencjalnie leczniczych na obszarze Karpat i zapadliska przedkarpackiego, cz. III.
- PORWISZ B., RADWAN J., ZUBER A., 1999 – Zasilanie ujęć wód podziemnych rejonu Tylicza. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **9**: 287–292. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W. red., 1974 – Niż Polski. Budowa geologiczna Polski, **4**, Tektonika, cz. 1. Inst. Geol. Warszawa.
- PREUSS H., 1910 – Die Salzstellen des norddeutschen Flachlandes und ihre Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte unserer Halophyten-Flora. *Schr. Phys.-ökon. Ges. Königsb.*, **51**: 71–86.
- PRZYLIBSKI T. A., 2000 – Estimating the radon emanation coefficient from crystalline rocks into groundwater. *Appl. Radiation and Isotopes*, **53**, 3: 473–479.
- PRZYLIBSKI T. A., MAMONT-CIEŚLA K., KUSYK M., DORDA J., KOZŁOWSKA B., 2004 – Radon concentrations in groundwaters of the Polish part of the Sudety Mountains, SW Poland. *J. Environ. Radioact.*, **75**, 2: 193–309.
- PUSCH G. G., 1836 – Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder, Teil II. Stuttgart u. Tübingen.
- RADWAN J. i in., 1997 – Dokumentacja hydrogeologiczna obszarów alimentacji złoża wód leczniczych „Swoszowice”. Arch. PG Kraków SA. Kraków.
- RADWAN J. i in., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód leczniczych i o właściwościach leczniczych z utworów trzeciorzędowych ujęć eksploatowanych przez ZEWM „Muszynianka” wraz z obszarami zasilania i oceną zasobów wód podziemnych. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- RADWAN J. i in., 2001 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód leczniczych i o właściwościach leczniczych z utworów trzeciorzędowych „Galicjancki Ltd” wraz z obszarami zasilania i oceną zasobów wód podziemnych rejonu Powroźnika–Jastrzębika. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- RAJCHEL L., 2000 – Źródła wód siarczkowych w Karpatach polskich. *Geologia AGH*, **26**, 3: 309–373.
- RAJCHEL J., MARSZAŁEK M., RAJCHEL L., 2000 – Osady źródeł siarczkowych Karpat i zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **48**, 12: 1174–1180.
- RAJCHEL L., RAJCHEL J., SZARAN J., HAŁAS S., 2002 – Sulfur isotopic composition of H<sub>2</sub>S and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> from mineral springs in the Polish Carpathians. *Isotopes Environ. Health Stud.*, **38**, 4: 277–284.
- RAJCHEL L., ZUBER A., DULIŃSKI M., RAJCHEL J., 2005 – Składy izotopowe i chemiczne oraz wieki wody ze źródeł siarczkowych w polskich Karpatach. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* (red. A. Sadurski, A. Krawiec), **12**: 583–588. UMK. Toruń.
- ROSIŃSKA G., KRZYWIŃSKA W., 1973 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód leczniczych ujętych odwiertami W-13, W-14 i Słony w Wysowej Zdroju. BP „Balneoprojekt”. Warszawa.
- ROSŁOŃSKI R., 1929 – Źródła wody żywiącej. Wody mineralne w Polsce. *Ziemia*, **14**: 189–192.
- ROSŁOŃSKI R., 1934 – Otwory wiertnicze i woda siarczana w Wieńcu pod Włocławkiem. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **38**: 23–29.
- ROSŁOŃSKI R., 1937 – Stan opracowania mapy hydrogeologicznej arkusza Łódź–Piotrków w skali 1:300 000. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **48**: 47–48.
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 10 grudnia 2001 r. w sprawie rejestru obszarów górniczych (Dz.U. Nr 148, poz. 1660, § 1, p. 8).
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 18 grudnia 2001 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 156, poz. 1815).
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 14 lipca 2002 r. w sprawie szczególnych warunków, jakim powinna odpowiadać prognoza oddziaływania na środowisko dotycząca miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego (Dz.U. Nr 197, poz. 1667).
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 23 czerwca 2005 r. w sprawie określenia przypadków, w których jest konieczne sporządzenie innej dokumentacji geologicznej (Dz.U. Nr 116, poz. 983).
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ŚRODOWISKA z dnia 6 lipca 2005 r. w sprawie szczegółowych wymagań, jakim powinny odpowiadać dokumentacje geologiczne złóż kopalin (Dz.U. Nr 136, poz. 1151).
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ZDROWIA z dnia 19 listopada 2002 r. w sprawie wymagań dotyczących jakości wody przeznaczonej do spożycia przez ludzi (Dz.U. nr 203, poz. 1718).

- 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 MINISTRA ZDROWIA z dnia 17 grudnia 2004 r. zmieniające rozporządzenie w sprawie naturalnych wód mineralnych, naturalnych wód źródłanych i wód stołowych (Dz.U. Nr 276, poz. 2738).
- ROZPORZĄDZENIE MINISTRA ZDROWIA z dnia 10 marca 2006 r. w sprawie wzorcowego statutu uzdrowiska i wzorcowego statutu obszaru ochrony uzdrowiskowej (Dz.U. Nr 56, poz. 396).
- 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).
- RÓŹKOWSKI A., 1971 – Chemizm wód w utworach trzeciorzędowych Zagłębia Górnośląskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **249**: 7–64.
- RÓŹKOWSKI A., 1995 – Factors controlling the groundwater conditions of the Carboniferous strata in the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **64**: 53–66.
- RÓŹKOWSKI A., 1996 – Warunki występowania wód termalnych w masywie górnośląskim. *Techn. Poszuk. Geol.*, **3–4**: 9–12.
- RÓŹKOWSKI A., 2002 – Środowisko hydrogeologiczne wód geotermalnych w utworach karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Energia geotermalna w kopalniach podziemnych. Pr. Wydz. Nauk o Ziemi UŚI*, **17**: 89–108.
- RÓŹKOWSKI A. red., 2004 – Środowisko hydrogeochemiczne karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. UŚI. Katowice.
- RÓŹKOWSKI A., 2005 – Środowisko hydrogeochemiczne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i przemysłowych. Pr. Nauk. UŚI*, **2**.
- RÓŹKOWSKI A., KOWALCZYK A., KROPKA J., LISZKOWSKA E., WITKOWSKI A., 1985 – Wody mineralne potencjalnie lecznicze w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Pr. Nauk. UŚI*, **715**, *Geologia*, **8**: 24–46.
- RÓŹKOWSKI A., KOZŁOWSKA M., 2004 – Charakterystyka pola cieplnego górotworu karbońskiego i temperatur występujących w nim wód. *W: Środowisko hydrogeochemiczne karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. UŚI. Katowice*.
- RÓŹKOWSKI A., PRZEWŁOCKI K., 1987 – The origin of groundwaters in the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *W: Hydrogeology of coal basins. Intern. Symp. Katowice, Poland, 14–18 September 1987*: 155–170. AGH. Kraków.
- RÓŹKOWSKI A., WILK Z. red., 1989 – Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **75**.
- RZĄCZYŃSKI G., 1742 – Auctuarium historiae naturalis curiosae Regni Poloniae, Magni Ducatus Lithuaniae annexarum provinciarum..., opus posthumum. Gdańsk.
- RUDNICKI T., 1985 – Skuteczność, nieskuteczność, czy szkodliwość mediów radonowych. *Balneol. Pol.*, **27**, 12: 14–17.
- ŠAFANDA J., SZEWCZYK J., MAJOROWICZ J., 2004 – Geothermal evidence of very low glacial temperatures on a rim of the Fennoscandian ice sheet. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L07211: 1–4.
- SAMSONOWICZ J., 1928a – O solankach w Łęczycy i o ich związku z budową podłoża czwartorzędu. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **19–20**: 27–29.
- SAMSONOWICZ J., 1928b – O źródłach słonych w Łęczycy i ich pochodzeniu. *Wszelchświat*, ser. II, 1/34: 141–147.
- SAMSONOWICZ J., 1954 – Wyniki hydrogeologiczne dwu głębokich wierceń w Ciechocinku. *Biul. Inst. Geol.*, **54**: 39.
- SANFORD W., 2002 – Recharge and groundwater models: an overview. *Hydrogeol. Jour.*, **10**, 1: 110–120.
- SCHWANCKFELD K., 1600 – Catalogum fossilium Silesiae. Wrocław.
- SKRZYPCZYK L., 2006 – Wody podziemne. Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce (red. S. Przeniosło, A. Malon): 391–425. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SŁOWNIK hydrogeologiczny, 2002 – Red. J. Dowgiałło, A. S. Kleczkowski, T. Macioszczyk, A. Różkowski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SOBOL H., 1959 – Badania stosunków wodnych i zjawisk kraśowych na terenie cieplicy w Jaszczurówce. *Speleologia*, **1**, 1–2: 13–26.
- SOKOŁOWSKI A., 1981 – Dokumentacja hydrogeologiczna wód leczniczych ujętych odwiertem 5 II w Rymanowie Zdroju. BP „Balneoprojekt”. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI A., SOKOŁOWSKI J., 2003 – Wybrane zagadnienia związane z produkcją i konsumpcją wód butelkowanych w Polsce. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **11**, 2: 315–318. PGdań. Gdańsk.
- SOKOŁOWSKI J., 1985 – Warunki występowania wód termalnych w niecce podhalańskiej. *Konf. nt: Ocena możliwości eksploatacji wód termalnych w niecce podhalańskiej*: 25–46. AGH. Kraków.
- SOKOŁOWSKI J., 1993 – Zasoby geotermalne Polski i możliwości ich wykorzystania w ochronie środowiska przyrodniczego. *Techn. Poszuk. Geol.*, **5–6**: 67–79.
- SOKOŁOWSKI S., 1973 – Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. *Biul. Inst. Geol.*, **265**: 5–74.
- STASZIC S., 1815 – O ziemiorodztwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Warszawa.

- STARZYŃSKA D., 1980 – Aneks do dokumentacji hydrogeologicznej wód leczniczych Szczawna Zdroju na zmianę zasobów ujęcia Marta. BP „Balneoprojekt”. Warszawa.
- STARZYŃSKA D., 1984 – Aneks do dokumentacji zasobów wód podziemnych Gorzanowa w kat. „B” dotyczący odwiertu nr 5 w Gorzanowie. BP „Balneoprojekt”. Warszawa.
- STRUZIAK Z., 2002 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód podziemnych z utworów trzeciorzędowych ujętych otworem Z-2 w miejscowości Zubrzyki. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SZAJNOCHA W., 1891 – Źródła mineralne Galicji, pogląd na ich rozpołożenie, skład chemiczny i powstawanie. *Rozpr. AU*, ser. 2, 2: 30–140. Kraków.
- SZARSZEWSKA Z., 1967 – Dokumentacja powykonawcza odwiertu nr 19a w Ciechocinku. BP „Balneoprojekt”. Warszawa.
- SZARSZEWSKA Z., 1978 – Dokumentacja hydrogeologiczna wód leczniczych P-300 w Polanicy Zdroju. BP „Balneoprojekt”. Warszawa.
- SZARSZEWSKA Z., 1989 – Dokumentacja hydrogeologiczna w kat. „B” ujęcia wody mineralnej z utworów kredy dla rozlewni w Wysowej – odwiert W 24. BP „Balneoprojekt”. Warszawa.
- SZCZEPAŃSKI A., 1990 – Warunki hydrogeologiczne dolnojurajskiego i dolnokredowego zbiornika geotermalnego. *W: Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego*. AGH. Kraków.
- SZEWCZYK J., 2002 – Ślady zmian klimatycznych plejstocenu oraz holocenu w profilach temperatury w głębokich otworach wiertniczych na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 50, 11: 1109–1113.
- SZEWCZYK J., 2004 – Terrestrial heat flow density analysis as an element of palaeohydrogeological investigations. Poster abstr. Inter. Conf. Hydrogeol. Transboundary Problems. West and East European Bridge. Pol. Geol. Inst. Warszawa.
- SZEWCZYK J., 2005 – Wpływ zmian klimatycznych na temperaturę podpowierzchniową Ziemi. *Prz. Geol.*, 54, 1: 1109–1113.
- SZEWCZYK J., GIDZIŃSKI T., LEŚNIAK P., 2005 – Long lasting effects of the deep seated Weichselian permafrost in the NE of Poland. II Europ. Symp. for Permafrost. Posdam.
- SZEWCZYK J., GIENKA D., 2005 – Badania geofizyki wiertniczej w analizach hydrogeologicznych utworów mezozoicznych i paleozoicznych na Niżu Polskim. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. 12: 701–706. UMK. Toruń.
- SZEWCZYK J., GIENKA D., WRÓBLEWSKA M., 2004 – Określenie gęstości strumienia ciepłego metodą modelowań parametrów termicznych dla obszaru Niżu Polskiego. Proj. bad. KBN 5T 12B 021 22. Arch. KBN.
- SZTUK T., 1986 – Nagły wypływ wód w kopalni „Turów”. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWr*, 49, Konferencje, 21: 343–350.
- SZWAJDLER W., 1995 – Zagospodarowanie przestrzenne. Regulacja prawna. Ustawa. Orzecznictwo. Wyd. Comer. Warszawa.
- SZYMAŃCZYK J., 2001 – Rozlewnictwo wód mineralnych i leczniczych w Kotlinie Kłodzkiej. *Źródło*, 2: 50–53. Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”. Warszawa.
- SZYMAŃCZYK J., 2004 – Rozlewnia o stuletniej tradycji. Wywiad z Jerzym Szymańczykiem – prezesem Zarządu „Zespołu Uzdrawisk Kłodzkich” S.A. *Źródło*, 10, 1: 24–25. Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”. Warszawa.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A. red., 1973 – Pasłęk IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, z. 9.
- SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A. red., 1979 – Połczyn IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, z. 48.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1954 – Zagadnienia geologiczne wód mineralnych w szczególności na Niżu Polskim i w Karpatach. *Zjazd Nauk.-Techn. w Krynicy. Mater. pozjazdowe*: 33–73. Stalinogród.
- TEISSEYRE H., 1952 – Budowa geologiczna północnej okolicy Wałbrzycha. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 62.
- TEISSEYRE J., 1954 – Geologia sudeckich wód mineralnych. *W: Zagadnienia racjonalizacji eksploatacji i gospodarki złożowej wód mineralnych w Polsce. Zjazd Nauk.-Techn. w Krynicy. Mater. pozjazdowe*: 74–95. Stalinogród.
- TEISSEYRE J., 1966 – Źródła mineralne Dolnego Śląska w świetle badań geologicznych. *W: Z geologii Ziemi Zachodnich, Sesja Nauk.*: 485–505. Wrocław.
- TEŚSIOROWSKA H., FISTEK J., 1968 – Dokumentacja hydrogeologiczna wód leczniczych Szczawna Zdroju. PP „Obsługa Techniczna Uzdrawisk”. Warszawa.
- TUREK S. red., 1977 – Atlas hydrogeochemiczny Polski. Inst. Geol. Warszawa.
- USTAWA z dnia 4 lutego 1994 r. – Prawo geologiczne i górnicze (Dz.U. Nr 27, poz. 96, z późniejszymi zmianami).
- USTAWA z dnia 27 kwietnia 2001 r. – Prawo ochrony środowiska (Dz.U. Nr 62, poz. 627, z późniejszymi zmianami).
- USTAWA z dnia 18 lipca 2001 r. – Prawo wodne (Dz.U. Nr 115, poz. 1229, z późniejszymi zmianami).
- USTAWA z dnia 27 marca 2003 r. – O planowaniu i zagospodarowaniu przestrzennym (Dz.U. Nr 80, poz. 717, z późniejszymi zmianami).
- USTAWA z dnia 16 kwietnia 2004 r. – O ochronie przyrody (Dz.U. Nr 62, poz. 627, z późniejszymi zmianami).
- USTAWA z dnia 22 kwietnia 2005 r. – O zmianie ustawy Prawo geologiczne i górnicze oraz ustawy o odpadach (Dz.U. Nr 90, poz. 758).
- USTAWA z dnia 28 lipca 2005 r. – O lecznictwie uzdrowiskowym, uzdrowiskach i obszarach ochrony uzdrowiskowej oraz o gminach uzdrowiskowych (Dz.U. Nr 167, poz. 1399).
- WATYCHA L., 1959 – Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, 7, 8: 350–356.
- WEIGEL J. A. V., 1801 – Geographische, naturhistorische und technologische Beschreibung des souverainen Herzogtums



- Schlesien. Dritter Theil. Die Fürstenthümer Münsterberg und Brieg. Berlin.
- WEIL W., 1981 – Charakterystyka chemizmu wód wglębnych w utworach kompleksu mezozoicznego synklinorium warszawskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **325**: 89–156.
- WERNE, THIEL, 1914 – Kohlensäureausbrüche beim Steinkohlenbergbau in Niederschlesien, Südfrankreich und Mährisch-Ostrau. *Z. Berg-, Hütt.- u. Salinenw.*, **62**: 1–89.
- WĘCŁAWIK S., 1991 – Kompleksowa metodyka badań ochrony surowców balneologicznych przed oddziaływaniem przemysłu. *Studia Rozpr.*, **11**. PAN. Kraków.
- WIKTOROWICZ B., 2004 – Wstępna ocena stanu równowagi hydrogeochemicznej szczyw Ziemi Kłodzkiej przy zastosowaniu modelowania geochemicznego. *Prz. Geol.*, **52**, 11: 1071–1075.
- WINDAKIEWICZ E., 1926/1927 – Solnictwo. Sole kamienne, potasowe i solanki, ich własności, fizjografia, górnictwo, warzelnictwo. Kraków.
- WITKOWSKI A. red., 1986 – Hel IG 1. *Prof. Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, z. 63.
- WOJEWODA Z., 2005 – 200 lat tradycji. Wywiad ze Zbigniewem Wojewodą – prezesem Uzdrowiska Krynica-Żegiestów S.A. *Źródło*, **17**, 4: 18–19. Krajowa Izba Gospodarcza „Przemysł Rozlewniczy”. Warszawa.
- WOJTCZAK K., 2005 – Zmiany w Prawie geologicznym i górnictwym – wprowadzenie. *Prz. Geol.*, **53**, 12: 1089.
- WOY R., 1910 – Bad Reinerz in Schlesien und seine neuen Heilquellen. *Z. öff. Chem.*, 10.
- ZEJSZNER L., 1844 – O temperaturze źródeł tatrowych i pasm przyległych. *Bibl. Warsz.*, **2**: 257–281.
- ZIUŁKIEWICZ M., 2003 – Zmienność chemizmu wód podziemnych na obszarze Łodzi. *Prz. Geol.*, **51**, 4: 327.
- ZNOSKO J., 1996 – Mapa jednostek tektonicznych Polski. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- ZNOSKO J. red., 1998 – Mapa tektoniczna Polski, 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- ZUBER A., GRABCZAK J., 1991 – O pochodzeniu solanek mezozoiku Polski centralnej i północnej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*. **5**: 202–208. SGGW-AR. Warszawa.
- ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W., GRABCZAK J., DULIŃSKI M., 1999 – Wieki i położenie obszarów zasilania wód mineralnych Krynicy oszacowane ze zmian czasowych stężeń trytu oraz wartości  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta\text{D}$ . *Prz. Geol.*, **47**, 6: 574–583.
- ZUBER A., WEISE S. M., 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. *Jour. Hydrol.*, **167**: 327–349.
- 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. *Jour. Hydrol.*, **286**: 87–112.
- ŻYTKO K., 1999 – Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zachodnich i Wschodnich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 135–164.

## Część druga

# Wody kopalniane



## 11. Wody kopalniane w obszarach intensywnej eksploatacji górniczej

Udostępnienie i eksploatacja większości złóż kopalin użytecznych wymagają odwadniania górotworu. Z kolei eksploatacja takich surowców chemicznych, jak np. siarka i sole, jest związana z wtlaczaniem wód (wytapianie, lęgowanie). Obydwa te procesy prowadzą do znacznych przeobrażeń stosunków wodnych środowiska geologicznego.

Obniżanie naturalnej bazy drenażu do poziomów odwadniania, powstawanie pustek w górotworze, spękania warstw leżących nad złożem, rozszczelnianie płaszczyzn uskokowych oraz deformacje warstw skalnych i obniżanie powierzchni terenu powodują powstawanie lokalnych lub regionalnych, skomplikowanych pod względem hydrodynamicznym i hydrochemicznym, systemów krążenia wód podziemnych i powierzchniowych.

Przeobrażenia stosunków wodnych mogą być lokalne lub regionalne, a ich zakres i skutki zależą od głębokości, czasu i intensywności prowadzonych robót górniczych oraz budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych. Wpływ eksploatacji na zmiany środowiska górniczego, związanej z odwadnianiem wyrobisk lub zatłaczaniem wód do górotworu, przedstawiono na figurze 11.1. W konsekwencji eksploatacji następują z reguły przeobrażenia bilansu wodnego zlewni rzek, zmiany zasobów wód podziemnych w skali lokalnej, a nierzadko i regionalnej, oraz zmiany w polach hydrodynamicznych i hydrogeochemicznych na powierzchni ziemi i w litosferze.

Warunki hydrogeologiczne części polskich złóż, w ujęciu regionalnym, zostały opisane w pracach A. Rózkowskiego (1965), W. Zimnego red. (1971), A. Rózkowskiego, Z. Wilka red. (1980, 1989), M. Rogoża (1996, 2004) oraz Z. Wilka (1999). Szczegółowy, aktualny opis złóż mieści się w obszernej 3-tomowej monografii Z. Wilka red. (2003), Z. Wilka i T. Bocheńskiej red. (2003)

oraz Z. Wilka, R. Kulmy red. (2004). Omówiono w niej także skutki działalności górniczej oraz jej zaprzestania. Zagadnienia te zostały przybliżone również w pracach: S. Czarnockiego (1935), J. Sztelaka (1968), A. Rózkowskiego, T. Rudzińskiej (1981), S. Hermańskiego (1984), T. Bocheńskiej (1988), A. Szczepańskiego i in. (1990), Z. Wilka red. (1990), Z. Wilka i in. (1990), A. Rózkowskiego (1997, 2004), A. Pacholewskiego, L. Razowskiej (1998), J. Wagner (1998), A. Szczepańskiego (1999, 2003), M. Rogoża, E. Posyłek (2000), J. Sawickiego (2000) oraz M. Rogoża (2004). Eksploatację kopalin użytecznych prowadzi się w Polsce od wielu stuleci w obszarach występowania złóż węgla kamiennych i brunatnych, rud metali (żelaza, cynku, ołowiu i miedzi), surowców chemicznych (soli, siarki, gipsu i anhydrytu), skalnych (wapieni, dolomitów, margli, piaskowców i in.) oraz budowlanych, drogowych i podsadzkowych (piasków, żwirów itp.).

Wody kopalniane cechują się zróżnicowaną mineralizacją, stąd w różnym stopniu mogą być i są wykorzystywane. W przeważającej mierze są jednak zrzucane bezpośrednio, lub przez zbiorniki osadnikowe, do cieków powierzchniowych, co z jednej strony zwiększa w nich natężenie przepływu, z drugiej zaś – z uwagi na silne zasolenie (głównie ładunki chlorków i siarczanów) – powoduje degradację jakości wód. Z punktu widzenia przepisów, każda woda pochodząca z odwadniania górniczego traktowana jest jako ściek. W efekcie następuje głębokie i rozległe (zwłaszcza w zagłębiach) przeobrażenie systemów wodnych oraz zdegradowanie środowiska w podsystemach wód podziemnych i powierzchniowych. W ostatnich latach, w wyniku likwidacji wielu zakładów górniczych, a nierzadko całych zagłębi, postępuje odbu-

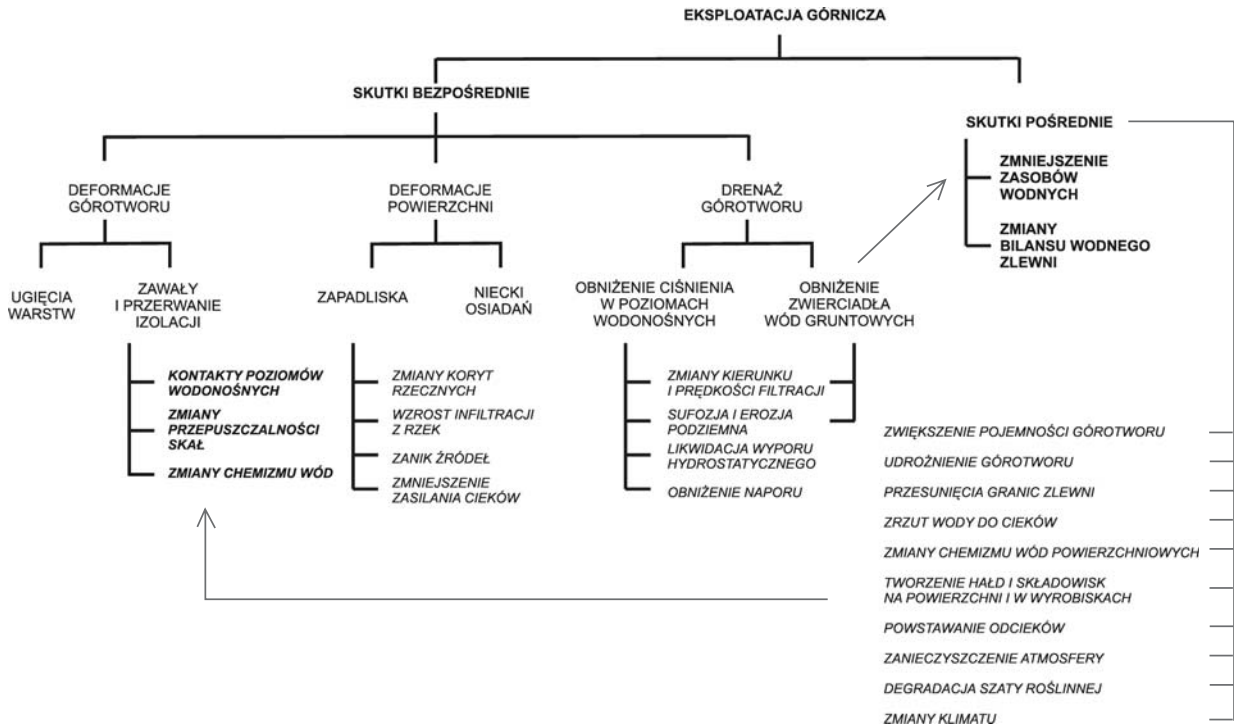


Fig. 11.1. Schemat wpływu działalności górniczej na środowisko wodne

dowa warunków hydrogeologicznych, ale już w przeobrażonym działanością górniczą środowisku. Rodzi to określone problemy, gdyż prawie każda likwidacja odbywa się tzw. systemem wodnym i prowadzi do tworzenia się olbrzymich zbiorników w zatapiających kopalniach lub zbiorników powierzchniowych w granicach

byłych kopalń odkrywkowych i kamieniołomach. Zakres i rozmiary wpływów górnictwa na zmiany stosunków wodnych po okresie najbardziej intensywnej eksploatacji kopalni użytecznych (lata 70. i 80.) przedstawił Z. Wilk red. (1990) na mapie przeobrażeń hydrogeologicznych w skali 1:500 000 oraz Z. Wilk i in. (1990).

## 11.1. Wody kopalniane w górnictwie węgla kamiennego

Złóża węgla kamiennego są lub były przedmiotem eksploatacji w trzech zagłębiach: Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, Lubelskim Zagłębiu Węglowym i Dolnośląskim

Zagłębiu Węglowym (rejon Wałbrzycha i rejon Nowej Rudy). W tym ostatnim eksploatacja we wszystkich kopalniach została zakończona i trwa proces ich zatapiania.

### 11.1.1. Górnśląskie Zagłębie Węglowe

Górnśląskie Zagłębie Węglowe (GZW) o powierzchni 7500 km<sup>2</sup>, w tym 5500 km<sup>2</sup> w granicach Polski, ze względu na położenie geologiczno-strukturalne tworzy niezależny region hydrogeologiczny (A. Rózkowski red., 2004). Jego przeważająca część znajduje się w zasięgu zapadliska przedkarpackiego, wypełnionego molasowymi utworami neogenu, a fragmenty leżą pod nasunięciem Karpat fliszowych. Północno-wschodnia część zagłębia położona jest w obrębie pokrywy platformowej, zbudowanej z osadów mezozoicznych, a częściowo jest elementem młodszego paleozoiku cokołu platformy waryscyjskiej (fig. 11.2).

W profilu geologicznym zagłębia dominujące znacznie mają utwory karbonu produktywnego o miąższości dochodzącej do 4500 m. W ich stropie występują osady kenozoiku i mezozoiku, lokalnie permu, zaś w spągu utwory starszego paleozoiku (fig. 11.3). W profilu karbonu produktywnego notowane są cztery serie litostratygraficzne: seria paraliczna (SP), górnśląska seria piaskowcowa (GSP), seria mułowcowa (SM) oraz krakowska seria piaskowcowa (KSP). Serie te są reprezentowane przez kompleksy skał iłwcowo-mułwcowo-piaskowcowych z pokładami węgla, przy czym stosunki utworów gruboklastycznych do drobnoklastycznych w ich profilach są

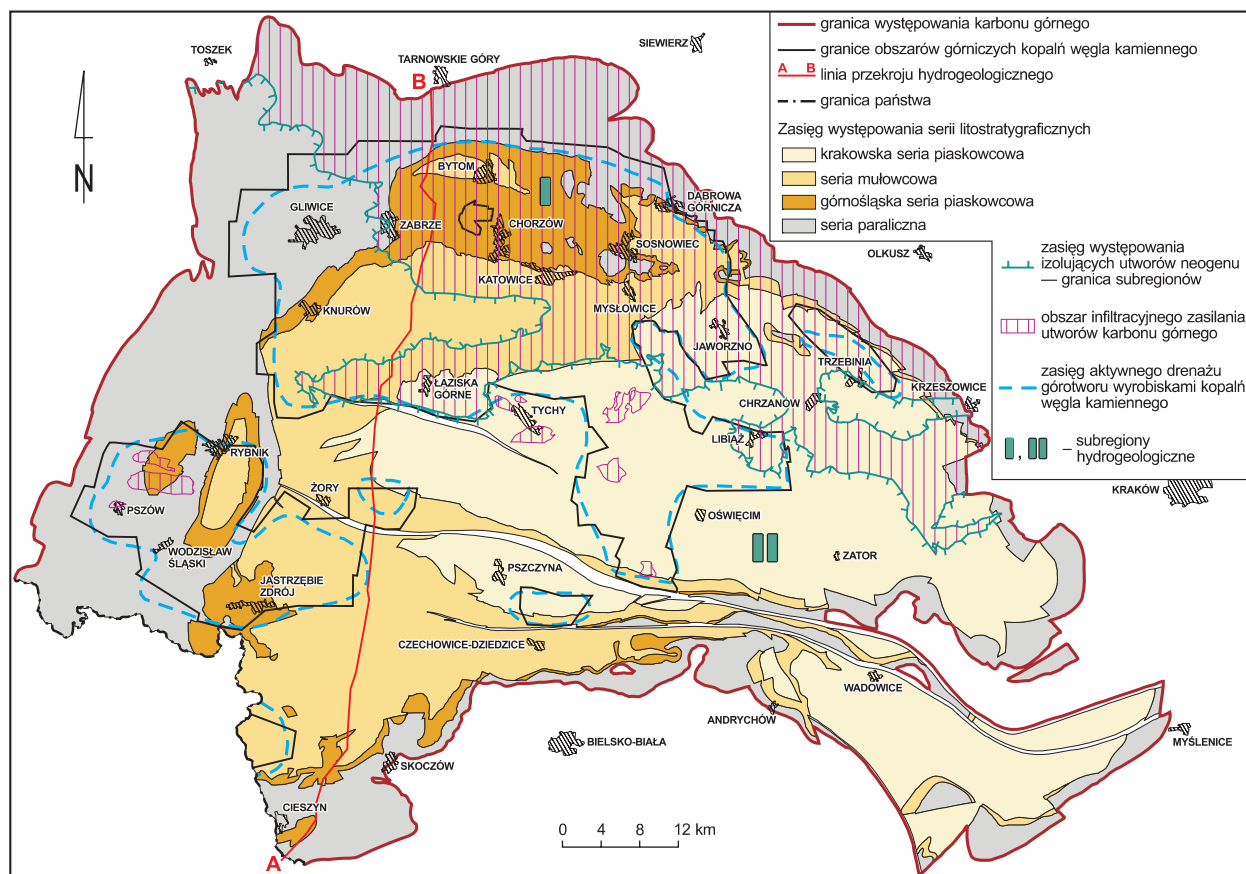


Fig. 11.2. Mapa hydrogeologiczna Górnśląskiego Zagłębia Węglowego (wg A. Rózkowskiego, 2003)

bardzo zróżnicowane. W profilu geologicznym krakowskiej i górnośląskiej serii piaskowcowej dominują piaskowce, co wpływa w sposób istotny na ich podwyższoną wodonośność.

W profilu hydrogeologicznym GZW występują piętra wodonośne kenozoiku, mezozoiku i paleozoiku. Znajdujące się w ich obrębie kompleksy i poziomy wodonośne są poprzedzielane poziomami izolującymi, słabo lub praktycznie nieprzepuszczalnymi.

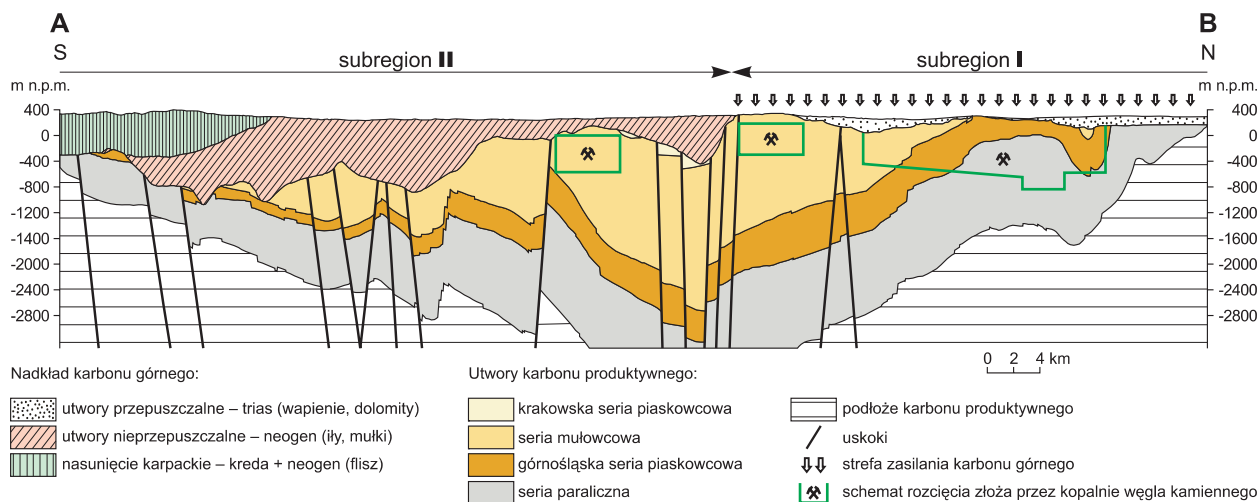
W zasięgu GZW wydziela się dwa subregiony hydrogeologiczne: subregion północno-wschodni (I) i subregion południowo-zachodni (II), o zróżnicowanej budowie geologicznej i warunkach hydrogeologicznych (A. Rózkowski, 1995) – figura 11.2. Subregion I obejmuje dwie struktury geologiczne: monoklinę śląsko-krakowską oraz cokół platformy epiwaryscyjskiej. Występujące tu czwartorzędowe, jurajskie i triasowe piętra wodonośne znajdują się w więzi hydraulicznej z poziomami karbońskimi. Ze względu na elewacyjne położenie subregionu oraz kontakty hydrauliczne między wodami podziemnymi nadkładu i karbonu obszar ten należy uznać za regionalną strefę zasilania karbońskich poziomów wodonośnych (fig. 11.2).

Subregion II, leżący w zasięgu alpejskich struktur zapadliskowych, jest wypełniony mięszym kompleksem

izolujących utworów neogenu, spoczywających z reguły na utworach karbonu (fig. 11.3). Lokalnie osady neogenu zostały wyerodowane, co umożliwia bezpośrednią więź hydrauliczną między poziomami wodonośnymi czwartorzędu i karbonu produktywnego. Pośrednie zasilanie poziomów wodonośnych karbonu w subregionie II może mieć również miejsce w obszarach zredukowanej miąższości i zwiększonego zapiaszczenia utworów neogenu.

Drenaż karbońskich poziomów wodonośnych odbywa się głównie przez wyrobiska górnicze kopalń węgla kamiennego oraz w nieznacznym stopniu przez strefy regionalnych dyslokacji, a lokalnie, w subregionie hydrogeologicznym I, przez doliny rzeczne. Aktywnemu drenażowi górnictwem podlegają również poziomy wodonośne czwartorzędu i triasu, występujące w bezpośrednim nadkładzie eksploatowanych złóż węgla w strefach zasilania karbońskich poziomów wodonośnych.

Wodonośne utwory karbonu tworzą zespoły oddzielnych szczelinowo-porowych poziomów, zbudowanych z piaskowców i zlepieńców. Poziomy te, o miąższościach zazwyczaj od kilku do kilkudziesięciu metrów, są od siebie izolowane wkładkami nieprzepuszczalnych ilowców. W obszarach sedimentacyjnych wyklinowań warstw izolacyjnych, w strefach uskokowych oraz w zasięgu oddziaływania eksploatacji górnictwowej obserwuje się łącz-



**Fig. 11.3. Schematyczny przekrój hydrogeologiczny A–B przez Górnośląskie Zagłębie Węglowe (sytuacja geologiczna wg W. Krieger *vide* A. Rózkowski, 2003) – lokalizacja na fig. 11.2**

ność hydrauliczną między poszczególnymi poziomami wodonośnymi.

Radykalne obniżanie się wodonośności i przepuszczalności poziomów wodonośnych karbonu w granicach od  $10^{-5}$  do  $10^{-10}$  m/s następuje wraz z głębokością. Na dużych głębokościach, ze względu na niską przepuszczalność, spowodowaną diagenезą ośrodka skalnego, piaskowce stają się półprzepuszczalne lub nawet praktycznie nieprzepuszczalne (J. Wagner, 1998; A. Rózkowski, 2003).

Przepływ wód w karbońskich kompleksach wodonośnych odbywa się w piaskowcach i zlepieńcach. Istotną, lecz zróżnicowaną rolę w przepływie odgrywają strefy uskokowe. Uskoki o szczelinach zamkniętych mają własności ekranów dynamicznych, utrudniających lub wręcz uniemożliwiających przepływ, natomiast uskoki o szczelinach otwartych są drożne i mogą stanowić główne drogi przepływu. Obserwacje, prowadzone w wyrobiskach górniczych, wskazują, iż dominują strefy dyslokacji zamkniętych (Z. Wilk, 1965). Regionalny przepływ wód w utworach karbonu odbywa się od obszarów wysokich ciśnień hydrostatycznych w strefach zasilania subregionu I w kierunku obszaru ciśnień niskich występujących w subregionie II (A. Rózkowski red., 2004).

Na chemizm wód podziemnych piętra wodonośnego karbonu produktywnego oraz formowanie się strefowości hydrochemicznej mają wpływ czynniki geologiczne, hydrogeologiczne oraz antropogeniczne, zwłaszcza szeroko pojęta działalność górnicza. W profilu hydrogeologicznym tego piętra istnieje wyraźna strefowość hydrochemiczna. Charakteryzuje się ona zmianami mineralizacji, w przedziale od 0,3 do 372 g/dm<sup>3</sup>, oraz składu chemicznego wód wzdłuż dróg krążenia (S. Witczak, 1964; A. Rózkowski, 1965, 2003; J. Pałys, 1966; A. S. Kleczkowski, Vu Ngoc-ky, 1969; I. Pluta, 2005). Obserwuje się ogólną tendencję wzrostu mineralizacji wód wraz z głębokością, niezależnie od wieku utworów, oraz zmiany składu anionów zgodnie z sekwencją:  $\text{HCO}_3 \Rightarrow \text{SO}_4 \Rightarrow \text{Cl}$  (A. Rózkowski red., 2004).

Istotny wpływ na kształtowanie się współczesnej strefowości hydrochemicznej ma szeroko pojęta działalność górnicza (A. Rózkowski, 1995; A. Rózkowski red., 2004; I. Pluta, 2005). Obniżenie naturalnej podstawy odwadniania górotworu długotrwałym głębokim drenażem górniczym

prowadzi do stopniowego wysładzania się wód w głęboko położonych poziomach wodonośnych. Ich skład chemiczny podlega stałej ewolucji, uzależnionej od rozwoju eksploatacji, jej ograniczenia czy też likwidacji kopalń.

Rozwój górnictwa węglowego w GZW na skalę przemysłową notuje się od przełomu XVIII i XIX wieku. Większość kopalń węgla kamiennego jest usytuowana w północnej części zagłębia na obszarze płytkiego występowania utworów karbonu produktywnego w zasięgu siodła głównego, niecki bytomskiej i północnego skłonu niecki głównej. Eksploatowane są tu głównie pokłady węgla górnosląskiej serii piaskowcowej (GSP), serii mułowcowej (SM) i krakowskiej serii piaskowcowej (KSP), podrzędnie zaś serii paralicznej (SP) – figura 11.3. Kopalnie, zlokalizowane w południowo-zachodniej i południowej części GZW, mieszczą się w ramach struktur geologicznych niecki głównej, chwałowickiej i jejkowickiej. Przedmiotem eksploatacji są tu głównie grupy pokładów serii mułowcowej (SM), górnosląskiej serii piaskowcowej (GSP) i podrzędnie serii paralicznej (SP) – figura 11.3. Obszary górnicze kopalń węgla kamiennego obejmują powierzchnię około 2000 km<sup>2</sup>. Głębokość poziomów eksploatacyjnych waha się od 270 do 1160 m.

Zawodnienie kopalń węgla kamiennego uzależnione jest od czynników geogenicznych i górniczo-technicznych (Z. Wilk, 1965; M. Rogoż, 1987, 2004; M. Rogoż, E. Posyłek, 2000; Z. Wilk red., 2003; A. Rózkowski red., 2004). Z czynników geogenicznych szczególną rolę odgrywa budowa geologiczno-strukturalna, wykształcenie litologiczne eksploatowanych serii karbonu produktywnego, a zwłaszcza wykształcenie litologiczne nadkładu. Wśród czynników górniczo-technicznych decydujące znaczenie ma czas, głębokość i system eksploatacji oraz charakter powierzchni rozcięcia górotworu robotami górniczymi.

Największe dopływy do kopalń notowano we wschodniej części zagłębia przy eksploatacji pokładów krakowskiej (bardziej wodonośnej) serii piaskowcowej. Kopalnie o największych dopływach usytuowane są w I subregionie hydrogeologicznym, gdzie w stropie karbonu występuje przepuszczalny nadkład. Do kopalń tych dopływają głównie wody niskozmineralizowane.

System eksploatacji odgrywa istotną rolę w udrażnianiu górotworu, wpływa bowiem na zdolności przewodze-

nia i gromadzenia się wód. Obecnie jednak, przy powszechnie stosowanym wydobywaniu systemem na zawal bez użycia podsadzki, czynnik ten nie wpływa znacząco na zróżnicowanie zawadnienia poszczególnych kopalń. Nie obserwuje się wyraźnej zależności dopływu wody od ogólnego wydobywania. W większości kopalń (58%), o generalnie wysokim wydobywaniu (> 1,5 mln t/a), dopływ wód jest niski i średni. Wskaźnik wodoprodukcyjności wynosi od 0,05 do 21,6 m<sup>3</sup>/t wydobywania.

Rozwój górnictwa w drugiej połowie XX wieku spowodował wzrost dopływu wód podziemnych do wyrobisk górniczych. W 1956 r. wynosił on 494,2 m<sup>3</sup>/min, natomiast w 1996 r. – 558,5 m<sup>3</sup>/min. W tym czasie średnia mineralizacja wód wypompowanych ze wszystkich kopalń (czynnych i zlikwidowanych) wzrosła z 4,9 g/dm<sup>3</sup> (1970 r.) do 12,5 g/dm<sup>3</sup> (1996 r.), co należy wiązać ze wzrostem głębokości eksploatacji prowadzonej w kopalniach w latach 80. Obecnie, na etapie restrukturyzacji przemysłu węgla kamiennego, ilość wód dopływających do kopalń zmniejszyła się do 488,4 m<sup>3</sup>/min (PIG – baza danych MIDAS, 2003), przy równoczesnym wzroście ich mineralizacji. Stopień wykorzystania wód kopalnianych jest niewielki i wynosi 122,7 m<sup>3</sup>/min. Dopływy całkowite wód podziemnych do poszczególnych kopalń węgla kamiennego są zróżnicowane w granicach od 0,64 do 52,8 m<sup>3</sup>/min (PIG – baza danych MIDAS, 2003). Wyższymi dopływami charakteryzują się kopalnie położone w I subregionie hydrogeologicznym (fig. 11.2).

Mineralizacja pompowanych wód kopalnianych w poszczególnych kopalniach waha się od kilku do 110 g/dm<sup>3</sup>. Chemizm naturalnych wód dopływających do poszczególnych poziomów eksploatacyjnych może się różnić od chemizmu wód wypompowywanych na powierzchnię, co ma związek z wprowadzaniem do wyrobisk górniczych wód technologicznych.

Uwzględniając możliwości wykorzystania wód kopalnianych oraz procesy ich utylizacji, została opracowana specjalna górnicza klasyfikacja wód kopalnianych, wprowadzona decyzją Ministerstwa Górnictwa i Energetyki z dnia 11.04.1984 r. (I. Pluta, J. Dulewski, 2006). Według niej wody kopalniane dzielą się na dwie grupy: wody pitne o mineralizacji do 1,0 g/dm<sup>3</sup> i wody nienadające się do picia o mineralizacji > 1,0 g/dm<sup>3</sup>. W skład grupy drugiej

wchodzi klasy wód: przemysłowe, o mineralizacji 1–3 g/dm<sup>3</sup>, miernie zasolone, o mineralizacji 3–70 g/dm<sup>3</sup>, i solanki, o mineralizacji > 70 g/dm<sup>3</sup>. Klasyfikacja ta wymaga jednak weryfikacji, gdyż jest niezgodna z obowiązującą klasyfikacją hydrogeologiczną i nie uwzględnia aktualnych przepisów Unii Europejskiej (I. Pluta, 2005).

Zgodnie z danymi za rok 2003, w całkowitym bilansie wód kopalnianych (488,4 m<sup>3</sup>/min), przy uwzględnieniu klasyfikacji górniczej, dominowały dopływy do kopalń wód pitnych i przemysłowych (239,43 m<sup>3</sup>/min) nad dopływami wód miernie zasolonych (221,08 m<sup>3</sup>/min) oraz solanek (27,93 m<sup>3</sup>/min).

Korelując klasyfikację górniczą ze strefowością hydrochemiczną, należy uznać, iż słodkie i przemysłowe wody kopalniane występują w strefie infiltracji wód podziemnych, wody miernie zasolone – w strefach mieszania się wód i częściowo w strefie wód reliktowych, zaś solanki – wyłącznie w strefie wód reliktowych. Potwierdzają to wyniki badań izotopowych wód kopalnianych (A. Rózkowski red., 2004).

Przekształcenia warunków wodnych w GZW, spowodowane odwadnianiem kopalń, obejmują zarówno wody podziemne, jak i powierzchniowe. W przypadku wód podziemnych dotyczą wodonośnych utworów karbonu I i, lokalnie, II subregionu hydrogeologicznego, a także warstw poziomów wodonośnych wyżej występujących. Zasięg drenażu ma tu charakter regionalny (fig. 11.2); jego powierzchnia, obejmująca karbońskie poziomy wodonośne w subregionie I, wynosi około 1100 km<sup>2</sup>, a objętość zdrenowanego górotworu około 100 km<sup>3</sup>. Ilość pompowanych wód z kopalń w latach 90. kształtowała się na poziomie około 804 tys. m<sup>3</sup>/d, co spowodowało obniżenie ciśnienia piezometrycznego w utworach karbonu od 0,8 do 3,0 MPa (Z. Wilk i in., 1990) na powierzchni około 1720 km<sup>2</sup> (fig. 11.2).

Oddziaływanie kopalń węgla na środowisko wodne w GZW jest szeroko analizowane w pracach: Z. Wilka red. (1990, 2003), M. Rogoża, E. Posyłek (2000), A. Rózkowskiego red. (2004) i A. Szczepańskiego (2004).

Drenażem górniczym objęte są również czwartorzędowe i triasowe główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP), występujące w stropie eksploatowanego górotworu karbońskiego. Są to czwartorzędowe GZWP: Ryb-



nik (345), Pszczyna (346), Górna Kłodnica (331), Biskupia Bór (453) i Dąbrowa Górnicza (455) oraz triasowe GZWP: Bytom (329), Chrzanów (452) i Gliwice (330). Intensywny drenaż górniczy prowadzi do uszczuplenia ich zasobów dyspozycyjnych. Przyjmuje się, iż pod jego wpływem znajdowało się około 400 km<sup>2</sup> powierzchni czwartorzędowych poziomów wodonośnych oraz kilkadziesiąt km<sup>2</sup> triasowych poziomów wodonośnych w niecce bytomskiej, wilkoszyńskiej i chrzanowskiej.

Odwadnianie wyrobisk górniczych doprowadziło do obniżenia naturalnej podstawy drenażu w górotworze karbońskim do głębokości 300–700 m, a lokalnie do około 1200 m, co spowodowało stopniowe wysładzanie się wód w głęboko położonych poziomach wodonośnych karbonu. Zjawisko to wiąże się głównie z mieszanym się wysokozmineralizowanych wód głębokich poziomów ze słabiej zmineralizowanymi wodami poziomów nadległych, niekiedy również z wodami technologicznymi. Powyższe procesy, zintensyfikowane występowaniem przepuszczalnego nadkładu, spowodowały ukształtowanie się w utworach karbonu w NE części zagłębia głębokiej strefy wód o obniżonej mineralizacji.

Zbiornicze wody kopalniane odprowadzane do rzek z poszczególnych kopalń charakteryzują się mineralizacją w granicach od około 1,7 do około 110 g/dm<sup>3</sup>. Te wysokozmineralizowane wody powodują degradację jakości wód rzecznych (J. Pałys, 1966; A.T. Jankowski, 1986; A. Rózkowski, J. Rózkowski, 1994; M. Rogoż, E. Posyłek, 2000; Z. Wilk red., 2003; A. Rózkowski red., 2004; I. Pluta, 2005). Ładunek chlorków i siarczanów odprowadzanych do rzek w 1996 r. wynosił 4602 Mg/d, z czego około 3548 Mg/d dopłynęło do Wisły i około 1054 Mg/d do Odry. Ze względu na postępującą likwidację kopalń, wielkości zrzutów i ich skład chemiczny ulegają stałym zmianom i wymagają systematycznych badań i rejestracji. Na ogół mineralizacja wód maleje, z uwagi na zatapanie najgłębszych poziomów oraz przerzuty solanek z czynnych kopalń do likwidowanych poziomów eksploatacyjnych w kopalniach sąsiednich.

Intensywna, wielowiekowa działalność górnicza w GZW spowodowała powstanie na powierzchni szeregu

niekorzystnych zjawisk, w tym zapadlisk i niecek osiadania. W obszarach, gdzie w nadkładzie eksploatowanych złóż węgla występują utwory nieprzepuszczalne, rozległe niecki osiadania są najczęściej podtopione lub zalane i tworzą liczne zalewiska (B. Staszewski, 1994; S. Durczyński i in., 2001; Z. Wilk red., 2003). W niektórych rejonach centralnej, północnej i północno-zachodniej części GZW, gdzie wyeksploatowano pokłady o łącznej grubości około 50–60 m, obniżenia terenu mogą lokalnie przekraczać 30 m. W północnej części Rybnickiego Okręgu Węglowego obniżenia są rzędu od kilkunastu do około 20 m. Pozostałe obszary górnicze, w których eksploatacja jest prowadzona co najmniej 25 lat, obniżyły się w granicach 5–10 m.

Szacunkowa powierzchnia zalewisk w GZW, według danych z 2000 r., wynosiła 8–10 km<sup>2</sup>. Najbardziej zagrożone zawodnieniem są obszary dolin i pradolin Bierawki, Kłodnicy i Wisły. Duże skupisko podtopień znajduje się między Chorzowem, Świętochłowicami i Bytomiem. Całkowita powierzchnia terenów podtopionych w GZW wynosi około 30–40 km<sup>2</sup>. W przyszłości na szeroką skalę wystąpi dalsze zawodnienie terenów górniczych, co będzie się wiązało z całkowitą likwidacją kopalń i wyłączeniem systemów odwadniania wyrobisk podziemnych. Obecnie, ze względu na bezpieczeństwo czynnych kopalń, w likwidowanych kopalniach utrzymuje się nadal pompowanie odwadniającego.

Jakość wód użytkowych poziomów wodonośnych i – na niewielką skalę – wód powierzchniowych na terenie GZW jest zagrożona również oddziaływaniem odpadów górnictwa węglowego składowanych na powierzchni. Są one bezpośrednim produktem robót górniczych lub wytwarzane w procesie wzbogacania węgla (J. Szczepańska, 1987; A. Rózkowski, A. Siemiński red., 1995). O skali tego problemu świadczy fakt, iż obecnie na terenie GZW ilość odpadów już nagromadzonych wynosi szacunkowo około 800 Mt. Degradacja środowiska wodnego w rejonach zwałowisk odpadów karbońskich jest wynikiem wymywania z nich łatwo rozpuszczalnych soli i wprowadzania ich do wód powierzchniowych i podziemnych (J. Szczepańska, 1987; I. Twardowska i in., 1988). Opiswane ogniska zanieczyszczeń będą stwarzać zagrożenie również po likwidacji kopalń.

### 11.1.2. Lubelskie Zagłębie Węglowe

Badania geologiczne złóż węgla kamiennych prowadzone w nowo odkrytym Lubelskim Zagłębiu Węglowym (LZW) w latach 1964–1984 umożliwiły wydzielenie 9 rejonów złożowych charakteryzujących się zróżnicowanymi warunkami hydrogeologicznymi (A. Różkowski, T. Rudzińska-Zapaśnik, 1989). Najlepiej został rozpoznany Centralny Rejon Węglowy (CRW), w którym znajduje się kopalnia Bogdanka, jedyna zbudowana w LZW kopalnia węgla kamiennego (fig. 11.4).

CRW położony jest w obszarze skonsolidowanej platformy prekambryjskiej charakteryzującej się tektoniką blokową (fig. 11.4) – T. Rudzińska-Zapaśnik, A. Różkowski (2003). Utwory karbonu, o miąższości około 780 m, spoczywają tu na utworach dewonu i syluru i należą do karbonu dolnego oraz górnego. Karbon górny, reprezentowany przez namur i westfal, rozwinięty jest w facji ilowcowo-mułowcowo-piaskowcowej z pokładami węgla. Złoża węgla związane z utworami westfalu, tzw. warstwami lubelskimi, o miąższości średnio 300 m, leżą na głębokości około 650–960 m. W stropie osadów karbonu zalegają utwory jury, kredy i czwartorzędu o łącznej miąższości od około 500 do około 1400 m. Utwory jury, o miąższości dochodzącej do 200 m, reprezentowane są przez piaszczysto-mułowcowo-wapienne osady jury dolnej i środkowej oraz węglanowe utwory jury górnej. Skały kredy, o średniej miąższości około 470 m, są wykształcone jako piaskowce glaukonitowe kredy dolnej (alb), o miąższościach zazwyczaj kilku metrów, oraz margliste i wapienne utwory kredy górnej. Lokalnie w stropie utworów kredy występują mułkowo-ilaste soczewy osadów paleogenu i neogenu. Piaszczysto-gliniaste osady czwartorzędu pokrywają starsze podłoże płaszczem o zróżnicowanej miąższości od kilku do kilkudziesięciu metrów.

W profilu hydrogeologicznym CRW wydziela się piętra wodonośne: czwartorzędowe, kredowe, jurajskie i karbońskie (T. Rudzińska-Zapaśnik, A. Różkowski, 2003) – figura 11.5.

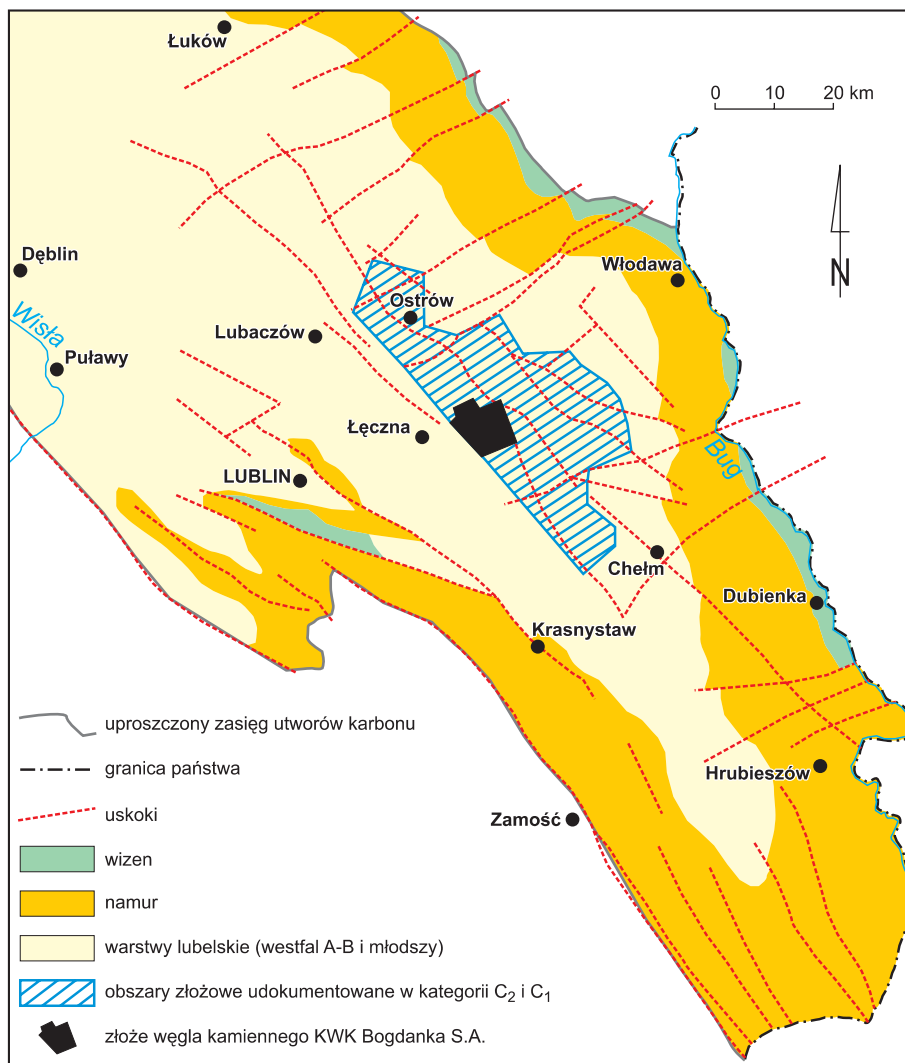
Wodonośne utwory czwartorzędowe związane są z piaskami i żwirami, które tworzą poziomy o swobodnym zwierciadle wody.

Piętro wodonośne kredy reprezentowane jest przez węglanowy szczelinowo-porowy poziom wodonośny kredy górnej i piaskowcowy, porowo-szczelinowy poziom kredy dolnej. W profilu kredy górnej obserwuje się wyraźną stratyfikację przepuszczalności. Podwyższoną przepuszczalnością i wodonośnością charakteryzują się wyłącznie jej ogniwa stropowe oraz strefy dyslokacji tektonicznych. Głębokość strefy spękań waha się w granicach 70–120 m, współczynniki filtracji mieszczą się w przedziale  $10^{-6}$ – $10^{-4}$  m/s. Niższe ogniwa kredy górnej są słabo przepuszczalne i charakteryzują się współczynnikami filtracji rzędu  $10^{-9}$ – $10^{-8}$  m/s. Utwory kredy dolnej o właściwościach kurzawkowych i nieciągłym występowaniu stwarzały podstawowe utrudnienia przy zgłębianiu szybów kopalni Bogdanka.

Piętro wodonośne jury, tworzące olbrzymi zbiornik wód w stropie formacji produktywnej karbonu, wpływa bezpośrednio na zawodnienie wyrobisk górniczych. Węglanowe, szczelinowo-porowe, lokalnie szczelinowo-krasowe, utwory poziomu wodonośnego jury górnej charakteryzują się zróżnicowaną wodonośnością i przepuszczalnością w granicach  $10^{-9}$ – $10^{-5}$  m/s. Piaskowce z drobnymi przerostami mułkowców poziomu wodonośnego jury środkowej występują w formie nieregularnych soczew, wypełniających formy erozyjne w stropie utworów karbonu. Ze względu na dobrą wodoprzepuszczalność ( $10^{-5}$  m/s) i wodonośność stanowią istotne zagrożenie dla robót górniczych.

W profilu piętra wodonośnego karbonu produktywnego badaniami hydrogeologicznymi objęte były utwory westfalu i namuru. Poziomymi wodonośnymi są tu ławice piaskowców porowo-szczelinowych, o współczynnikach filtracji w granicach  $10^{-10}$ – $10^{-5}$  m/s.

Regionalny przepływ wód w CRW skierowany jest ku północnemu zachodowi, w kierunku niecki mazowieckiej (A. Różkowski, T. Rudzińska-Zapaśnik, 1989).

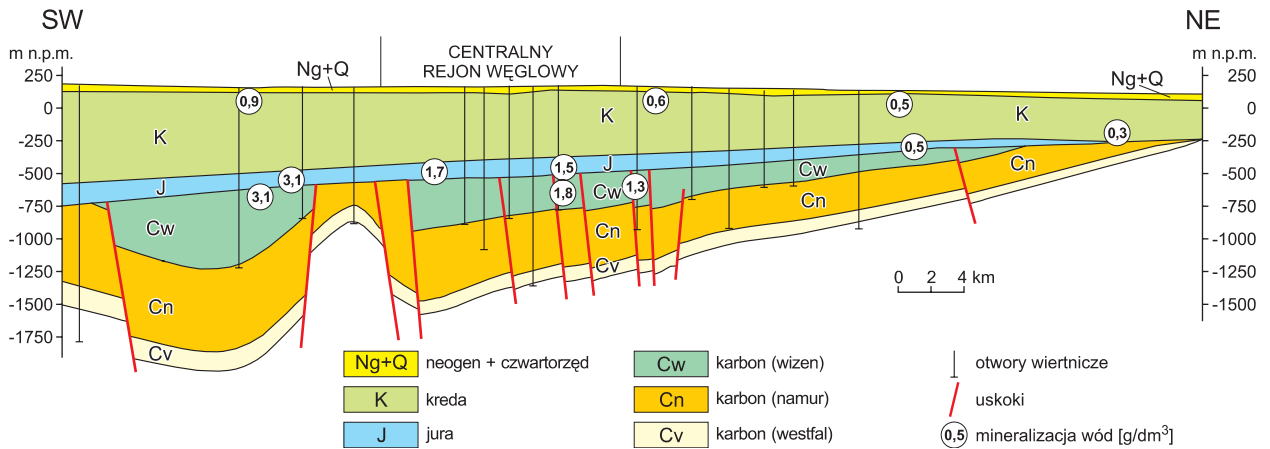


**Fig. 11.4. Szkic geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego (uproszczony wg J. Porzyckiego, A. Zdanowskiego, 1995)**

W zasięgu CRW można wydzielić trzy strefy hydrodynamiczne: górną – aktywnej wymiany, środkową – utrudnionej wymiany i dolną – stagnacji.

Górna strefa hydrodynamiczna obejmuje czwartorzędowo-górnokredowy kompleks wodonośny do głębokości około 170 m. Jest to odkryty zbiornik wód podziemnych występujący w strefie aktywnej wymiany, drenowany przez rzeki i pozbawiony kontaktu z poziomami LZW.

Środkowa strefa hydrodynamiczna, o miąższości około 830 m, obejmuje utwory kredy dolnej, jury i karbonu produktywnego i pokrywa się z zasięgiem strefy utrudnionej wymiany wód w profilu hydrogeologicznym. Zasilanie, drenaż i odnawialność kompleksów wodonośnych tej strefy są utrudnione. Aktywny drenaż poziomów wodonośnych karbonu oraz jury i kredy dolnej przez kopalnię Bogdanka spowodował zaburzenie pierwotnego pola hydrody-



**Fig. 11.5. Przekrój hydrogeologiczny przez Lubelskie Zagłębie Węgłowe (wg A. Rózkowskiego, T. Rudzińskiej-Zapaśnik, 1989)**

namicznego i wytworzenie leja depresyjnego obejmującego cały obszar CRW (ok. 260 km<sup>2</sup>).

Dolna strefa hydrodynamiczna, występująca od głębokości około 1000 m, obejmuje kompleksy wodonośne starszych ogniw paleozoiku i mieści się w zasięgu strefy hydrodynamicznej stagnacji.

Strefowość hydrodynamiczna w LZW potwierdzona jest strefowością hydrogeochemiczną, która w CRW wyraża się wzrostem ogólnej mineralizacji wód z głębokością. Wzrost mineralizacji i zmiany składu jonowego przebiegają zgodnie z upadem warstw i regionalnym przepływem wód (A. Rózkowski, T. Rudzińska, 1978; T. Rudzińska-Zapaśnik, A. Rózkowski, 2003).

Wody w utworach kredy dolnej i jury są typu HCO<sub>3</sub>-Cl-Na i Cl-HCO<sub>3</sub>-Na o ogólnej mineralizacji nieprzekraczającej 2,8 g/dm<sup>3</sup>. Wody w utworach serii złożowej westfalu w przedziale głębokości około 670–1000 m są typu HCO<sub>3</sub>-Cl-Na i Cl-HCO<sub>3</sub>-Na i cechują się ogólną mineralizacją 1,2–4,3 g/dm<sup>3</sup>. Na głębokościach od 1000 m obserwuje się wyraźny wzrost ogólnej mineralizacji i zmianę ich typu chemicznego na Cl-Na.

Badania składu izotopowego (A. Rózkowski, K. Przewłocki, 1974; A. Zuber, J. Grabczak, 1981) oraz wyniki rozpoznania hydrochemicznego i składu gazowego wód (A. Rózkowski, T. Rudzińska, 1978; T. Rudzińska-Zapaśnik, A. Rózkowski, 2003) pozwoliły

określić zasięg strefy wystudzenia i wymiany wód w rozpatrywanym obszarze CRW.

Dopływy wód do wyrobisk górniczych pochodzą z drenażu zasobów statycznych i dynamicznych serii złożowej i jej nadkładu (A. Rózkowski, Z. Wilk, 1987). Rosły one sukcesywnie od 2,7 m<sup>3</sup>/min w 1978 r. do 10–12 m<sup>3</sup>/min w ostatnich latach, co się wiąże z rozwojem eksploatacji górniczej i prowadzi do wzrostu mineralizacji wód kopalnianych.

W świetle obecnego rozpoznania hydrogeologicznego dopływy wód do kopalni pochodzą z drenażu górotworu głównie jurajskiego oraz karbońskiego. Intensywne odwadnianie tych kompleksów wodonośnych, prowadzone planowo przy zastosowaniu otworów drenażowych, doprowadziło do wytworzenia się rozległych lejów depresyjnych. W centralnej części leja ciśnienie wód w utworach jurajskich obniżyło się o około 5–6 MPa.

Mineralizacja ogólna wód z utworów karbonu dopływających do wyrobisk górniczych mieści się w granicach 5,1–7,4 g/dm<sup>3</sup>, zaś wód z utworów jurajskich 0,6–2,8 g/dm<sup>3</sup>. Ze względu na ponadnormatywną mineralizację, wody z kopalni Bogdanka nie nadają się do celów pitnych. Z ogólnej ilości wód w kopalniach – 12,0 m<sup>3</sup>/min, 8,4 m<sup>3</sup>/min, tj. 70%, jest odprowadzana do cieków, natomiast 3,6 m<sup>3</sup>/min, tj. 30%, jest zagospodarowana przez kopalnię na cele technologiczne. Badania specjalistyczne wykazały

możliwość ich częściowego wykorzystania w lecznictwie, ze względu na znaczną zawartość fluorów: 3–7 mg/dm<sup>3</sup> (A. Majka-Smuszkiewicz, A. F. Adamczyk, 1989).

Przekształcenia środowiska wodnego obszaru górniczego KWK Bogdanka analizowane są w pracach A. Różkowskiego, Z. Wilka red. (1989) oraz Z. Wilka i in. (1990). Aktualnie badania wykazały, iż największe zmiany środowiska związane są z drenażem kompleksu wodonośnego jury i karbonu. Obejmują one powierzchnię około 950 km<sup>2</sup> i manifestują się obniżeniem ciśnień piezometrycznych do

3,5–6,0 MPa. Odprowadzanie wód kopalnianych do rzeki Świnki, mimo niskiego ich zasolenia, powoduje pogorszenie jakości jej wód na odcinku kilku kilometrów.

W Lubelskim Zagłębiu Węglowym nie obserwuje się widocznych zmian stosunków wodnych na powierzchni terenu, spowodowanych eksploatacją i obniżeniem ciśnień wód w górotworze. Dzięki izolującym ogniwom dolnym kredy górnej, cieki i jeziora nie infiltrują i nie będą infiltrowały w podłoże.

### 11.1.3. Dolnośląskie Zagłębie Węglowe

Dolnośląskie Zagłębie Węglowe (DZW) leży w północnej części niecki śródsudeckiej. Obszar wychodni utworów karbonu produktywnego, w ramach którego prowadzona była eksploatacja górnicza, w północno-wschodniej części niecki określany jest jako niecka wałbrzyska, natomiast obszar wychodni karbonu w południowo-wschodniej części niecki jako niecka Nowej Rudy. Złóża węgla związane są z utworami karbonu górnego podścielonego utworami karbonu dolnego, wykształconego w facji kulmu (E. Posyłek, 1987).

Karbon górny, związany z facją zlepieńcowo-piaskowcowo-mułowcowo-iłowcową z pokładami węgla, reprezentowany jest przez warstwy: wałbrzyskie, białokamińskie i żaclarskie. Miąższość karbonu produktywnego jest rzędu około 600 m. W jego stropie występują utwory stefanu i permu z licznymi intruzjami skał wulkanicznych. Osady czwartorzędowe przykrywają starsze podłoże płaszczem o zróżnicowanej miąższości. Opisywane struktury geologiczne są silnie zaangażowane tektonicznie.

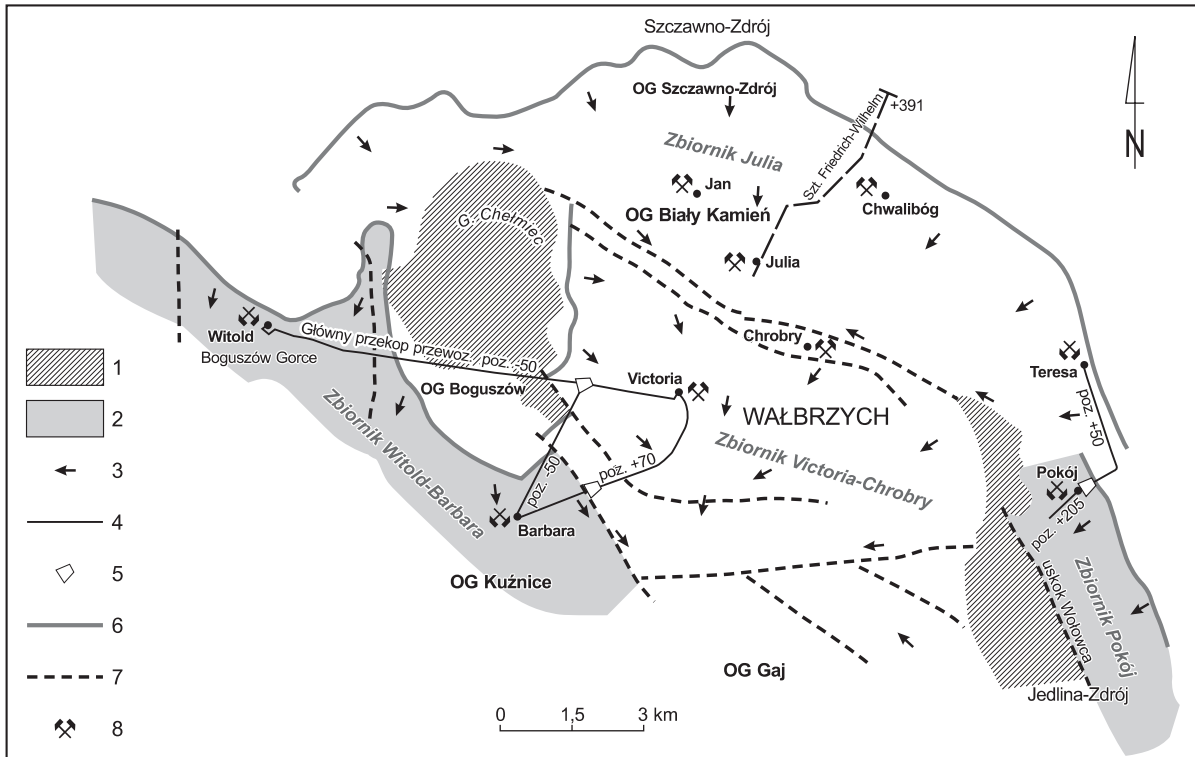
Budowa geologiczna zagłębia, a szczególnie jego rozdzielenie intruzjami porfirowymi na mniejsze jednostki, oraz występowanie rozległych, o regionalnym zasięgu, stref dyslokacji powodowały zróżnicowanie warunków hydrogeologicznych i zawodnienia w kopalniach. Do czasu likwidacji kopalń, tj. do 1993 r., utworzonych zostało 5 centrów odwadniania DZW (J. Fiszer, 2000), z których najgłębsze, Victoria-Chrobry, prowadziło dre-

naż do głębokości około 900 m (fig. 11.6). Całkowite dopływy do kopalń wałbrzyskich w latach 1955–1993 zmieniały się w granicach od 48,4 (1958 r.) do 20,3 m<sup>3</sup>/min (1993 r.) Ta ostatnia wartość odpowiadała wielkości zasobów odnawialnych (dynamicznych).

Każda kopalnia (Thorez, Wałbrzych i Victoria) prowadziła gospodarkę wodną w odrębny sposób, używając części wód kopalnianych do celów technologicznych, oddając je wodociągom lub sprzedając innym zakładom przemysłowym. Pozostałe ilości wód były zrzucane do cieków.

Wieloletnia eksploatacja spowodowała wytworzenie leja depresji o głębokościach rzędu 780–800 m (lokalnie w niecce sobiecińskiej nawet 1000 m) i zasięgu dochodzącym do granic wychodni warstw karbonu produktywnego (Z. Wilk red., 2003) lub stref dyslokacyjnych o zasięgu regionalnym. W efekcie zanikły źródła wód mineralnych w rejonie Wałbrzycha i Jedliny-Zdroju oraz zmniejszyły się odpływy wód podziemnych. Zaburzone zostały także przepływy w ciekach powierzchniowych na skutek wymuszonej infiltracji w granicach leja depresji oraz zrzutu wód kopalnianych.

Wody kopalniane w ogólnej masie były wodami zasolonymi typu SO<sub>4</sub>–HCO<sub>3</sub>–Mg–Ca–Na lub HCO<sub>3</sub>–SO<sub>4</sub>–Mg–Ca–Na, z zawartością metali ciężkich. Cechą różniącą je od pozostałych wód była niska (37–137 mg/dm<sup>3</sup>) zawartość jonów chlorkowych.



**Fig. 11.6. Podział górotworu objętego działalnością górniczą Wałbrzyskich Kopalń Węgla Kamiennego na zbiorniki wód podziemnych (wg J. Fiszera, 2000)**

1 – intruzje porfirowe; 2 – zbiorniki z ustabilizowanym zwierciadłem wód podziemnych; 3 – aktualne kierunki splotu wód podziemnych; 4 – przekopy łączące zbiorniki; 5 – tamy wodne; 6 – granice wychodni warstw karbonu produktywnego; 7 – uskoki; 8 – szyby kopalniane

Oprócz zagłębia wałbrzyskiego eksploatacja złóż węgla kamiennego prowadzona była w rejonie Nowej Rudy w kopalniach: Nowa Ruda, Przygórze i Jan, połączonych w 1948 r. w jedną KWK Nowa Ruda (od 1954 r. KWK Słupiec) z trzema szymbi wydobywczymi: Piast, Bolesław i Jan. Eksploatacja w tym rejonie w latach 1995–2000 została zaniechana.

Obszar eksploatacji był tu słabo zawodniony, mimo występowania trzech poziomów wodonośnych: czwartorzędowego, czerwonego spagowca i karbońskiego. Odwadnianie górnicze sięgało 460 m p.p.t., a dopływy wynosiły od 5,0 do 10,2 m<sup>3</sup>/min (łącznie z obszaru Piast i Słupiec). Mineralizacja wód kopalnianych była stosunkowo niewielka i zmieniała się od około 1700 do około

5000 mg/dm<sup>3</sup>. Wody kopalniane na ogół nie były wykorzystywane gospodarczo, a zdecydowaną ich większość zrzucano do cieków powierzchniowych.

Przerwanie eksploatacji górniczej w całym zagłębiu wałbrzyskim w 1993 r. umożliwiło przystąpienie do zatopienia wyrobisk górniczych w wyniku naturalnego zasilenia warstw wodonośnych, co doprowadziło do wytworzenia się odrębnych zbiorników wodnych i nowego systemu krążenia (J. Fiszera, 1995, 2000; J. Sawicki, 1995, 2000). Skutki zatapiania kopalń w DZW uwidoczniły się w zmianach przepływu wód w ciekach powierzchniowych, a w rejonie wałbrzyskim zagrożeniem zalania części obniżonej terenu (J. Fiszera, 2000). Zbiorniki są tu połączone przekopami z odpowiednim otamowaniem (fig. 11.6),

co umożliwia przelewy wód między nimi celem wyrównywania poziomów.

Zatapianie kopalń w rejonie Nowej Rudy nie spowodowało żadnych zagrożeń i przebiega zgodnie z oczeki-

waniami, tzn. wypełniane są dwa odrębnie wytworzone leje depresji.

## 11.2. Wody kopalniane w górnictwie węgla brunatnego

Eksploatacja złóż węgla brunatnego koncentruje się w trzech obszarach: Wielkopolskim Zagłębiu Węgla Brunatnego (złoża w rejonie Konina i Turka) oraz w rejonie Bełchatowa i Turosszowa. W rejonie Konina działały kopalnie: Pątnów, Gosławice, Kazimierz, Józwin i Lubstów (wcześniej także Morzysław i Niesłusz), a w rejonie Tur-

ka: Adamów, Władysławów, Bogdałów i Koźmin. Wydobycie we wszystkich tych obszarach odbywa się systemem odkrywkowym. Na przełomie XX i XXI wieku eksploatacja była prowadzona w: KWB Adamów (3 odkrywki), KWB Konin (5 odkrywek) oraz KWB Bełchatów i KWB Turów (po 1 odkrywece).

### 11.2.1. Wielkopolskie Zagłębie Węgla Brunatnego

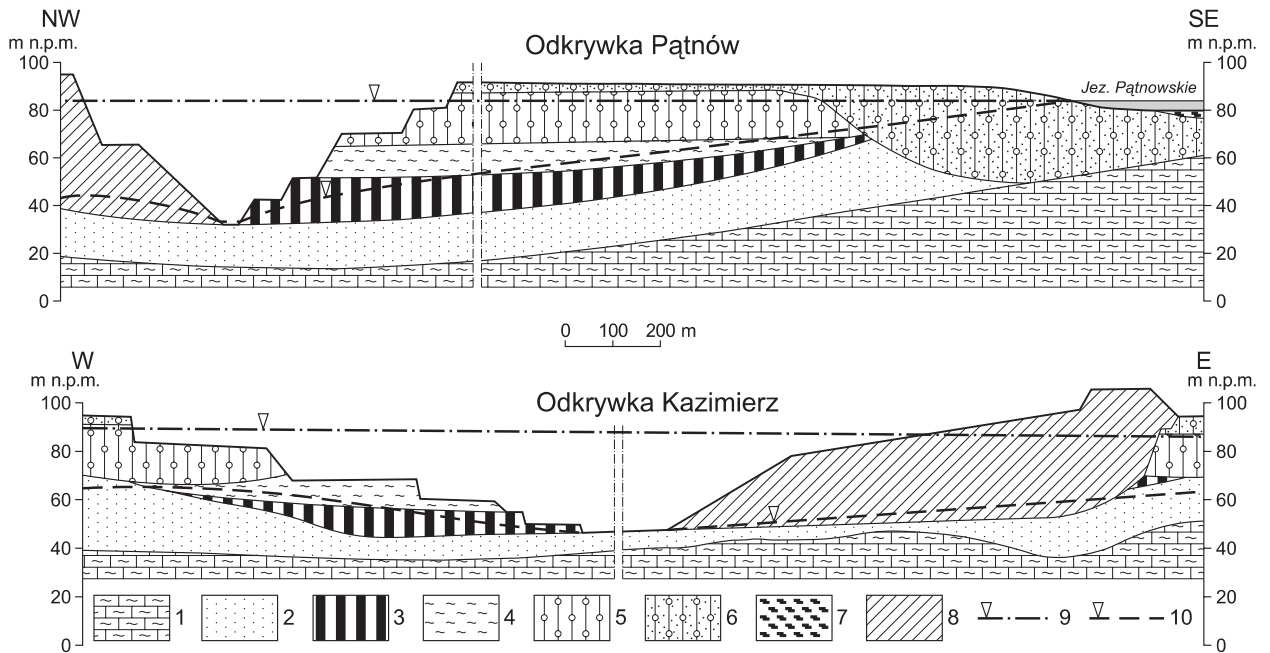
Mioceński węgiel brunatny w rejonie Konina występuje w postaci rozległych soczew zalegających na piaskach podwęglowych, podścielonych marglami kredowymi (fig. 11.7). Wyróżnia się tu dwa piętra wodonośne: nadwęglowe (czwartorzędowe) i podwęglowe (neogeo-sko-kredowe). Piętro nadwęglowe (piaski, żwiry) jest wielopoziomowe, nieciągłe, zaburzone glacitektonicznie, a warstwy wodonośne poprzedzielane są glinami zwałowymi; dolne warstwy spoczywają lokalnie na łałach plioceńskich. Piętro podwęglowe w górnej części tworzą mioceńskie piaski o nieciągłym rozprzestrzenieniu, a w dolnej – stropowe, szczelinowe partie margli górnokredowych (fig. 11.7).

Eksploatację górnictwem w zagłębiu wielkopolskim rozpoczęto w 1942 r. (rejon Konina) i w 1959 r. (rejon Turka) od odwodnienia skał nadkładu za pomocą drenażu górnictwa oraz obniżania ciśnienia w piętrze podwęglowym z zastosowaniem bariery studni głębinowych, wyprzedzających udostępnienie pokładu węgla, a później fronty eksploatacyjne.

W efekcie odwodnień (średnie wydajności systemów pomp w czasie całej działalności wynosiły w rejonie Ko-

nina 100 m<sup>3</sup>/min, i podobnie w rejonie Turka gdzie wytworzyły się rozległe leje depresyjne wokół poszczególnych odkrywek, które (zwłaszcza w poziomie podwęglowym) łączą się w lej regionalny (Z. Wilk red., 2003). W rejonie konińskim zasięg leja depresji obejmuje około 100 km<sup>2</sup> w poziomie nadwęglowym i około 450 km<sup>2</sup> w poziomie podwęglowym (fig. 11.8). W rejonie Turka leje depresyjne w obrębie czwartorzędowych (nadkładowych) warstw obejmują po kilka km<sup>2</sup> powierzchni wokół kopalń, a wspólne leje około 90 km<sup>2</sup> w utworach neogenu i blisko 200 km<sup>2</sup> w utworach kredy (fig. 11.9). Dopływy do systemów odwadniających poszczególne kopalnie wahają się od około 20 do około 80 m<sup>3</sup>/min. Łączne dopływy wód w okresie maksymalnych odwodnień do kopalni w rejonie Konina osiągają 130–150 m<sup>3</sup>/min, a w rejonie Turka 120–170 m<sup>3</sup>/min. Wytworzone w obrębie kompleksu podwęglowego depresje sięgają 50–80 m.

Wody kopalniane są na ogół dobrej jakości – II i III klasa, a w rejonie Lubstowa – I klasa. Jedynymi zanieczyszczeniami są zawiesiny (w tym organiczne), które zabarwiają wody i powodują ich mętność. Dotyczy to głównie wód piętra nadwęglonego, które są oczyszczane



**Fig. 11.7. Schematyczne przekroje hydrogeologiczne przez odkrywki Pątnów i Kazimierz (wg J. Blechacza, Z. Karpy, 1969)**

1 – margle górnej kredy; 2 – podwęglowe piaski drobnoziarniste miocenu; 3 – węgiel brunatny; 4 – iły poznańskie; 5 – gliny zwałowe; 6 – gliny zwałowe piaszczyste; 7 – gytie i torfy; 8 – zwałowisko wewnętrzne; 9 – pierwotne zwierciadło wody; 10 – zwierciadło wody obniżone na skutek drenażu

w osadnikach, a przed zrzutem do cieków i jezior z reguły przepuszczane przez tzw. filtry roślinne. Koryta cieków są uszczelniane lub przekładane, co skutecznie ogranicza infiltrację w obrębie lejów depresji.

Generalnie drenaż górniczy w tych regionach nie powoduje zubożenia zasobów wodnych. Kopalnie, w ra-

mach naprawy szkód górniczych, zbudowały ujęcia i sieci wodociągowe, ujmujące głównie wody piętra neogeńsko-kredowego. Zastąpiły one kilkanaście ujęć komunalnych leżących w granicach wytwarzanych przez kopalnie lejów depresyjnych.

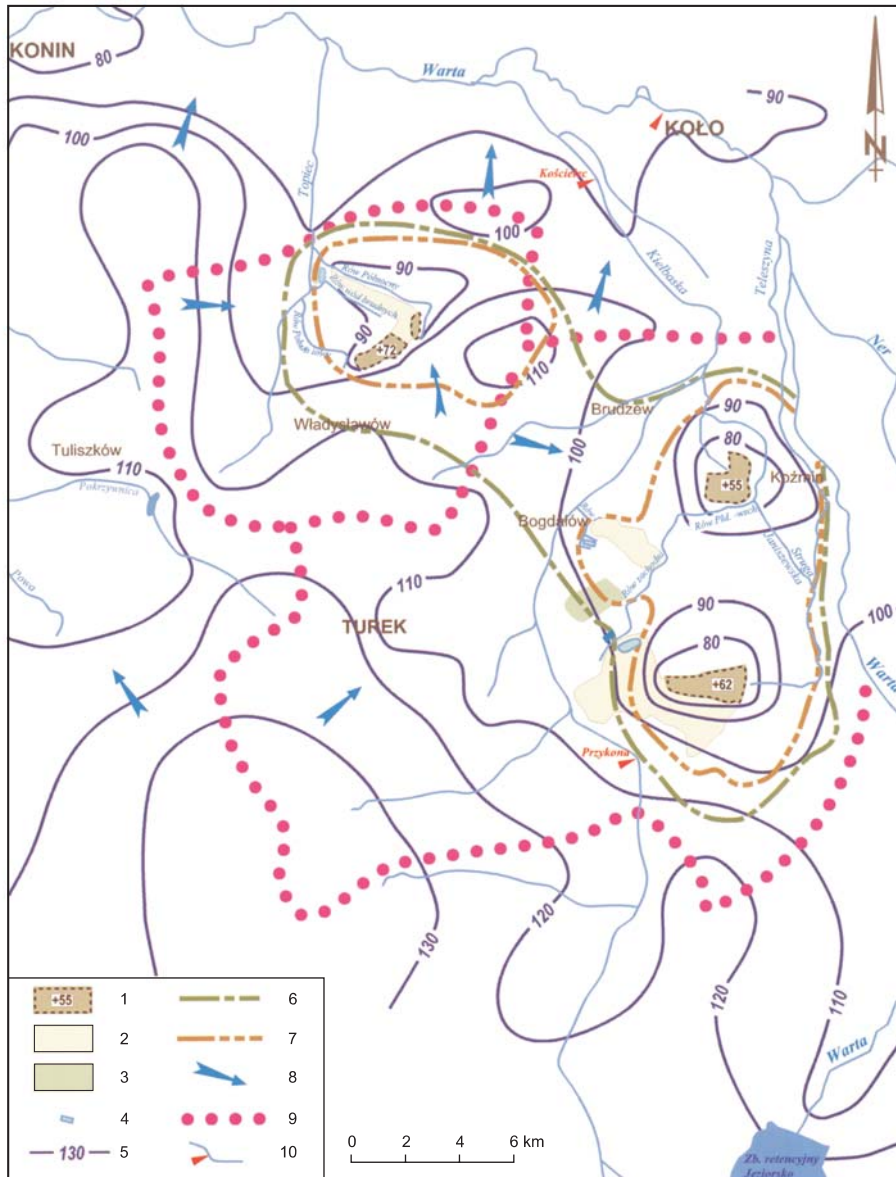
### 11.2.2. Zagłębie Bełchatowskie

KWB Bełchatów leży w południowo-wschodniej części niecki łódzkiej. Eksploatuje pokłady węgla w trzech polach górniczych: Szczerców, Bełchatów i Kamięńsk. Wypełniają one rów tektoniczny Kleszczowa, rozciągający się na długości około 40 km w pasie równoleżnikowym o szerokości od 1,5 do 2,2 km. Między polami

Bełchatów i Szczerców zlokalizowany jest wysad solny Dębina (fig. 11.10). Eksploatację w polu Bełchatów poprzedzono wykonaniem sieci kanałów i rowów odprowadzających wody pompowane z barier studni zewnętrznych, wewnętrznych i otworów przelewowych (fig. 11.11). Niektóre odcinki cieków powierzchniowych zo-

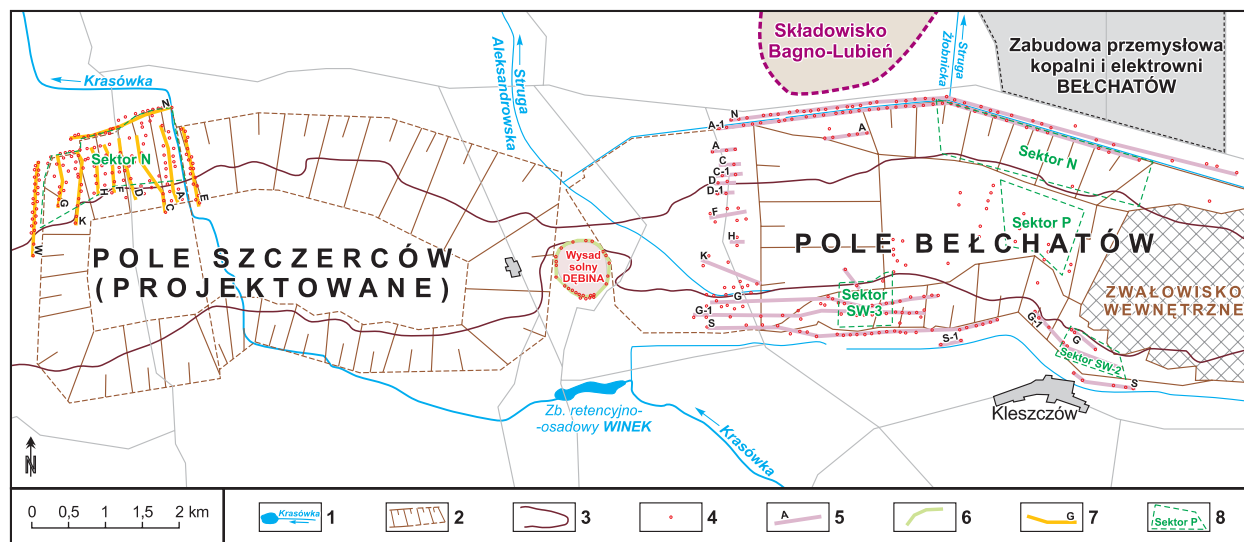






**Fig. 11.9. Mapa obszarów zasilania ośrodków drenażu KWB Adamów wg stanu z 1996 r. (opracowanie J. Sawickiego wg W. Czoboja, 1996 i Mapy hydrogeologicznej Polski 1:200 000, ark. Konin, 1988 i Kalisz, 1989)**

1 – eksploatowane odkrywki węgla brunatnego i poziom drenażu ich dna; 2 – odkrywki zazwałowane; 3 – zwałowiska zewnętrzne; 4 – osadniki; 5 – hydroizoplezy (m n.p.m.) zwierciadła wody w wodonośnym piętrze kredowo-neogeńskim według stanu z 1996 r.; 6 – zasięg leja depresji w wodonośnym piętrze kredowo-neogeńskim; 7 – zasięg leja depresji w piętrze czwartorzędowym; 8 – kierunki spływu wód podziemnych; 9 – hydrogeologiczny dział wodny ośrodków drenażu górniczego; 10 – rzeki i wodowskazy IMGW



**Fig. 11.10. Schemat systemu odwadniania kopalni Bełchatów; stan na II kwartał 2001 r. (wg R. Zdechlika, 2004)**

1 – rzeki, kanały i zbiorniki wód powierzchniowych; 2 – istniejący/docelowy kontur wyrobisk górniczych; 3 – granica złoża węgla brunatnego; 4 – studnie odwodnieniowe; 5 – bariery studni pola Bełchatów; 6 – bariera studzienna zabezpieczająca wysad solny; 7 – bariery studni pola Szczerców; 8 – granice sektorów odwodnieniowych

stały przełożone, inne uszczelnione; zbudowano także kilka zbiorników wodnych.

Drenowane są piętra wodonośne: czwartorzędowe o miąższości od 30 do 100 m (w strukturze kopalnej Woli Grzymaliny ok. 300 m), neogeńskie (nadwęglowe, międzywęglowe i podwęglowe), występujące w granicach rowu Kleszczowa, oraz kredowe i jurajskie (margle, wapień, piaskowce). W obrębie czwartorzędowej struktury kopalnej, rozciągającej się wzdłuż północnego skrzydła rowu Kleszczowa pasem o szerokości 0,5–1,0 km, oraz w otoczeniu złoża wody tych pięter pozostają w kontaktach hydraulicznych.

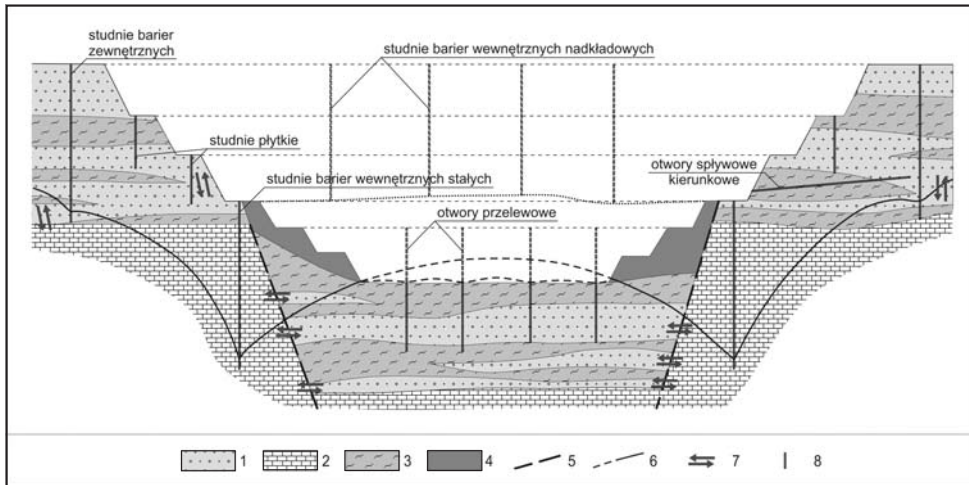
Eksploatację pola Bełchatów rozpoczęto odwadnianiem w 1975 r. Od 1992 r. prowadzone jest także ochronne odwadnianie wysadu solnego Dębina za pomocą bariery studni okalających, a od 2000 r. odwadnianie zachodniej części pola Szczerców. Postęp robót górniczych w odkrywkach Bełchatów i Szczerców odbywa się w kierunku wysadu solnego Dębina.

Systemy studni odwadniających (ok. 250–320 studni szeroko wymiarynych w barierach pola Bełchatów,

30–40 studni w barierze wokół wysadu Dębina i ponad 300 studni w polu Szczerców) łącznie wypompowują ponad 750 m<sup>3</sup>/min wody. Ilość ta według J. Szczepińskiego (2000) i R. Zdechlika (2004) będzie się zmniejszać do około 505 m<sup>3</sup>/min w 2010 r., do 387 m<sup>3</sup>/min w 2019 r. i do 295 m<sup>3</sup>/min w 2030 r.

W centralnych częściach odkrywek spadek ciśnienia wód w piętrze mezozoicznym sięga 220–240 m, co powoduje obniżenie zwierciadła wody do rzędnej około 80 m n.p.m. w zachodniej części pola Bełchatów oraz do 90 m n.p.m. (2030 r.) w polu Szczerców i w otoczeniu wysadu Dębina.

Lej depresji ma największy zasięg w kompleksie skał mezozoicznych (Z. Wilk red., 2003) i w 1992 r. obejmował powierzchnię ponad 635 km<sup>2</sup> w kształcie elipsy o wymiarach 40 km (oś W–E) i 20 km (oś S–N). Aktualnie leje wokół pól Bełchatów i Szczerców oraz wysadu Dębina pogłębiają się i po połączeniu się pod koniec eksploatacji pola Bełchatów (2019 r.) lej osiągnie rozmiary około 45 km (oś W–E) i 25 km (oś S–N). W czwartorzędowym piętrze wodonośnym odwodnienie zaznacza się na znacz-



**Fig. 11.11. Ideowy schemat odwadniania odkrywki Bełchatów (wg N. Seweryna, 1984)**

1 – utwory porowe; 2 – utwory szczelinowo-krasowe; 3 – utwory izolujące i słabo przepuszczalne; 4 – węgiel brunatny; 5 – uskoki; 6 – dynamiczne zwierciadło wód podziemnych; 7 – strefy kontaktów hydraulicznych; 8 – studnie odwadnieniowe

nie mniejszym obszarze, co wymusza przesunięcie linii wododziałowych i zmiany kierunków przepływu wód.

Skutki odwadniania są monitorowane za pomocą sieci piezometrów (800–1000 otworów). Systematycznie badana jest także jakość wód kopalnianych, zwłaszcza bariery ochronnej wysadu solnego Dębina. Aktualnie do rowu zbiorczego zrzucane są ładunki soli w ilości 3 Mg/d. Wartość ta może wzrosnąć do około 9 Mg/d w 2010 r. i aż do 29 Mg/d w 2019 r. (R. Zdechlik, 2004), pod wpływem ługowania wysadu solnego oraz postępującej ascencji wód głębszych (S. Żak, C. Sobociński, 2002).

Wody kopalniane są na ogół dobrej jakości o mineralizacji ogólnej w granicach 430–554 mg/dm<sup>3</sup>. Jedyne w pojedynczych studniach, obniżających ciśnienie w rejonie wysadu solnego, mineralizacja wzrasta do około 5000 mg/dm<sup>3</sup> i okresowo zwiększa się zasolenie jonami Na<sup>+</sup> i Cl<sup>-</sup>. Woda z odwadniania kopalni Bełchatów i wy-

sadu Dębina w ilości od 30 do 390 m<sup>3</sup>/min jest odprowadzana do kanałów odwadniających i dalej do Widawki. Zrzut ten wpływa na poprawę jakości wód cieków: wody klasy II i okresowo III przechodzą do I klasy i okresowo do II. Część wód kopalnianych zrzucana jest także do przebudowanego cieków Żłobnicka Struga oraz przebudowanego i uszczelnionego koryta Aleksandrowskiej Strugi.

Elektrownia Bełchatów pobiera wodę (120–180 m<sup>3</sup>/min) z ujęć zlokalizowanych na kanałach i zbiornikach i wykorzystuje ją w obiegu zamkniętym w chłodniach kominowych (straty wody w tym systemie chłodzenia są duże i wynoszą ok. 90–120 m<sup>3</sup>/min). Około 2/3 objętości wód niezbędnych w elektrowni musi być zatem uzupełniana.

Woda pochodząca z odwadniania pola Szczerców jest w całości zrzucana do rzeki Krasowej i dalej do Widawki, co poprawia jakość wód tych cieków.

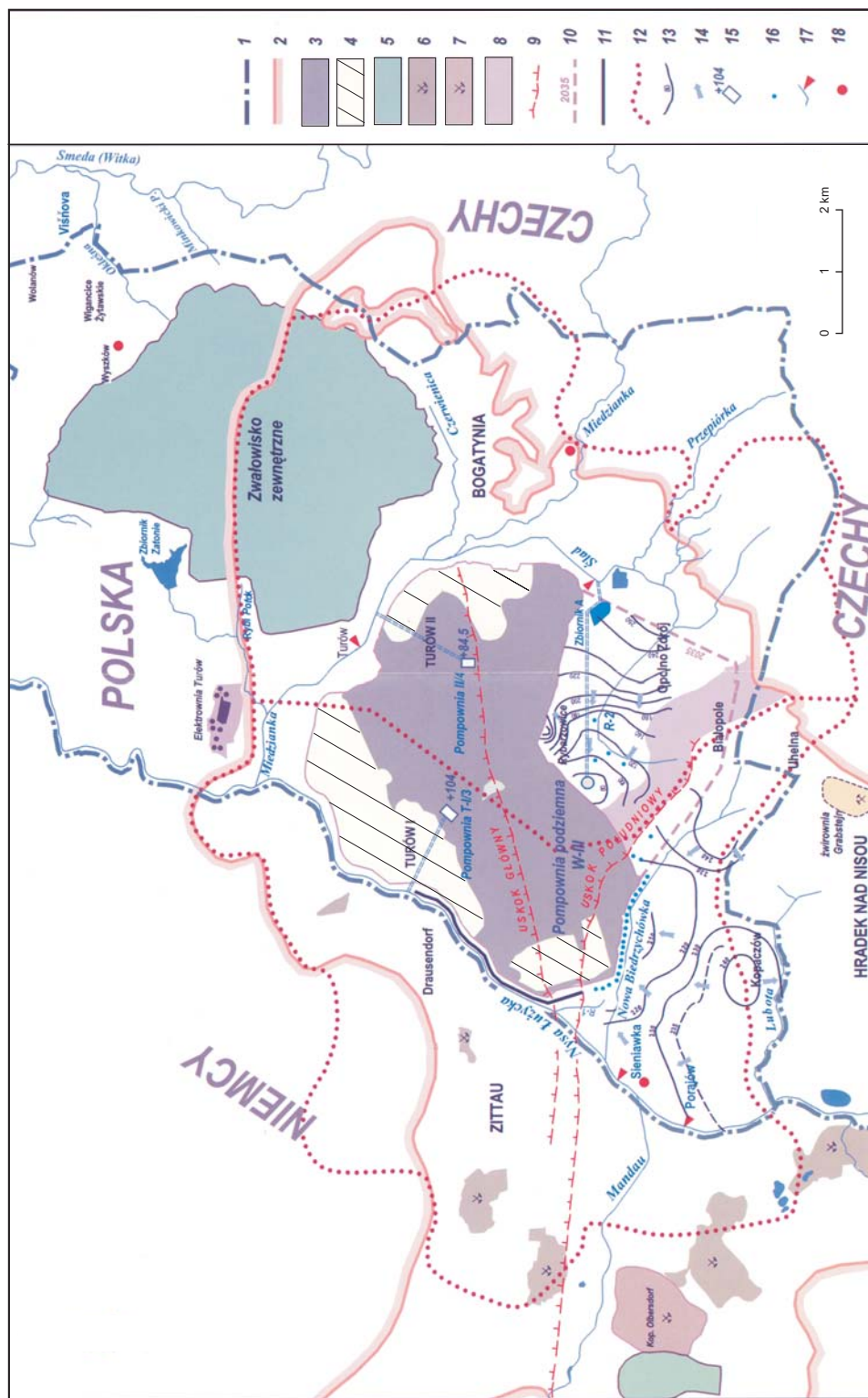


Fig. 11.12. Mapa hydrogeologiczna niecki żyławskiej (wg J. Sawickiego, T. Gregorczyka, 1996 i J. Fiszera i in., 1993)

1 – granice państwa; 2 – granica wschodni utworów podłoża (granity i bazalty); 3 – odkrywka; 4 – zwałowisko wewnętrzne; 5 – zwałowisko zewnętrzne; 6 – nieczynne, zazwałowane kopalnie węgla brunatnego; 7 – nieczynne, niezazwałowane kopalnie węgla brunatnego; 8 – utwory neogetie odwodnione do spągu; 9 – główne uskoki; 10 – granice docelowej eksploatacji KWB Turów; 11 – iniekcyjny ekran wodoszczelny doliny Nysy Łużyckiej; 12 – zasięg podziemnej zlewni odkrywki; 13 – hydroizoplezy (m n.p.m.) zwierciadła wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych według stanu z 1995 r.; 14 – kierunki spływu wód podziemnych; 15 – pompy spągowe; 16 – studnie odwodnieniowe; 17 – rzeki i wodowskazy IMGW; 18 – posterunki opadowe IMGW

### 11.2.3. Zagłębie Turoszowskie

W rejonie Turoszowa w KWB Turów eksploatuje się część złoża leżącego w niecce żytańskiej (fig. 11.12). Podłoże tej struktury stanowią granity oraz neogeńskie intruzje bazaltowe. Utworzyły się tu dwa główne pokłady węgla, z których górny jest dwudzielny. Dolny pokład, o miąższości średniej 15 m, i górny, o miąższości około 20 m, zalegają między warstwami ilów i mułków z prze-warstwieniami piasków i żwirów (na ogół zaglinionych). Łączna miąższość utworów neogenu w centralnej części niecki żytańskiej sięga 250–300 m. Nad górnym pokładem leżą skały nadkładu o miąższości około 40 m, a między pokładami węgla przemieszane skały neogenu (40–50 m). Utwory czwartorzędowe mają postać płatów glin zwałowych na wysoczyznach lub piasków i żwirów w dolinach rzek (największa miąższość ok. 20 m w dolinie Nysy Łużyckiej). Ruchy górotwórcze w miocenie spowodowały powstanie wielu uskoków i wypiętrzeń.

Eksploatację węgla rozpoczęto już w 1904 r., a zintensyfikowano w latach 1957–1964. Jest prowadzona w dwóch odkrywkach: I i II, odwadnianych systemem chodników i otworów spływowych, na początku za pomocą szybu centralnego, zlokalizowanego między odkrywkami, a następnie pompowni dołowych leżących w dnach odkrywek (fig. 11.12). Funkcjonują także wspo-

magające system przepompowni lokalne, do których woda spływa rowami przyskarpowymi, oraz systemy chodników wodnych wraz ze studniami i otworami spływowymi. Nadkład odwadniany jest przy zastosowaniu barier studni, a prawie cała woda kopalniana zrzucana jest do rzeki Miedzianki, najczęściej poprzez systemy rowów oraz naturalne lub przełożone koryta jej dopływów. Część wód zrzucana jest przez Biedrzychówkę do Nysy Łużyckiej. KWK Turów jest odizolowana od dopływów wód z Nysy wodoszczelnym ekranem izolacyjnym (fig. 11.12). Głębokość drenażu sięga 200 m, a zasięg wpływu drenowania jest minimalizowany granicami rozprzestrzenienia warstw skał przepuszczalnych (Z. Wilk red., 2003).

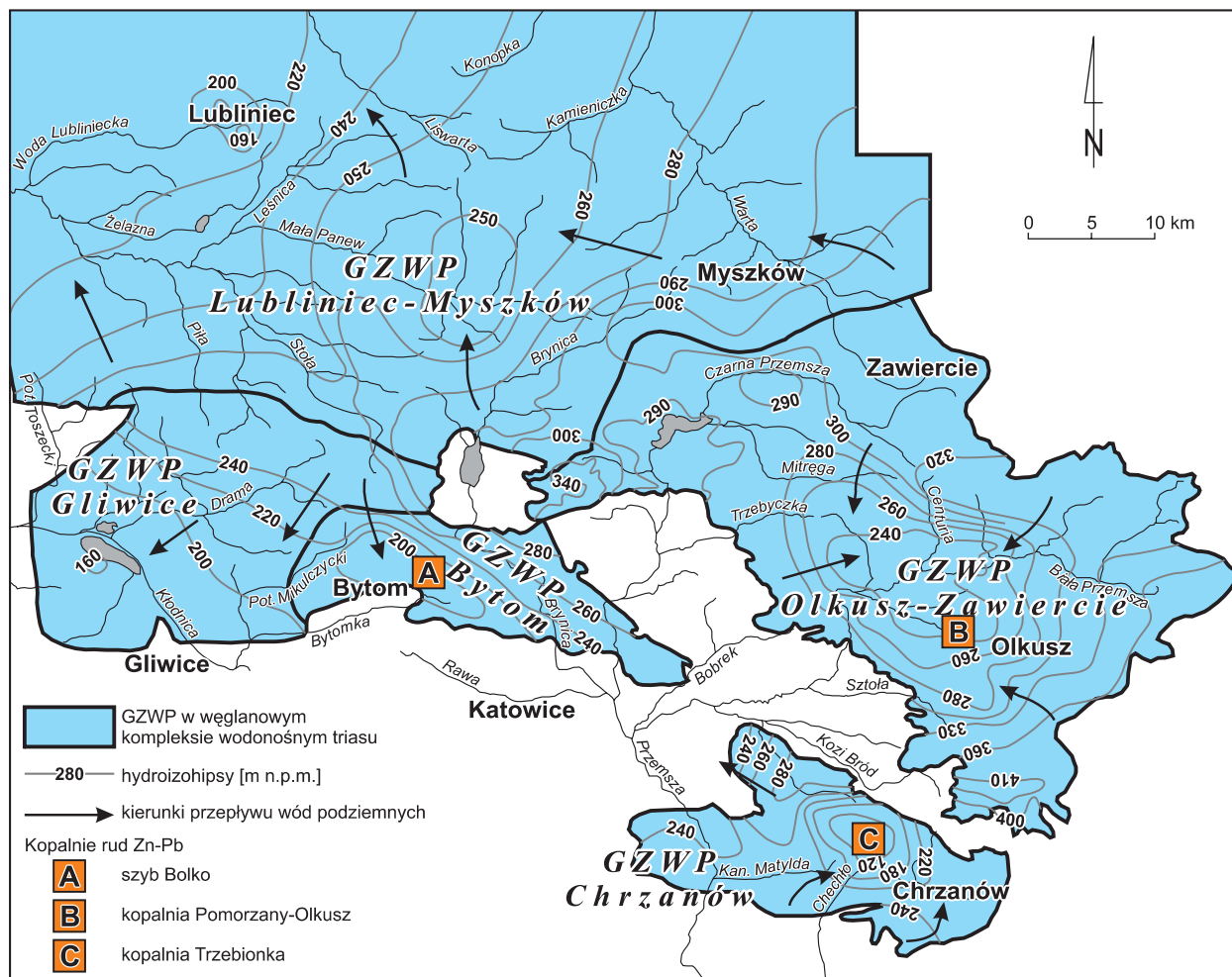
Dopływy wody do KWB Turów są zmienne od około 18 m<sup>3</sup>/min (1963 r.) do około 47 m<sup>3</sup>/min (1974 r.) – J. Sawicki (2000) i zależą od głębokości i kierunków frontów eksploatacji oraz intensywności opadów. Praktycznie nie wytworzył się tu regionalny lej depresji, a leje wokół poszczególnych odkrywek (pól) objęły powierzchnię 25 km<sup>2</sup>. Przesuwanie eksploatacji na południe (w kierunku granic obszaru górniczego) będzie skutkowało zwiększeniem dopływów wody, gdyż w tej części rośnie udział utworów przepuszczalnych w całej miąższości warstw neogenu (Z. Wilk red., 2003).

## 11.3. Wody kopalniane w górnictwie rudnym

### 11.3.1. Złoża rud cynku i ołowiu

Śląsko-krakowskie złoża rud cynku i ołowiu (fig. 11.13) występują w zasięgu triasowych głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP): Olkusz–Zawiercie (454), Bytom (329) i Chrzanów (452). Poziomy wodonośne tych zbiorników są zbudowane ze skał dolomitycz-

no-wapiennych wapienia muszlowego i retu. Uwarunkowania sedymentologiczne, tektoniczne oraz sposób ujmowania wód spowodowały, iż utwory wodonośne wapienia muszlowego i retu są najczęściej traktowane jako łączny kompleks wodonośny serii węglanowej triasu.

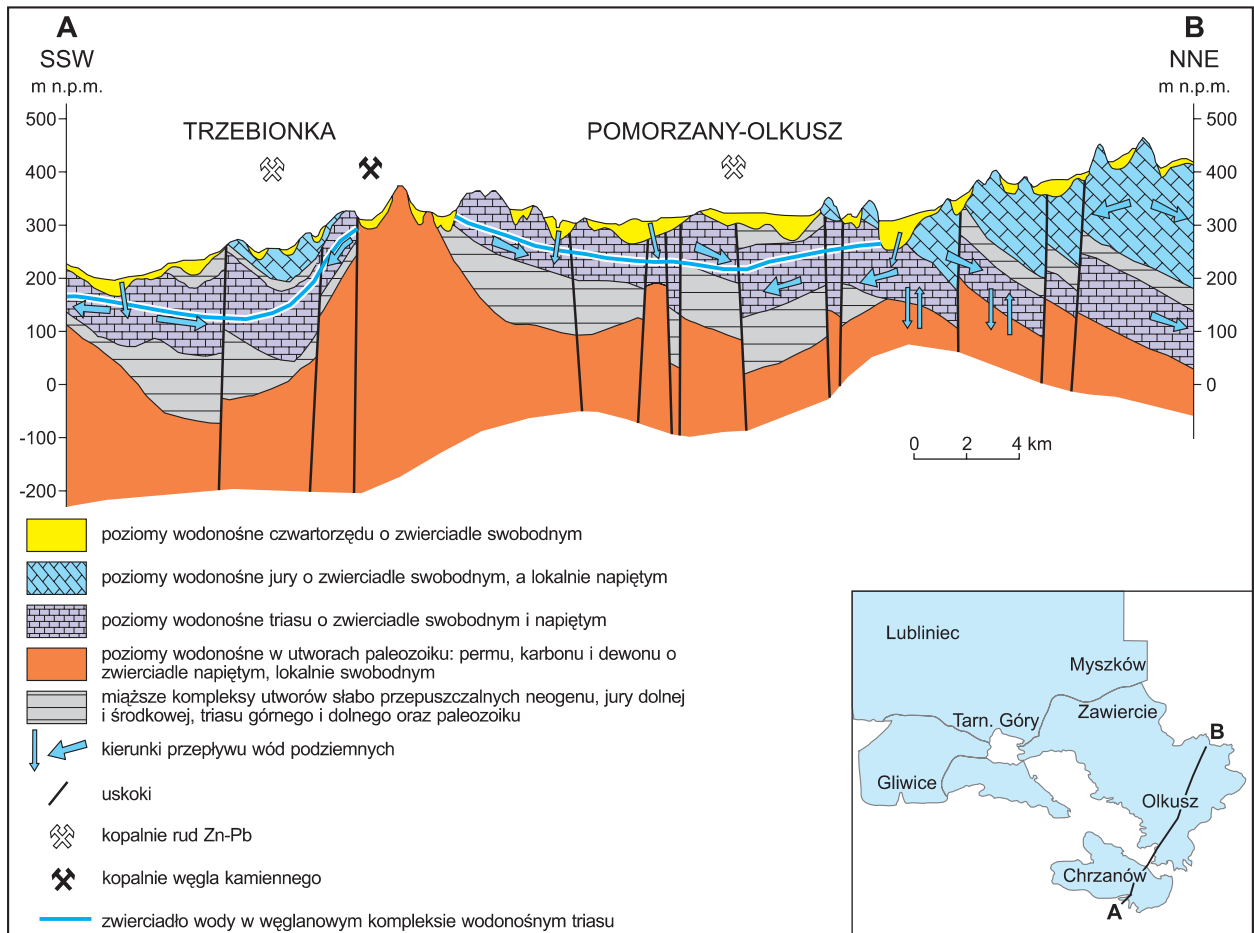


**Fig. 11.13. Mapa hydrodynamiczna węglanowego kompleksu wodonośnego triasu śląsko-krakowskiego (wg A. Różkowskiego, A. Chmury red., 1996 ze zmianami A. Kowalczyka, 2003)**

W części obszarów występowania zbiorników triasowych kompleks wodonośny serii węglanowej przykryty jest ilastymi utworami retyko-kajpru lub lokalnie neogenu. Utwory te chronią przed przenikaniem w dół wód powierzchniowych i wyżejleżących poziomów wodonośnych. Warstwę podścielającą i izolującą serię węglanową triasu od niżejleżących poziomów wodonośnych tworzą ilasto-margliste utwory dolnego triasu (fig. 11.14). Granice między wydzielonymi zbiornikami triasu są tektoniczno-erozyjne lub hydrodynamiczne (fig. 11.13). Triasowe GZWP są zbiornikami częściowo zakrytymi. Zasilanie ich następuje w strefach wychodni oraz poprzez

przepuszczalny nadkład. Pole hydrodynamiczne zbiorników kształtuje się w warunkach intensywnego drenażu ujęciami studziennymi i wyrobiskami górniczymi (A. Kowalczyk, 2003). Pobór wód prowadzi do formowania się głębokich obszarów depresji (fig. 11.13).

Seria złożowa rud cynku i ołowiu występuje w utworach wapienia muszłowego triasu środkowego w rejonach: Olkusza, Chrzanowa i Bytomia. Utwory węglanowe wykształcone są w postaci tzw. dolomitów kruszczośnych. Struktura hydrauliczna skrasowiałych i uszczelnionych skał serii węglanowej triasu składa się z trzech współzależnych ośrodków hydraulicznych: porowego,



**Fig. 11.14. Schematyczny przekrój hydrogeologiczny przez chrzanowski i olkuski rejon rudny (wg A. Kowalczyka, 2003)**

szczelinowego i krasowego (J. Motyka, 1998). Charakterystyczne wartości współczynników filtracji mieszczą się w przedziale  $10^{-6}$ – $10^{-4}$  m/s. Szczeliny i kanały krasowe tworzą uprzywilejowane drogi przepływu, przestrzeń porowa natomiast stanowi podstawowy zbiornik gromadzący wody. W triasowych zbiornikach serii węglanowej w strefie aktywnej wymiany występują wody słodkie typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  i  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$  (A. Rózkowski i in. red., 1997), natomiast pod przykryciem serii węglanowej triasu nieprzepuszczalnym kompleksem skał występują wody typu  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$  o podwyższonej ogólnej mineralizacji. Charakterystyka hydrogeologiczna rejonów złożowych rud cynku i ołowiu zawarta jest w monogra-

fiach: A. Rózkowskiego, Z. Wilka red. (1980) oraz Z. Wilka, T. Bocheńskiej red. (2004), jak również w artykułach m.in. Z. Wilka (1989) i A. F. Adamczyka (1990).

Eksploatacja złóż rud cynku i ołowiu z domieszką srebra prowadzona jest w zasięgu monokliny śląsko-krakowskiej od wczesnego średniowiecza metodą odkrywkową i podziemną. Współczesne podziemne kopalnie rud w rejonie Bytomia, Olkusza i Trzebini schodzą na głębokość od 80 do 200 m (fig. 11.13). Wszystkie wymienione rejonów złożowe położone są w zlewni Wisły. W niecce bytomskiej (kopalnia Orzeł Biały) eksploatacja została zaniechana, lecz nadal prowadzi się drenaż wyrobisk szybem Bolko, celem przeciwdziałania zagrożeniom wod-



nym niżejległych kopalń węgla kamiennego (J. Kropka, 1997). W olkuskim rejonie złożowym eksploatuje się rudy w kopalni Pomorzany–Olkusz. Znajdująca się tu kopalnia Bolesław została w ostatnich latach zlikwidowana. W chrzanowskim rejonie rudnym eksploatacja prowadzona jest już tylko w kopalni Trzebieńka. Nieczynne obecnie kopalnie Matylda i Galmany wykorzystywane są jako ujęcia wód komunalnych.

Kopalnie rud Zn–Pb pompują łącznie 305,9 m<sup>3</sup>/min wody, w tym: w szybie Bolko – 38,9 m<sup>3</sup>/min, w kopalni Pomorzany–Olkusz – 233 m<sup>3</sup>/min i w kopalni Trzebieńka – 34 m<sup>3</sup>/min (Z. Adamczyk, J. Motyka, 2000). Wody te służą do celów pitnych i przemysłowych (114,9 m<sup>3</sup>/min) lub są odprowadzane do cieków (191,0 m<sup>3</sup>/min).

Negatywne oddziaływanie górnictwa rud cynkowo-ołowiowych wyraża się znaczącym obniżeniem zwierciadła wód w triasowym piętrze wodonośnym oraz w zawodnionych warstwach, których wody pozostają w kontakcie hydraulicznym z odwadnianymi wyrobiskami górniczymi. Wytworzone olbrzymie leje depresji wymusiły infiltrację wody z cieków do górotworu i wpłynęły na zmianę bilansów wodnych w skali lokalnej i regionalnej.

Wspólny dla wszystkich kopalń w regionie olkuskim regionalny lej depresyjny, połączony z lejem ujęć w Łazach Błędownskich i Kluczach, objął powierzchnię około 700 km<sup>2</sup> w piętrze triasowym (Z. Wilk, T. Bocheńska red., 2003). Wpływ odwodnienia zaznaczył się także w piętrze jurajskim oraz czwartorzędowym, gdzie dodatkowo objawił się wpływ odwadniania kopalni piasków w Szczako-

wej (promień leja depresji w tej kopalni sięga ok. 2,0 km). Powierzchnia wspólnego leja depresji w piętrze czwartorzędowym także obejmuje kilkaset km<sup>2</sup>.

Część wód kopalnianych (ok. 5–15 m<sup>3</sup>/min) była odbierana przez przedsiębiorstwo wodociągowe, część zrzucana do rzeki Sztoły (ok. 90 m<sup>3</sup>/min), a wody z kopalni Pomorzany–Olkusz w ilościach rzędu 80–100 m<sup>3</sup>/min, zanieczyszczone jonami cynku i ołowiu oraz związkami lignosulfonowymi, od 1976 r. zrzucane były do Białej Przemszy. Około 20–35 m<sup>3</sup>/min wód kopalnianych było i jest wykorzystywanych do celów technologicznych przez Zakłady Górniczo-Hutnicze Bolesław (procesy flotacji, huta, EC oraz podsadzka).

Wody zrzucane do cieków wnoszą ponadnormatywne zawartości siarczanów, jonów cynku i ołowiu oraz związki lignosulfonowe.

Zasięg leja depresji wywołany działalnością górniczą w regionie chrzanowskim oraz eksploatacją ujęć bazujących na wodach triasowych jest ograniczony przebiegiem szczelnych dyslokacji i sięga na odległość 5 km od granic kopalni Trzebieńka w kierunku wschodnim, zachodnim i południowym oraz 2,5 km w kierunku północnym (Z. Wilk, T. Bocheńska red., 2003). Z około 34 m<sup>3</sup>/min wód kopalnianych w procesach technologicznych (wzbogacanie, podsadzka) kopalnia zużywa około 4,5–12 m<sup>3</sup>/min. Reszta jest zrzucana poprzez mniejsze potoki do rzeki Chechło. We wnoszonych ładunkach zawartość cynku wynosi około 2,0 mg/dm<sup>3</sup>, ołowiu około 0,4 mg/dm<sup>3</sup>, a siarczanów 260 mg/dm<sup>3</sup>.

### 11.3.2. Złóża rud miedzi

Złóża rud miedzi były eksploatowane w dwóch częściach niecki zewnętrznosudeckiej: synklinie grodzieckiej i synklinie złotoryjskiej. W synklinie złotoryjskiej kopalnie Lena i Nowy Kościół zostały zlikwidowane w drugiej połowie lat 60., w synklinie grodzieckiej kopalnia Upadawa Grodziec w latach 70., a Konrad w latach 90.

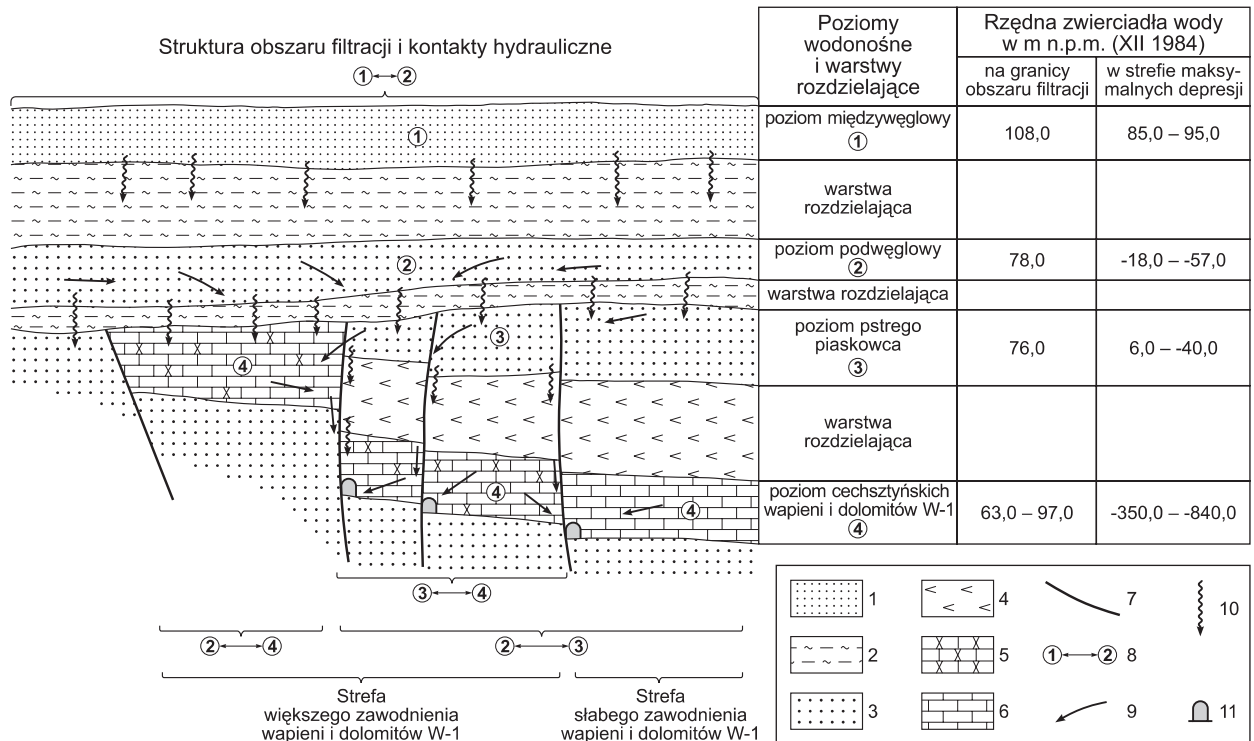
Od 1967 r. trwa eksploatacja w obszarze złożowym Legnicko-Głogowskiego Okręgu Miedziowego (LGOM) w kopalniach Lubin, Polkowice, Rudna i Sierszowice. Złoże rozprzestrzenia się na obszarze około 1030 km<sup>2</sup> w granicach środkowej części monokliny przedsudeckiej. W profilu pionowym wyróżnia się podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego, monoklinalnie zalegające war-

stwy permskie (ze złożem) i triasowe oraz leżące niezgodnie na nich osady kenozoiczne.

Obszar wychodni łupków miedzionośnych jest zaburzony tektonicznie. Występują tu dwa kompleksy wodonośne: kenozoiczny i permsko-triasowy (fig. 11.15). Pierwszy kompleks sięga głębokości 230–540 m i tworzy zbiornik, zbudowany z pięciu warstw wodonośnych, o znacznych zasobach użytkowych w dwóch poziomach czwartorzędowych (GZWP-314 – Głogów i fragment GZWP-302 – Pradolina Barycz–Głogów) oraz w piętrach paleogenu i neogenu – GZWP-316 – Lubin (Z. Wilk, T. Bocheńska red., 2003). Drugi kompleks tworzą monoklinalnie zalegające i tektonicznie zaburzone piaskowce czerwonego spagowca, złoża rud miedzi (łupki), wapienie, dolomity,

anhdryty z solą kamienną, cechsztyńskie iłowce oraz piaskowce i iłowce pstrego piaskowca. Zawodnione są skały węglanowe i klastyczne, a największe przepływy dotyczą stref dyslokacji i innych zaburzeń strukturalnych.

O zawodnieniu wyrobisk górniczych decydują dopływy z utworów pstrego piaskowca, kontaktujących się na znacznym obszarze z piętrami paleogenu i neogenu, podobnie jak wapienno-dolomityczne serie cechsztyńskie (tzw. poziom W-1). Mniejsze dopływy pochodzą z drobnoziarnistych i słabo związanych piaskowców czerwonego spagowca (fig. 11.15). Największe zawodnienie w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym jest rejestrowane w wyrobiskach zakładów górniczych Lubin i Polkowice, eksploatujących południową część złoża wzdłuż równo-



**Fig. 11.15. Schemat warunków hydrodynamicznych w górotworze objętym wpływem odwadniania kopalń LGOM (wg T. Bocheńskiej, 1988)**

1 – utwory piaszczyste; 2 – utwory ilaste; 3 – piaskowce; 4 – anhydryty; 5 – wapienie i dolomity szczelinowate i kawerniste; 6 – wapienie i dolomity masywne; 7 – uskoki; 8 – kontakt hydrauliczny między poziomami wodonośnymi 1, 2, 3, 4; 9 – kierunek przepływu wód podziemnych; 10 – kierunek przesączania wód podziemnych; 11 – wyrobiska górnicze

leżnikowej strefy uskoków środkowej Odry. W strefie tej wychodnie wymienionych poziomów są zasilane z neogén-skiej serii podwęglowego poziomu wodonośnego.

Część wód z wyrobisk poszczególnych kopalń jest wykorzystywana w obiegu wewnętrznym, a część (wody nadosadowe retencjonowane na składowisku Żelazny

Most) okresowo zrzucana do Odry (fig. 11.16). Wielkość dopływów wód oraz ich mineralizacja stabilizuje się na poziomie: Lubin: 23–25 m<sup>3</sup>/min,  $M \approx 2,2$  g/dm<sup>3</sup>; Polkowice: 33–35 m<sup>3</sup>/min,  $M \approx 6,3$  g/dm<sup>3</sup>; Rudna: 1,8–2,5 m<sup>3</sup>/min,  $M \approx 112$  g/dm<sup>3</sup> i Sieroszowice: 0,3–0,5 m<sup>3</sup>/min,  $M \approx 93$  g/dm<sup>3</sup> (Z. Wilk, T. Bocheńska red., 2003).

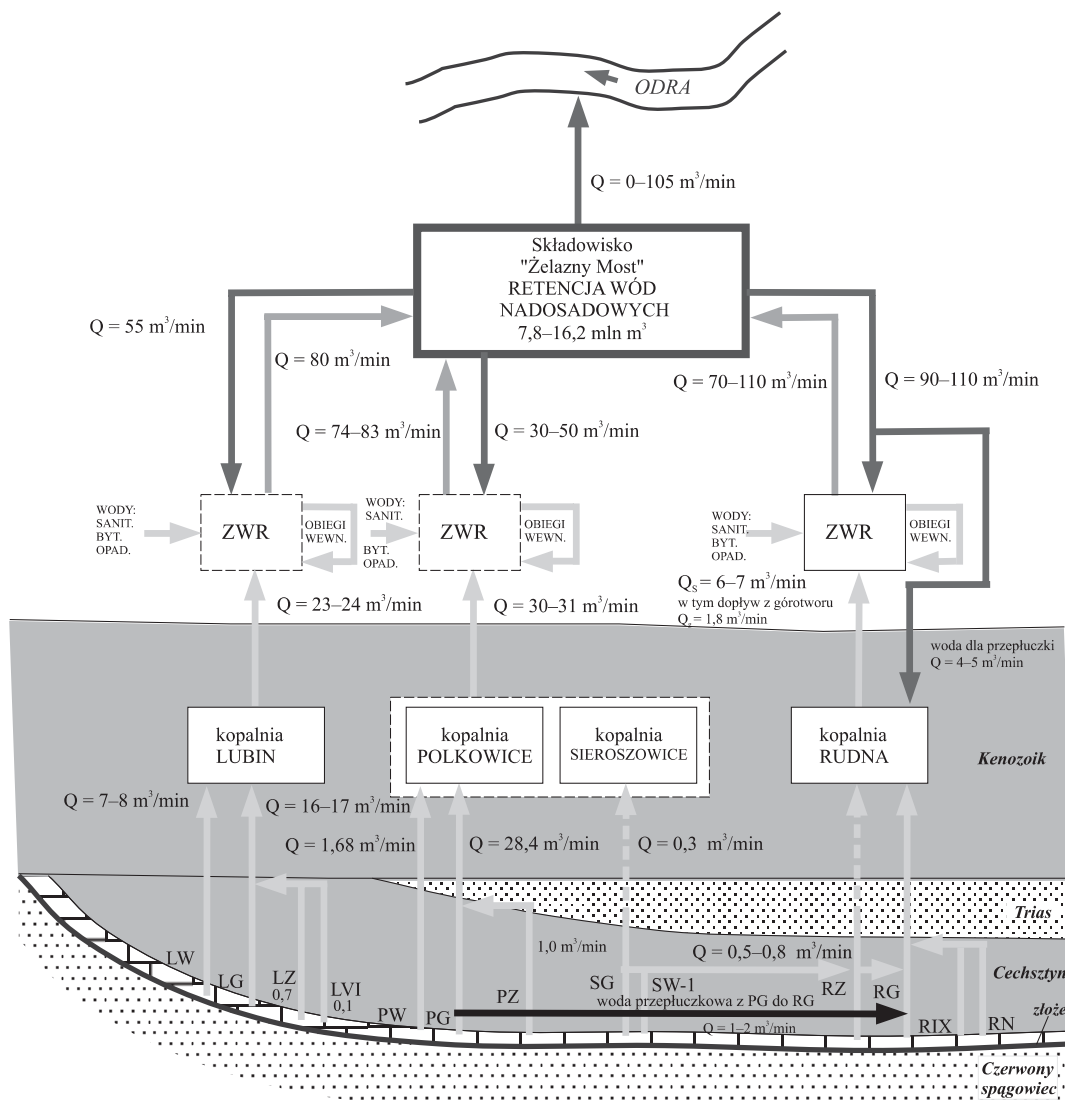


Fig. 11.16. Schemat blokowy gospodarki wodnej kopalń KGHM Polska Miedź S.A. (wg Z. Wilka red., 2003)

ZRW – Zakład Wzbogacania Rud; kopalnie: L – Lubin, P – Polkowice, R – Rudna, S – Sieroszowice; W, G, Z, 1, IX, N, VI – nazwy szybów i komór pomp przy szybach

Oprócz odwodnienia wyrobisk górniczych na środowisko wodne wywierają wpływ składowiska odpadów flotacyjnych Żelazny Most (objętość ok. 300 mln m<sup>3</sup>) i Gilów, a także zakłady wzbogacania rud (ZWR) – figura 11.16. Wpływ ten jest monitorowany za pomocą sieci piezometrów (aktualnie ok. 40 czynnych) oraz węzłowych punktów obiegu wody. Średni zrzut wody do Odry waha się w granicach 40–45 m<sup>3</sup>/min, osiągając 105 m<sup>3</sup>/min.

Lej depresyjny spowodowany odwodnieniem górniczym ma kształt elipsy, wydłużonej równoległe do prze-

biegu strefy dyslokacji środkowej Odry. Głębokość leja w utworach mezozoicznych sięga około 600 m w części południowej, 1000 m w północnej i około 240 m w neogeńskim podwęglowym poziomie wodonośnym (60 m w poziomie międzywęglowym). Powierzchnie lejów depresji w podczwartorzędowych poziomach wodonośnych obejmują kilka tysięcy km<sup>2</sup>. Dotychczas nie zanotowano wpływu odwadniania na stan zwierciadła wód w użytkowych poziomach czwartorzędowych.

### 11.3.3. Częstochowsko-Kłobuckie Zagłębienie Rudonośne

W Częstochowsko-Kłobuckim Zagłębieniu Rudonośnym rudy żelaza były eksploatowane na skalę przemysłową od końca XIX w. Działalność górniczą prowadzono na powierzchni około 200 km<sup>2</sup> w kilkunastu kopalniach (maksymalna liczba pracujących równocześnie kopalń wynosiła 21). Decyzja o zaniechaniu eksploatacji podziemnej została podjęta w 1970 r. Ostatnią z kopalń zamknięto w 1982 r. Likwidacja nastąpiła poprzez samoczynne zatopienie wyrobisk górniczych, co z czasem skutkowało nieoczekiwanymi zjawiskami w środowisku wodnym i na powierzchni terenu.

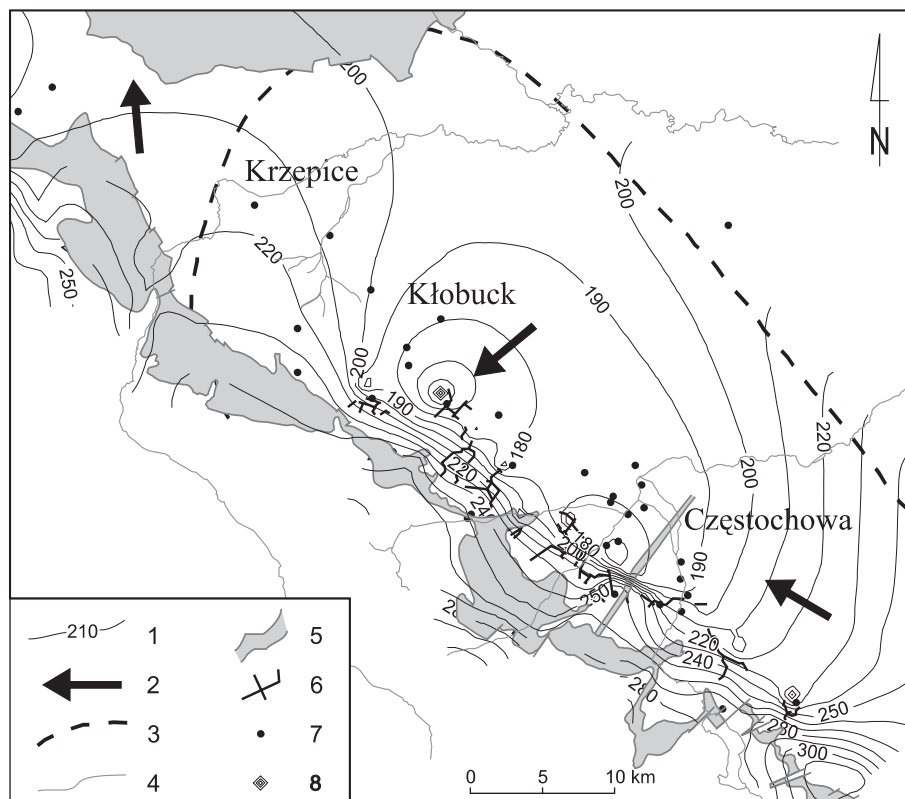
W okresie maksymalnej eksploatacji pompowano tu do 178 m<sup>3</sup>/min wód pochodzących głównie z piaskowców kościeliskich (Z. Wilk red., 1990). Baza drenażu została obniżona do rzędnych od 122 m n.p.m. (Wręczyca) do 200 m n.p.m. (Żarki). Regionalny lej depresji objął powierzchnię około 1500 km<sup>2</sup> (fig. 11.17), a maksymalne obniżenie zwierciadła wód sięgało 110 m. Na powierzchni tworzyły się zapadliska i zalewiska. Cieki powierzchniowe strefowo zasilają warstwy wodonośne; infiltracja oceniana była nawet na 60 m<sup>3</sup>/min (L. Razowska, 1998).

Zatopianie kopalń spowodowało odbudowę ciśnienia w środkowojurajskim poziomie wodonośnym poprzez sukcesywne wypełnianie się leja depresji. Proces ten był monitorowany przez PIG i analizowany przez wielu badaczy (J. Pich, M. Pokora, 1982; J. Pich, M. Zawadzka, 1983; A. Szczepański, T. Lasatowicz, 1990; A. Pach-

lewski, L. Razowska, 1992, 1998). Odbudowa ciśnienia przebiegała ze zróżnicowaną intensywnością i prędkością w różnych wyróżnionych tektonicznie częściach oraz w zależności od litologii warstw decydującej o ich przewodności. Aktualnie w rejonie Częstochowy rzędne zwierciadła wody kształtują się na poziomie 252–262 m n.p.m. i nie osiągnęły jeszcze wartości początkowych, które w tym rejonie wynosiły 265–275 m n.p.m.

Równocześnie obserwowano podnoszenie się zwierciadła wody w rejonie wychodni warstw kościeliskich i w piętrze czwartorzędowym, co spowodowało podtopienie oraz podmokanie terenu i obiektów budowlanych, tworzenie zalewisk, dalsze osiadanie gruntu oraz zmniejszenie przepływu wód w niektórych ciekach (brak zrztu wód kopalnianych). Nastąpiła też konieczność wyłączenia niektórych ujęć przemysłowych (A. Szczepański i in., 1990).

Utlenianie i hydroliza siarczków w wodach zatopionych wyrobisk oraz w górotworze wpłynęły na zwiększenie mineralizacji wód w warstwach kościeliskich. Zwiększyła się zawartość jonów żelaza i obniżyło pH (S. Hermański, 1984). Wody naturalne wymieszały się z zanieczyszczonymi wodami kopalnianymi (L. Razowska, 1998, 2000), w których stężenia jonów żelaza sięgają nawet 271 mg/dm<sup>3</sup>, manganu 6,6 mg/dm<sup>3</sup>. Wartości te przekraczają kilkadziesiąt razy koncentracje tych jonów w wodach pitnych oraz wartości naturalnego tła hydrogeochemicznego.



**Fig. 11.17. Mapa hydroizohips poziomu wodonośnego warstw kościeliskich, rejon kłobucko-częstochowski, w okresie maksymalnego odwadniania kopalń rud żelaza (1965–1967) (wg Z. Wilka, T. Bocheńskiej red., 2003)**

1– hydroizohipsy (m n.p.m.); 2– kierunki przepływu wód podziemnych; 3– maksymalny zasięg leja depresji; 4– rzeki; 5– wychodne warstw kościeliskich; 6– chodniki wodne kopalń rud żelaza; 7– otwory hydrogeologiczne; 8– centra odwadniania

## 11.4. Wody kopalniane w górnictwie surowców chemicznych

W górnictwie surowców chemicznych znaczące zmiany w środowisku wodnym spowodowała eksploatacja

złóż siarki rodzimej i soli, a w mniejszym (lokalnym) stopniu złóż gipsu, anhydrytu, barytu i fosforytu.

### 11.4.1. Złóż siarki – Tarnobrzесki Okręg Siarkowy

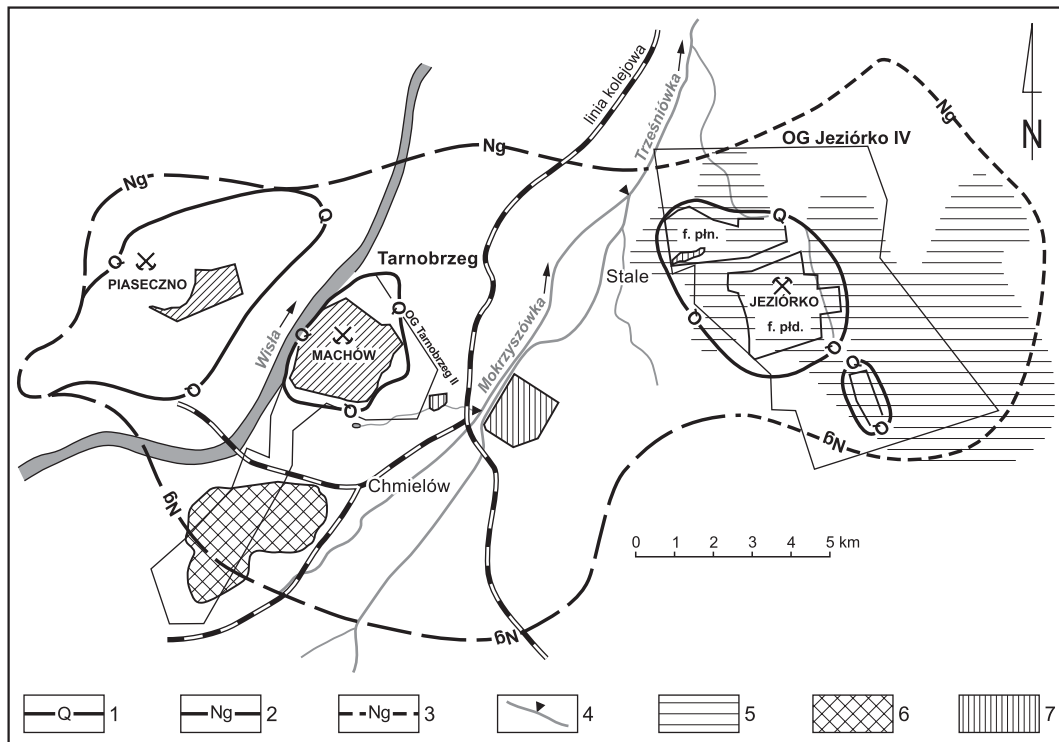
Złóż siarki rodzimej występują w obrębie formacji mioceńskiej zapadliska przedkarpackiego w obszarach tarnobrzесkim, staszowskim i lubaczowskim.

W Tarnobrzесkim Okręgu Siarkowym na skalę przemysłową rozpoczęto je eksploatować w połowie lat 60., najpierw metodą odkrywkową (Piaseczno, Machów),

a później metodą podziemnego wytopiania (Jeziórko, Machów II, Osiek, Grzybów i Basznia). W nadkładzie osiarkowanych wapieni poziomu ewaporatowego występują nieprzepuszczalne, ilasto-margliste utwory górnego badenu oraz ilasto-mułkowe utwory sarmatu (iły krakowieckie). Nad nimi rozprzestrzenia się na ogół ciągła warstwa zawodnionych osadów czwartorzędu. Eksploatacja złóż siarki metodą odkrywkową wymagała wcześniejszego i równoległego odwadniania prowadzonego systemem barier studziennych, co prowadziło do klasycznych w górnictwie przeobrażeń stosunków wodnych. Metody podziemnego wytopiania siarki wymagały załączania pod znacznym ciśnieniem dużych ilości przegrzanej pary wodnej, co prowadziło do wytworzenia stożków represji. Występujące często, w początkowej fazie eksploatacji, erupcje znacząco wpłynęły na zmiany w systemach krążenia wód (fig. 11.18).

W rejonie Tarnobrzega znajduje się duże złożo siarki w obszarach: Piaseczno–Machów–Jeziórko–Jamnica (długość ok. 35 km i szerokość 1–6 km) oraz Osiek–Baranów Sandomierski (długość ok. 18 km, szerokość 0,6–2 km). Występują tu dwa piętra wodonośne: czwartorzędowe i neogeńskie. Piętro czwartorzędowe tworzą piaszczysto-żwirowe osady rzeczne lub rzeczno-lodowcowe, o miąższościach do 35 m, zalegające na nieprzepuszczalnym podłożu (iły krakowieckie). Piętro neogeńskie związane jest z utworami serii chemicznej i warstwami baranowskimi wraz z lokalnie podścielającymi je wapieniami litotamniowymi (fig. 11.18) – Z. Wilk, R. Kulma red. (2004).

Złożo Piaseczno–Machów było eksploatowane przez kopalnię odkrywkową od 1956 r. (odwodnienie Piaseczna) i 1964 r. (odwodnienie Machowa). Systemami odwadniającymi nadkład i warstwy podścielające złożo były ba-



**Fig. 11.18. Mapa wpływu górnictwa rud siarki w rejonie Tarnobrzega na środowisko wodne (wg Z. Wilka red., 1990)**

1 – zasięg leja depresji w utworach czwartorzędowych; 2 – zasięg leja depresji w utworach neogenu; 3 – zasięg stożka depresji w utworach neogenu; 4 – miejsce zrztu wód kopalnianych; 5 – zasięg skażenia wód czwartorzędowych; 6 – zwałowiska zewnętrzne; 7 – osadniki

riery studni głębinowych, drenaży poziome i rowy. Systemy te wytworzyły rozległy, wspólny lej depresyjny w neogeńskim piętrze wodonośnym oraz odrębne leje w piętrze czwartorzędowym. Lej depresji w piętrze neogeńskim od 1967 r. połączył się ze stożkiem represji wytworzonym przez zatłaczanie gorących wód na polu Jeziórko (fig. 11.18). W obszarze kopalni Jeziórko, w miejscach zapadania się powierzchni powstawały zalewiska, dlatego też teren musiał być odwadniany systemem rowów, rzepi i studni głębinowych. Efektem tych działań było wytworzenie płytkiego, ale rozległego leja o powierzchni 20–30 km<sup>2</sup>, co doprowadziło do daleko idących zmian środowiska wodno-gruntowego, potęgowanych zewnętrznym i wewnętrznym składowaniem skał nadkładu oraz odpadów, a także odzyskiem siarki z wydobywanych rud.

Od 1971 r., czyli od momentu zakończenia eksploatacji w kopalni Piaseczno, wyrobisko do dziś pozostaje niezlikwidowane; jest zalane do rzędnej około 122 m n.p.m. i utrzymywane na tym poziomie przez pracujące pompy powierzchniowe. Wobec niezrealizowania programów rekultywacyjnych możliwe jest już jedynie utworzenie zbiornika poprzez samoczynny spływ wód czwartorzędowych do poziomu 146–148 m n.p.m., z przelewem powierzchniowym i kanałem ulgi.

Prace likwidacyjne w kopalni Machów rozpoczęto w marcu 1994 r. Ich celem było utworzenie zbiornika o charakterze rekreacyjnym. Dno odkrywki zostało

uszczelnione 25-metrową warstwą iłłów krakowieckich, celem uniemożliwienia dopływu zmineralizowanej wody z piętra neogeńskiego (z wolnym H<sub>2</sub>S). Uformowano skarpy i brzegi planowanego zbiornika i zbudowano obiekty hydrotechniczne, umożliwiające jego wypełnianie wodami Wisły. Trwa nadal napełnianie zbiornika (decydują stany Wisły), które miało się zakończyć w 2006 r. Rekultywacja powierzchni wokół zbiornika powinna być sfinalizowana w 2008 r. Wewnątrz iłowej warstwy izolacyjnej zdeponowano niebezpieczne odpady z zakładów przeróbki rudy siarki, co pozwoliło na likwidację ognisk zanieczyszczeń w tym rejonie. Tym samym zostały zachowane walory użytkowe wód poziomów czwartorzędowych, będących w tym regionie podstawą zaopatrzenia (R. Kulma, A. Haładus, 2003).

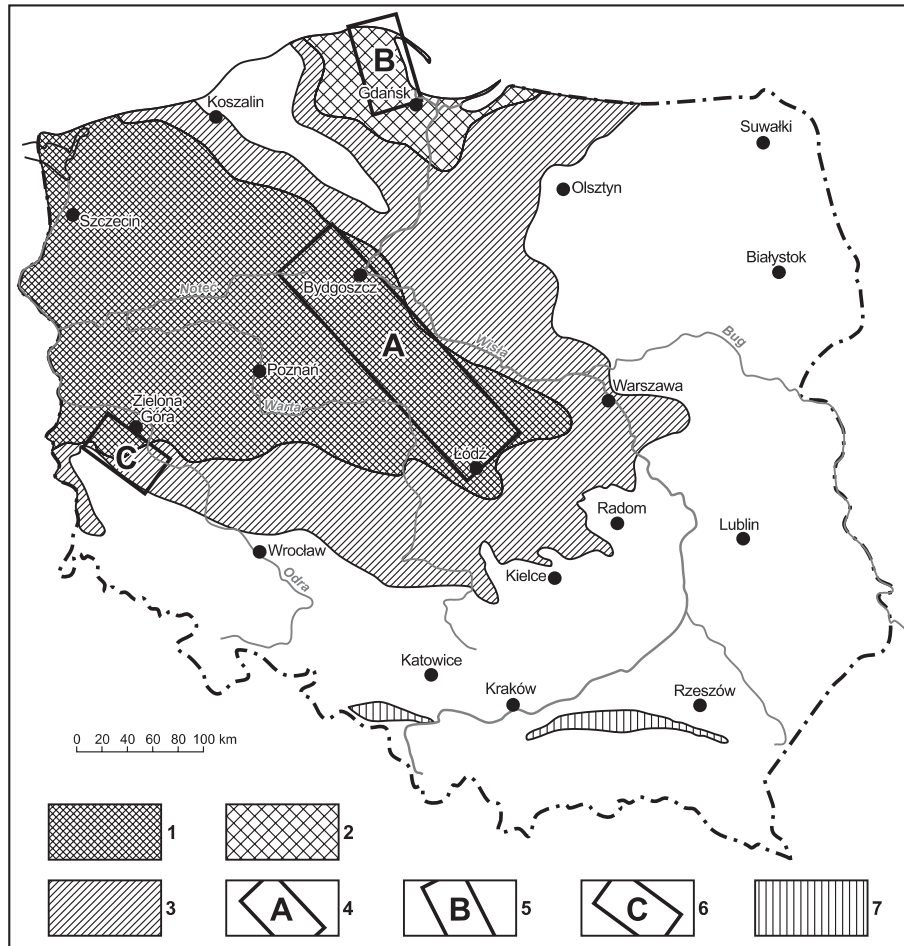
W 2002 r. rozpoczęto prace likwidacyjne w obrębie obszarów górniczych kopalni Jeziórko. Zdemontowano całą infrastrukturę techniczno-technologiczną: otwory, rurociągi, obiekty energetyczne, drogi, linie kolejowe i zabudowę. Odzyskiwane sukcesywnie obszary górnicze objęto programem rekultywacji w kierunku leśnym. W nieckach i zapadliskach zostaną utworzone zbiorniki i „oczka wodne” o łącznej powierzchni 200–250 ha. Przewiduje się zalesienie i biologiczną odbudowę powierzchni, utrzymanie stabilnego położenia lustra wody w zbiornikach (przelewy → rowy → ciekły powierzchniowe), a cały teren ma się stać leśno-wodnym użytkiem ekologicznym.

## 11.4.2. Złoże soli

Przemysłowe złoże soli, gipsu, anhydrytu, barytu i fosforytów na terenie Polski są związane z dwiema formacjami solonośnymi: cechsztyńską i miocieńską. Ich eksploatacja koncentruje się na znacznych obszarach, od przedgórz Gór Świętokrzyskich i Sudetów po Bałtyk oraz w granicach zapadliska przedkarpackiego (fig. 11.19).

Złoże soli mają charakter wysadowy (Niż Polski) lub pokładowy (zapadlisko przedkarpackie). Ich eksploatacja musi się odbywać z zachowaniem warunków bezpieczeństwa, co oznacza uniemożliwienie i ograniczenie dopływu naturalnych wód podziemnych do wyrobisk, niezależnie

od zastosowanych metod eksploatacji: podziemnych czy otworowych. Obecnie czynne są kopalnie: Góra i Mogilno (złoże wysadowe, metoda otworowa) oraz Kłodawa (złoże wysadowe, metoda podziemna), a udostępniane jest złoże Sieroszowice (złoże pokładowe, metoda podziemna). Zlikwidowane zostały kopalnie: Wieliczka, Bochnia, Siedlec–Moszczenica, Łęzkowice i Barycz, leżące w granicach zapadliska przedkarpackiego, oraz zamknięto kopalnię Wapno (awaryjna likwidacja po nagłym zalaniu wodą) i Solno (złoże wysadowe) na Niżu Polskim.



**Fig. 11.19. Zasięg formacji solonośnej i położenie złóż soli w Polsce (wg K. Ślizowskiego, P. Saługi, 1996)**

Zagłębie cechsztyńskie: 1 – centralne pole soli kamiennej, 2 – poboczne pole soli kamiennej z solankami Mg–K, 3 – pole soli kamiennej bez soli Mg–K, 4 – region środkowopolski, 5 – region północny, 6 – region południowo-zachodni; 7 – zagłębie mioceńskie: strefa soli kamiennej na Podkarpaciu i w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym

W kopalniach podziemnych wypływy lub wysączenia solanki z wyrobisk kierowane są szczelnymi rurociągami do warzelnii. Na ogół mają stałą wielkość i tylko sporadycznie stwarzają zagrożenia (np. wtargnięcie wód do pochylni Mina w kopalni soli Wieliczka w 1992 r.), które zwykle udaje się opanować różnymi metodami. W 1977 r. nastąpiło jednak samorzutne zatopienie kopalni Wapno, w wyniku czego przestała istnieć. W efekcie naturalnych dopływów oraz wspomagającego zalewania kopalni przez specjalne otwory wiertnicze, wypełnione zostały

puszki w złożu oraz w czapie gipsowej, ale w paleogeńsko-neogeńskim piętrze wodonośnym utrzymuje się nadal lej depresji (fig. 11.20), którego wypełnianie nie zostało zakończone, z uwagi na słabe zasilanie i niską przewodność. W wyniku zalania kopalni Wapno utworzyły się także znaczne deformacje powierzchni terenu (kilkunastometrowe obniżenia, szczeliny, zapadliska itp.), które postępują nadal. Proces ten jest monitorowany (Z. Wilk, R. Kulma red., 2004).



Podobne zjawiska są obserwowane na terenie byłej kopalni otworowej Łęzkowice. Oprócz tworzących się tu niecek osiadania i zapadlisk (mimo podsadzania wyługowanych komór), dodatkowym efektem jest wyciskanie solanki na powierzchnię oraz jej „przebicia” do czwartorzędowych poziomów wodonośnych. Zjawiska te, występujące już w czasie prowadzonej eksploatacji, wymusiły budowę bariery studni odwadniających, celem niedopuszczenia do spływu zasolonych wód do Raby i znacznego zanieczyszczenia wód czwartorzędowych. W kopalni pozostało około 3,5 mln m<sup>3</sup> wyługowanych pustek poeksploatacyjnych (komory), które są podsadzane sypkim materiałem skalnym lub odpadowym oraz wypełniane solanką. Nadal jednak obserwowane są niekorzystne przeobrażenia środowiska wodno-gruntowego i powierzchni, aczkolwiek znacznie mniej intensywne i na mniejszą skalę. Procesy te są w sposób ciągły monitorowane.

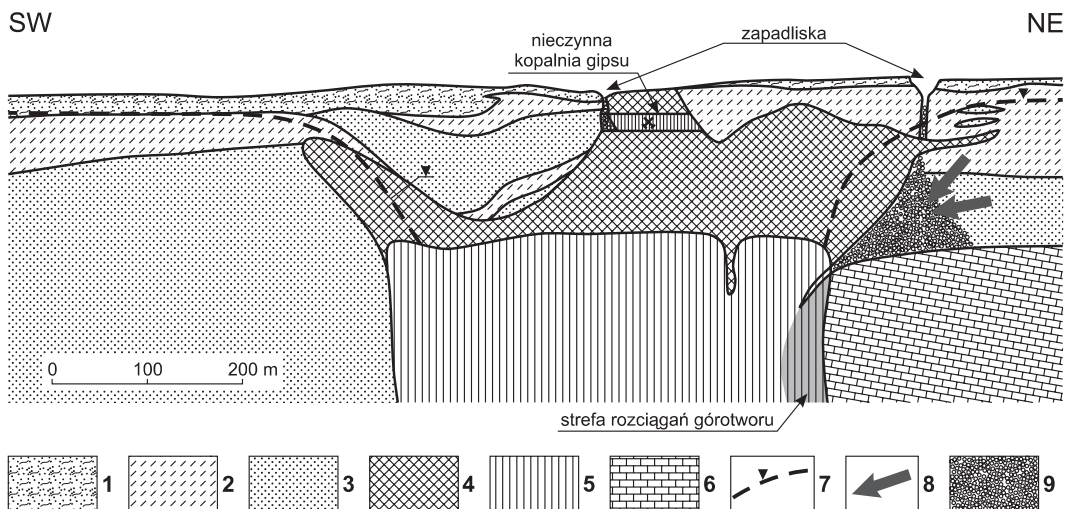
Kopalnie Wieliczka i Bochnia po podsadzeniu dolnych poziomów eksploatacyjnych zostały uznane za zabytkowe. W kopalni Bochnia utworzony został zbiornik retencyjny, do którego kierowane są wszystkie kontrolowane wycieki i wypływy wód i solanek. Z kopalni Wie-

liczka wody z wycieków (solanki) były kierowane do wazelnicy lub zrzucane do cieków. Obydwie kopalnie są stale monitorowane przez służby geologiczne.

Kopalnia Solno została zatopiona ostatecznie w 1991 r. po wypełnieniu solankami (85 g/dm<sup>3</sup> NaCl) w ilości około 16,5 mln m<sup>3</sup> pozostałych pustek w górotworze solnym i czapie gipsowo-anhydrytowej. W ten sposób uniemożliwiono wtargnięcie tam wód nadłożowych i okalających złoża.

Kopalnia otworowa Barycz spowodowała znaczne przeobrażenia na powierzchni. Powstało 41 zapadlisk o pojemności łącznej około 180 tys. m<sup>3</sup> i powierzchni około 5 ha. Część z nich zalano, część zasypano, a w części utworzono składowiska odpadów komunalnych dla Krakowa. Zapadanie się komór eksploatacyjnych, obciążenie odpadami i postępujące procesy konwergencji górotworu według prognoz mogą trwać jeszcze około 100–150 lat. Wyciskana solanka zanieczyszcza środowisko wodno-gruntowe oraz wody powierzchniowe (Malinówka, Serafa).

Czynne nadal kopalnie soli nie wywierają znaczącego wpływu na warunki hydrogeologiczne w warstwach nad-solnych i wokółsolnych.



**Fig. 11.20. Szkic hydrogeologiczny stropowej części i nadkładu wysadu solnego w Wapnie (wg K. Ślizowskiego, G. Kortasa, 1981)**

1 – czwartorzędowe piaski i gliny zwałowe; 2 – neogeńskie ropy poznańskie; 3 – piaski neogeńskie; 4 – czapa gipsowa; 5 – złoża soli; 6 – kredowe skały zwięzłe; 7 – zwierciadło wody piętra neogeńskiego; 8 – kierunek wtargnięcia wód; 9 – przemieszczony materiał skalny

### 11.4.3. Złóża gipsu i anhydrytu

Złóża gipsu o znaczeniu przemysłowym są eksploatowane odkrywkowo w dolinie Nidy oraz w obszarze występowania rud miedzi. Czynne są kopalnie Nowy Łąd (odkrywka i kopalnia podziemna) oraz Lubichów (kopal-

nia podziemna). Eksploatacja złóż gipsu i anhydrytu nie wywołuje znaczących skutków w środowisku wodnym (same złoża cechują się nieprzepuszczalnością).

### 11.4.4. Złóża barytu i fosforytów

Znaczenie gospodarcze mają złoża barytu w Strawczynku koło Kielc oraz Boguszów, Stanisławów, Jedlinka i Jeżów na Dolnym Śląsku. Aktualnie żadne z nich nie jest eksploatowane. W Strawczynku zaprzestano eksploatacji jeszcze w 1926 r., kopalnia Boguszów została zalana w 1997 r. i nadal trwa tam proces naturalnego zatapiania wyrobisk, zamknięto także odkrywkę Stanisławów.

Złóża fosforytów występują w pasie wychodni utworów albu północno-wschodniego obrzeżenia Gór Święto-

krzyskich w dwóch rejonach: Białobrzegi–Iłża oraz Chałupki–Annopol–Gościeradów. Złóża te nie są obecnie wydobywane. Wcześniejsza eksploatacja nie wpłynęła na zmianę warunków hydrogeologicznych, mimo że koncentracje fosforytowe tkwią w zawodnionych piaskach lub marglach piaszczystych. Działalność górnicza była prowadzona w obszarach wychodni powyżej zwierciadła wód podziemnych.

## 11.5. Wody kopalniane w górnictwie surowców skalnych

Spośród surowców skalnych przedmiotem eksploatacji są: kamienie budowlane, kruszywa łamane, węglanowe materiały wiążące, surowce okruczowe oraz ilaste surowce ceramiki budowlanej. Działalność taka jest prowadzona (lub była jeszcze w latach 80.) w 17 Okręgach Eksploatacji Surowców Skalnych, 16 obszarach eksploatacji piaskowców karpackich, 117 obszarach eksploatacji surowców ilastych i 78 obszarach wydobywania surowców okruczowych (Z. Wilk i in., 1990; Z. Wilk, R. Kulma red., 2004). Surowce skalne są wydobywane systemem odkrywkowym: nadpoziomowo (ponad zwierciadłem wód podziemnych) lub podpoziomowo (poniżej zwierciadła wód podziemnych).

Kamienie budowlane i kruszywa łamane są na ogół eksploatowane nadpoziomowo w kamieniołomach. Su-

rowce okruczowe i materiały ilaste są również, na ogół, wydobywane bez konieczności odwodnienia, a po ich wydobywaniu zwykle powstają zbiorniki wodne. Pozostałe surowce skalne są zwykle eksploatowane w warunkach wyprzedzającego frontu wydobywania drenażu górniczego. Odkrywki są odwadniane zazwyczaj systemem studni oraz przyskarpowych rowów i rzepi. Odwadniane są same wyrobiska, ściany eksploatacyjne oraz spąg odkrywki. Wody kopalniane są z reguły zrzucane wprost do cieków powierzchniowych. Część z nich wcześniej bywa używana do płukania urobku.

Eksploatacja surowców skalnych wywiera zatem wpływ na zmianę stosunków wodnych na ogół w skali lokalnej, drenując pierwszy, często użytkowy, poziom wodonośny. Jedynie w niewielu przypadkach można mówić

o regionalnym wpływie eksploatacji. Dotyczy to szczególnie surowców węglanowych wydobywanych w synklinie gałęzicko-bolechowicko-borkowskiej (byłe Białe Zagłębie), gdzie wody podziemne występują w GZWP-418. W znajdujących się tam kopalniach Ostrówka, Kowala, Trzuskawica, Jaźwice i Radkowice wyrobiska odwadniane są z łączną wydajnością przekraczającą 20 m<sup>3</sup>/min. Rozwijające i pogłębiające się leje depresji wokół tych kopalń (szczególnie wokół kopalni Ostrówka) zmieniają odcinkowo charakter cieków powierzchniowych z drenującego na infiltrujący (w rzece Hutka zanika przepływ na kilkusetmetrowym odcinku). W wymienionej synklinie udokumentowane zasoby eksploatacyjne w ilości ponad 3427 m<sup>3</sup>/h ma 68 ujęć (w tym komunalne Suków–Marzysz). Czynne są 33 ujęcia eksploatujące ponad 300 m<sup>3</sup>/h wody. Rozwijające się leje depresji sięgają granic strukturalnych tej jednostki. Wody kopalniane są zrzucane do cieków powierzchniowych. Z uwagi na ich bardzo dobrą jakość, od lat rozważana jest możliwość wykorzystania ich dla zaopatrzenia aglomeracji kieleckiej.

Znaczny, ale lokalny, wpływ na warunki hydrogeologiczne wywierają kopalnie porfiru w Zalasie koło Krakowa (1–3 m<sup>3</sup>/min), surowców wapiennych: Groszowice, Tarnów Opolski, Strzelce Opolskie i Góraźdze, o zmiennym natężeniu pompowania w zależności od postępu eksploatacji, łącznie od 10 do ponad 80 m<sup>3</sup>/min, oraz górnokredowych margli i kredy piszącej w Rejowcu i Chełmie. Zasięg leja depresji wokół Rejowca sięga 1500 m, a dopływy są rzędu 5–20 m<sup>3</sup>/min.

Na Kujawach w kamieniołomach: Bielawy, Wapienno i Piechcin eksploatuje się wapień górnourajskie, w GZW

w kamieniołomie Siewierz koło Będzina – dolomity triasowe (pompuje się tu ok. 13 m<sup>3</sup>/min wód) oraz w Latosówce koło Częstochowy – wapień górnourajskie.

W przypadku eksploatacji piasków podsadzkowych w rejonie GZW odwodnienie nakłada się na drenaż związany z wydobywaniem rud cynkowo-olowiowych (kopalnie: Szczakowa, Maczki–Bór, Kuźnica) lub węgla kamiennego (kopalnia Kotlarnia). Czwartorzędowe piaski podsadzkowe są wybierane podpoziomowo nawet do głębokości 30 m. Łączny dopływ wód do wyrobisk sięga nawet 200 m<sup>3</sup>/min, depresja – 12–25 m, a całkowita powierzchnia zasięgu odwadniania obejmuje ponad 90 km<sup>2</sup>.

Wody kierowane są systemem rowów odwadniających do rzepia, skąd są pompowane na powierzchnię. Znaczna ich część przekazywana jest na potrzeby komunalne, 30% jest zrzucane do rzek Białej, Czarnej Przemszy i Bierawki, a czasami wykorzystywana do płukania urobku i hydrotransportu. Odwadnianie kopalń piasków podsadzkowych wywiera znaczący wpływ na przeobrażenie stosunków wodnych w obrębie czwartorzędowego piętra wodonośnego oraz w sieci hydrograficznej. Obserwowane są zaniki źródeł, przesunięcia linii wododziałowych itp. W celu ograniczenia dopływów z cieków powierzchniowych przekłada się koryta rzek i uszczelnia ich odcinki nawet na długości około 10 km.

Po zakończeniu eksploatacji żwirów i piasków z reguły w odkrywkach powstają zbiorniki wodne. Największymi, użytkowymi zbiornikami tego typu w regionie śląskim są Dzieńkowice, Siersza i Pogoria.

## 11.6. Zmiany środowiska wodnego w rejonach eksploatacji górniczej

W głęboko przeobrażonych eksploatacją górniczą i odwadnianiem kopalń systemach wodnych i w zdegradowanym środowisku przyrodniczym postępuje od kilku lat przyspieszona i często nieskoordynowana likwidacja zakładów górniczych lub całych zagłębi. Za tymi decyzjami stoją najczęściej – i prawie wyłącznie – kryteria ekonomiczne. Zmiany środowiska, w tym szczególnie wod-

nego, są zwykle przedmiotem analiz i ocen w następnej kolejności i to najczęściej w aspekcie minimalizacji zagrożenia wodnego w kopalniach przylegających do likwidowanych zakładów górniczych. Racionalizacja działań likwidacyjnych w górnictwie wymaga wcześniejszego i szczegółowego rozpoznania zmienionych odwadnianiem warunków hydrogeologicznych dla opracowania

prognoz wpływu likwidacji kopalni na środowisko wodne i warunki pracy w czynnych nadal zakładach.

Najpełniej podsumowały wpływ działalności górnictwa na środowisko wodne w Polsce w okresie maksymalnej eksploatacji złóż opracowania Z. Wilka zrealizowane z zespołem w latach 1985–1990 (Z. Wilk red., 1990; Z. Wilk i in., 1990), jak również 3-tomowa monografia przygotowana pod kierunkiem Z. Wilka w latach 1997–1999 (Z. Wilk red., 2003; Z. Wilk, T. Bocheńska red., 2003 oraz Z. Wilk, R. Kulma red., 2004). To monumentalne dzieło prezentuje wszystkie aspekty hydrogeologii sprzed rozpoczęcia eksploatacji kopalni oraz zmiany w środowisku wodnym zachodzące w okresach udostępniania złóż, ich eksploatacji oraz likwidacji zakładów górniczych.

W komentarzu do *Mapy przeobrażeń hydrogeologicznych pod wpływem działalności górnictwa w Polsce na tle warunków hydrogeologicznych w skali 1:500 000*, Z. Wilk red. (1990) ocenia, że:

- Powierzchnia zasilania poziomów wodonośnych objętych drenażem górniczym wynosi w Polsce około 5000 km<sup>2</sup>, tj. 1,5% powierzchni kraju.

- Pod wpływem bezpośredniego lub pośredniego drenażu górniczego znajdują się, w różnych częściach Polski, prawie wszystkie piętra wodonośne.

- Średnioroczna ilość wody pompowanej przez górnictwo przez ostatnich kilkadziesiąt lat wynosiła >1 km<sup>3</sup>.

- W Górnśląskim Zagłębiu Węglowym drenażowi podlegają piętra karbońskie, triasowe i czwartorzędowe. Powierzchnia wychodni karbonu górnego objętego wpływem odwadniania wynosi około 1750 km<sup>2</sup>. Obniżono podstawę drenażu do głębokości 300–600 m, lokalnie nawet do ponad 1000 m, co wywołało kilkudziesięciometrowe obniżenie zwierciadła wód podziemnych na znacznych obszarach; objętość skał karbońskich objętych tym wpływem sięga 500–600 km<sup>3</sup>. W GZW zdrenowaniu uległo około 5 km<sup>3</sup> piasków poziomu wodonośnego pstrego piaskowca, zwierciadło wód obniżyło się o około 80 m na powierzchni kilkadziesiąt km<sup>2</sup>. W niecce bytomskiej, wilkoszyńskiej i długoszyńskiej drenowane są także poziomy wodonośne wapienia muszlowego. W centralnej i wschodniej części GZW odwadnianie górnicze wywarło pośredni wpływ na czwartorzędowe piętro

wodonośne na powierzchni około 460 km<sup>2</sup>. Zanikło wiele źródeł, wyschły liczne studnie gospodarskie. Do cieków powierzchniowych zrzucano bezpośrednio około 450 m<sup>3</sup>/min (648·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d) wód wysokozmineralizowanych (w 83 punktach w 1986 r.) z ładunkiem soli rzędu 7,4 Mg/d. Powstało 322 zalewisk stałych lub okresowych (1987 r.) o powierzchni około 8 km<sup>2</sup> i objętości około 12–13 mln m<sup>3</sup>. Ponad 140 zwałowisk różnego rodzaju odpadów kopalnianych stanowi wielkoobszarowe ogniska zanieczyszczeń wód podziemnych i powierzchniowych.

- W Dolnośląskim Zagłębiu Węglowym ponad dwustuletni okres eksploatacji węgla spowodował zdrenowanie skał karbońskich na powierzchni około 60 km<sup>2</sup> w rejonie Wałbrzycha i 30 km<sup>2</sup> w okolicach Nowej Rudy. Z górotworu przeciętnie pompowano około 54 m<sup>3</sup>/min (78·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d) wody, z czego prawie 90% zrzucano do cieków. Około 180 Mg/d siarczanów i chlorków degradowało bezpośrednio wody powierzchniowe.

- W Lubelskim Zagłębiu Węglowym ciśnienie piezometryczne w wodonośnym piętrze jurajskim zostało obniżone w okresie około 20 lat o blisko 500 m. Lej depresyjny objął powierzchnię 920 km<sup>2</sup> w poziomie górnourajskim i 550 km<sup>2</sup> w piętrze karbońskim. Wody pompowane średnio z wydajnością 8,3 m<sup>3</sup>/min (12·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d) zrucane do rzek wprowadzały do nich około 11 Mg/d ładunków chlorków i siarczanów.

- Odwadnianie kopalni węgla brunatnego (Bełchatów, Konin–Turek i Turossów) powoduje zmiany w obrębie wytworzonych lejów depresyjnych w piętrach wodonośnych czwartorzędu, paleogenu, kredy oraz jury. W rejonie Bełchatowa drenaż obejmuje powierzchnię około 450 km<sup>2</sup>, przy odwadnianiu ze średnią intensywnością około 350 m<sup>3</sup>/min. W rejonie konińsko-tureckim eksploatacja złóż i tym samym odwadnianie odbywały się z różną intensywnością i przy zmiennej lokalizacji systemów odwadniających. Łączne powierzchnie objęte drenażem górniczym wynoszą: 150 km<sup>2</sup> (piętro czwartorzędowe), 530 km<sup>2</sup> (piętro paleogeńskie) i 180 km<sup>2</sup> (piętro kredowe). Depresje przeciętnie sięgały 50–70 m, a wydajność systemów wynosiła średnio około 312 m<sup>3</sup>/min (450·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d).

- W Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym (LGOM) drenaż piętra permskiego (4 kopalnie) objął po-

wierzchnię około 600 km<sup>2</sup>, przy maksymalnym obniżeniu ciśnienia o około 850 m. Podobną powierzchnię drenażu wytworzono w poziomie triasowym, przy obniżeniu ciśnienia około 115 m. W piętrze oligoceńskim (poziomy wodonośne nadwęglowe i podwęglowe) powierzchnia zdrenowana zajmuje 750 km<sup>2</sup>, przy obniżeniu ciśnienia maksymalnie o 130 m. Wody kopalniane są w znacznej mierze wykorzystywane w obiegu zamkniętym, a zrzuty nie przekraczają 70 m<sup>3</sup>/min (101·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d), przy średniej mineralizacji około 15 g/dm<sup>3</sup>. Ujemnym wpływem znaczą swoją obecność zbiorniki odpadów poflotacyjnych Gilów i Żelazny Most, w otoczeniu których na obszarze około 2 km<sup>2</sup> doszło do skażenia gruntów i wód gruntowych. W niecce zewnętrznosudeckiej w latach 80. trzy kopalnie pompowały łącznie około 50 m<sup>3</sup>/min (72·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d) wód z utworów czwartorzędowych oraz z poziomu górnokredowego, wapienia muszlowego, pstrego piaskowca i środkowego cechsztynu. Podstawa drenażu obniżyła się o około 700 m, a lej depresji zajmuje około 64 km<sup>2</sup>. Są to wody na ogół słodkie i niskozmineralizowane.

- Zakłady górnicze eksploatujące rudy cynku i ołowiu odwadniają poziomy triasowe, jurajskie i czwartorzędowe. Z kopalń olkuskich pompowano około 230 m<sup>3</sup>/min (331·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d) wody, a lej depresyjny – wspólny z ujęciami Łazy Błędowskie i Klucze – w piętrze triasowym obejmuje około 400 km<sup>2</sup>, przy obniżeniu zwierciadła o około 150 m. W pozostałych poziomach wodonośnych powierzchnia leja nie przekracza 110 km<sup>2</sup>. W wyniku pompowań osuszono cieki powierzchniowe na długości około 22 km, a z dalszych ich odcinków woda w ilości około 33 m<sup>3</sup>/min (48·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d) infiltruje w głąb. Zanikło ponad 20 źródeł oraz wyschły liczne studnie. Część wód kopalnianych jest wykorzystywana, część zaś zrzucana do głównych cieków. W niecce bytomskiej eksploatacja została już zakończona, ale nadal pompuje się około 39 m<sup>3</sup>/min (56·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d) wód z piętra triasowego. Zasięg leja depresyjnego w tym piętrze zajmuje około 70 km<sup>2</sup> powierzchni, przy depresji sięgającej maksymalnie 80 m. Lej depresyjny w piętrze czwartorzędowym

obejmuje także około 70 km<sup>2</sup>. Zasolone wody o mineralizacji około 98 Mg/d są zrucane do cieków.

Stosunkowo najmniejszy wpływ na stosunki wodne wywarła eksploatacja rud w niecce chrzanowsko-wilkoszyńskiej. Pompowano tam około 38 m<sup>3</sup>/min (55·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d) wód, osiągając maksymalne obniżenie zwierciadła o 180 m, co wywołało zmiany stosunków wodnych na powierzchni około 70 km<sup>2</sup>.

- Eksploatacja piasków podsadzkowych przez kopalnie Szczakowa, Maczki–Bór, Kotłarnia i Kuźnica Warężyńska powoduje drenaż czwartorzędowego piętra wodonośnego na powierzchni około 90 km<sup>2</sup>, przy pompowaniu około 180 m<sup>3</sup>/min (259·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d) wód na ogół niezłej jakości. Zanikły tu niektóre małe cieki, w innych na długości około 20 km obserwuje się wzmoczoną infiltrację. Wody kopalniane są w zdecydowanej większości wykorzystywane do zaopatrzenia komunalnego.

- Formy i zakres oddziaływania kopalń siarki na stosunki wodne zależały od metody eksploatacji: odkrywkowej lub podziemnego wytapiania. Stosowanie pierwszej metody (Piaseczno i Machów) doprowadziło do powstania leja depresyjnego o powierzchni około 150 km<sup>2</sup> w piętrze paleogeńskim i około 25 km<sup>2</sup> w piętrze czwartorzędowym. Wody, po częściowym oczyszczeniu, były w większości zrucane do cieków powierzchniowych, co prowadziło do ich degradacji. Stosowanie metody podziemnego wytapiania z użyciem wód gorących w kopalniach Jeziórko i Grzybów spowodowało podwyższenie ciśnienia wód na obszarze o powierzchni około 175 km<sup>2</sup>, a erupcje gorących wód i siarki zdegradowały wody czwartorzędowe na powierzchni około 150 km<sup>2</sup>.

- Odwadnianie kopalń surowców skalnych wywołuje na ogół dotkliwe, ale lokalne, przeobrażenia stosunków wodnych, głównie poprzez obniżenie zwierciadła wód podziemnych w pierwszym, najczęściej użytkowym, poziomie wodonośnym. Odwadnianie kopalń odkrywkowych i kamieniołomów prowadzi do zaniku źródeł, wysychania odcinków koryt rzecznych i studni oraz wzmoczonej infiltracji rzek.

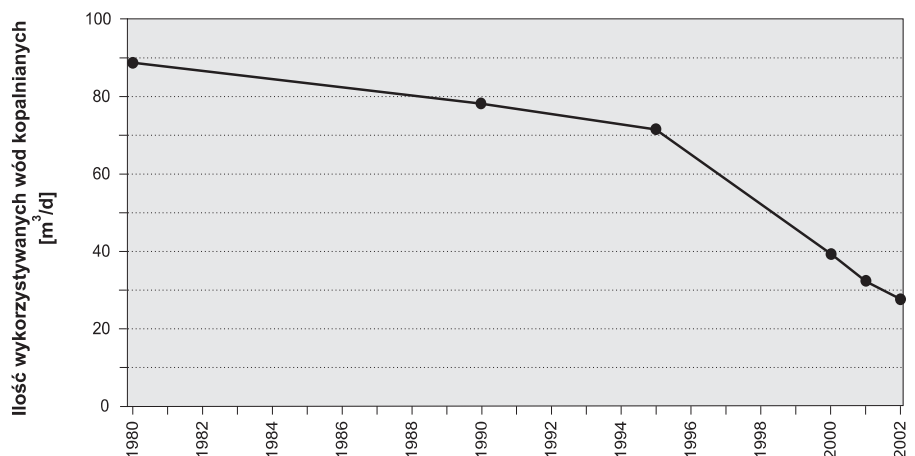
## 12. Wykorzystanie wód kopalnianych

Wyniki badań w zakresie zagospodarowania i wykorzystania wód kopalnianych podsumowane są w monografiach M. Rogoża, E. Posyłek (2000), Z. Wilka red. (2003) oraz Z. Wilka, T. Bocheńskiej red. (2003). W świetle ogólnej analizy dokonanej przez A. Szczepańskiego (1995, 2004), w czasie powojennym ilość pompowanych rocznie wód kopalnianych kształtowała się na poziomie 1,0–1,5 km<sup>3</sup> (Roczniki statystyczne: Ochrona środowiska, 1992–2005), a aktualnie w okresie restrukturyzacji kopalń wynosi 1,005–1,100 km<sup>3</sup>. Według cytowanego autora wody kopalniane są w większości odprowadzane do cieków powierzchniowych bezpośrednio lub po częściowym wykorzystaniu w procesach technologicznych. Około 10–30% wód kopalnianych była i jest użytkowana w zakładach górniczych do różnych celów. Część z nich, po oczyszczeniu lub bez oczyszczania, jest odprowadzana do cieków, część pozostaje w górotworze, natomiast nieznaczna ilość, głównie wód słonych, jest zatłaczana do górotworu. Ponadto niewielka część wód zwykłych była i jest przeznaczana do celów komunalnych. Wraz ze zmniejszaniem się zużycia wody w gospo-

darce narodowej (o ok. 25% w porównaniu z latami 80.) na przestrzeni ostatnich dwudziestu lat obserwuje się generalny trend obniżania się wykorzystania wód kopalnianych (fig. 12.1).

Wykorzystanie wód kopalnianych jest bardzo zróżnicowane i zależy od szeregu czynników. Wśród nich zasadnicze znaczenie ma ilość i jakość pompowanych wód, stałość tych czynników w czasie, trudność selektywnego ujmowania, zapotrzebowanie na cele gospodarcze i technologiczne kopalni, popyt oraz koszt ujmowania i przesyłu wód. Według Z. Wilka red. (2003) przy wykorzystaniu wód kopalnianych szczególną rolę odgrywa czynnik ekonomiczny, który decyduje o nakładach inwestycyjnych dla ich wykorzystania do celów gospodarczych. Analiza ekonomiczna opłacalności ujmowania wód kopalnianych dla celów pitnych wykazuje, iż koszty pozyskania tych wód nie są konkurencyjne w stosunku do kosztów ponoszonych przez przedsiębiorstwa wodociągowe oraz do kosztów wód z ujęć powierzchniowych.

Wykorzystanie wód dopływających do wyrobisk górniczych kopalń węgla kamiennego jest szczególnie małe.



**Fig. 12.1. Wykorzystanie wód kopalnianych w Polsce (wg A. Szczepańskiego, 2004)**

Wiąże się to z niewielkim zapotrzebowaniem własnym kopalń, generalnie złą jakością tych wód oraz z trudnościami i kosztami ich selektywnego ujmowania. W GZW dopływy do kopalń w 2003 r., tj. w okresie intensywnej restrukturyzacji górnictwa, wynosiły łącznie (średnio)  $703 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ , z czego wody zwykłe i przemysłowe, w ujęciu klasyfikacji górniczej, stanowiły około  $344,8 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  (49%). Z tej ogólnej ilości wykorzystano zaledwie około  $176,7 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$ , tj. 25,1% całkowitych dopływów, z czego wody zwykłe i przemysłowe stanowiły  $91,9 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  (13,1%).

W LZW kopalnia Bogdanka pompuje (średnio)  $17,2 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  wód zaliczanych zgodnie z klasyfikacją górniczą do wód zwykłych i przemysłowych. Z tego  $12,1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  (70%) wód jest odprowadzana do cieków, natomiast  $5,1 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  (30%) zagospodarowana przez kopalnię.

Kopalnie węgla brunatnych pompują łącznie (średnio)  $989 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  wód zaliczanych zgodnie z klasyfikacją górniczą do wód zwykłych i przemysłowych. Są one w różnym stopniu wykorzystywane w poszczególnych rejonach

złożowych. Na przykład w rejonie Konina, Bełchatowa i Turosszowa w znacznym stopniu korzystają z nich elektrownie do celów chłodniczych w obiegach zamkniętych. Pozostała duża ich część jest jednak odprowadzana do cieków.

Kopalnie rud cynku i ołowiu pompują łącznie (średnio)  $551 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  wód zaliczanych według klasyfikacji górniczej do wód pitnych i przemysłowych. Dla tych celów wykorzystuje się około  $165 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  (38%), natomiast  $275 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  (62%) jest odprowadzana bezpośrednio do cieków.

Kopalnie rud miedzi pompują łącznie (średnio)  $84,3 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  wód różnych grup jakości według klasyfikacji górniczej. Część z nich jest wykorzystywana do własnych celów technologicznych kopalń, natomiast nadmiar wód w ilości około  $36 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  jest odprowadzany do rzek.

Wody z odwadniania złóż piasków podsadzkowych są wykorzystywane w około 50%, natomiast z odwadniania kamieniołomów tylko w nieznacznym stopniu (głównie do płukania kamienia oraz celów bytowych kopalń).

## 13. Wpływ zrzutu wód kopalnianych na środowisko wodne

Z kopalń podziemnych i powierzchniowych w 2002 r. pompowano łącznie  $3052 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  wód (A. J. Witkowski, 2005). Skład chemiczny i klasy jakości wód kopalnianych odprowadzanych do cieków są uzależnione od położenia eksploatowanych i drenowanych złóż w systemie krążenia wód podziemnych. Są to wody różnych klas jakości, od słodkich do słonych włącznie. Te ostatnie stanowiły 15,6% ogólnej ilości pompowanych wód kopalnianych, zawierały w skali roku 2,5 mln t chlorków i siarczanów (ok. 7000 Mg/d) i niemal w całości (94%) były odprowadzane do cieków. Większość wód kopalnianych była i jest zrzucana do cieków powierzchniowych bezpo-

średnio lub po ich wykorzystaniu do celów technologicznych (A. Szczepański, 2004), co powoduje, że np. w GZW wody prawie połowy rzek mają nietypowy skład i podwyższoną mineralizację.

Zagłębie górnośląskie leży w granicach zlewni Wisły i Odry i zrzuty wód kopalnianych obniżają w sposób znaczący jakość wód tych rzek. Badania tego problemu były prowadzone w latach 1992–1995 (S. Czaja, A.T. Jankowski, 1992; A. Rózkowski, J. Rózkowski, 1994; M. Rogoż, 1996; A. Rózkowski i in. red., 1997). Kopalnie węgla pompowały wówczas  $996,2 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{d}$  wód, w tym, zgodnie z klasyfikacją górniczą:

386,9·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d, o mineralizacji < 1 g/dm<sup>3</sup>,  
 252,3·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d, o mineralizacji od 1,0 do 3,0 g/dm<sup>3</sup>,  
 288,3·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d, o mineralizacji od 3,0 do 70 g/dm<sup>3</sup>,  
 68,7·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d, o mineralizacji > 70 g/dm<sup>3</sup>.

Badania I. Pluty (1988) wykazały, iż radioaktywność tych wód kopalnianych jest zróżnicowana i mieści się w przedziale od 0,0 do 268 kBq/m<sup>3</sup>.

Zrzut ładunków jonów chlorkowych i siarczanowych pod koniec lat 90. wynosił średnio 7069 Mg/d. Główny ładunek jonów – 5115,9 Mg/d – był doprowadzany do Wisły, co skutkowało wzrostem mineralizacji jej wód do 3,5 g/dm<sup>3</sup> (wodowskaz Dwory), w porównaniu z mineralizacją 0,3 g/dm<sup>3</sup> przed pierwszym zrzutem (wodowskaz Goczałkowice).

W LZW stopień uciążliwości odprowadzanych do cieku wód z kopalni Bogdanka nie jest znaczny (A. Majka-Smuszkiewicz, A. F. Adamczyk, 1989; Z. Wilk red., 2003). Kopalnia ta zrzuca wody II klasy czystości, zakwalifikowane jako przemysłowe, do potoku Świnka, którego wody zaliczone są również do II klasy czystości. Ogółem do cieku odprowadza się bezpośrednio 12,1·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d wód kopalnianych, wielojonowych o mineralizacji około 1,5 g/dm<sup>3</sup>, charakteryzujących się podwyższonymi stężeniami chlorków i siarczanów.

Z kopalń węgla brunatnych pompowano w 2002 r. łącznie 989·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d wód kopalnianych (A. J. Witkowski, 2005). Były to wody wielojonowe, o mineralizacji < 1,0 g/dm<sup>3</sup>, głównie I klasy czystości, pochodzące z drenażu czwartorzędowych i neogeńskich poziomów wodonośnych. Generalnie nie stwarzają one zagrożenia dla wód rzecznych. Szersza charakterystyka ilościowa i jakościowa zrzutów wód z kopalń węgla brunatnych i ocena ich wpływu na wody powierzchniowe zawarta jest w monografii hydrogeologicznej polskich złóż kopalini (Z. Wilk red., 2003) oraz w rozdz. 11 tego tomu.

Kopalnie rud pompowały w 2002 r. łącznie 622·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d wód, z czego 551·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d przypadało na kopalnie rud Zn–Pb, zaś 71·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d na kopalnie rud Cu (A. J. Witkowski, 2005). Wody kopalniane były zrzucane do rzek bezpośrednio lub po ich technologicznym wykorzystaniu. Charakterystyka ilości, składu chemicznego i jakości tych wód przedstawiona została szerzej w monografii Z. Wilka, T. Bocheńskiej red. (2003) oraz w rozdz. 11 tego tomu.

Wody pochodzące z odwadniania odkrywkowych wyrobisk eksploatujących złoża surowców skalnych należą z reguły do I klasy czystości. Zrzut ich nie powoduje zanieczyszczenia, jedynie wpływa na wzrost natężenia przepływów oraz wysłodzenie niektórych cieków.

## 14. Prognozy zmian w rejonach zlikwidowanej eksploatacji górniczej

W całej historii górnictwa podejmowano decyzje o likwidacji poszczególnych kopalń (np. na skutek wyczerpania zasobów, nieopłacalności wydobycia lub w wyniku katastrof górniczych), a nawet całych zagłębi (np. częstochowsko-kłobucki obszar eksploatacji rud żelaza). Lata 90. przyniosły Polsce głębokie zmiany systemowe, w ramach których wypracowywane były programy restruktu-

ryzacji górnictwa i ograniczenia wydobycia kopalini. W wyniku tego powstały decyzje o likwidacji poszczególnych zakładów górniczych lub zagłębi wydobywczych. Znaczącą rolę w podejmowaniu ich odgrywały względy ekonomiczne, wymuszające szybkie zamykanie kopalni i zmierzające do ograniczenia lub zaniechania odwadniania wyrobisk górniczych. Skutki takich działań po-



latach mogą się okazać katastrofalne, jeśli sposoby ograniczania lub zaniechania odwadniania nie będą bazować na prognozowaniu skutków i wyborze optymalnego wariantu w konkretnych warunkach hydrogeologicznych i technicznych, wynikających z przeobrażeń systemów wodnych i powierzchni terenu.

Niewątpliwie najprostszym i najtańszym sposobem likwidacji zakładów górniczych byłoby ich zatopienie. Najczęściej prowadzi to jednak do dalszej degradacji środowiska wodno-gruntowego oraz przeobrażeń na powierzchni w obrębie wcześniej ukształtowanych lejów depresji. Takie postępowanie mogłoby także stwarzać lub zwiększać zagrożenie wodne dla nadal czynnych kopalń eksploatujących złoża w tych samych jednostkach hydrostrukturalnych (systemach wodnych). Dlatego też każda decyzja dotycząca likwidacji wymaga opracowania dokumentacji hydrogeologicznej w zakresie prognozy zmian środowiskowych spowodowanych zaprzestaniem, ograniczeniem lub zmianą systemu odwadniania zlikwidowanej kopalni. Prognoza ta powinna być opracowana w kilku wariantach celem wyboru rozwiązania optymalnego z punktu widzenia uwarunkowań ekonomicznych i minimalizacji skutków niekorzystnych dla środowiska (A. Szczepański, 1995).

Zagadnienia te stały się przedmiotem zainteresowań polskich hydrogeologów (coraz częściej niestety także i specjalistów innych branż, szczególnie górniczej). O skutkach likwidacji kopalń dla środowiska wodnego pisali m.in.: J. Pich, M. Pokora (1982), A. Szczepański, T. Lasatowicz (1990), Z. Wilk red. (1990, 1997), A. Haładus i in. (1993), J. Kropka i in. (1995), A. Pacholewski i in. (1995), M. Rogoż (1996, 2004), E. Posyłek, M. Rogoż (1998) oraz A. Szczepański (1998a, b, 1999, 2003). Wyniki prognoz wpływu likwidacji kopalń oraz propozycje zmian ich odwadniania w aspekcie uwarunkowań hydrogeologicznych, technicznych i ekonomicznych prezentowali m.in.: A. Szczepański (1993, 1998a, 1999), J. Fiszer (1995), M. Rogoż (1995, 1996), J. Sawicki (1995, 2000), R. Kulma i in. (1997), A. F. Adamczyk, A. Haładus (1997), E. Posyłek, M. Rogoż (1998) i R. Kulma, A. Haładus (2003). Na powstanie zagrożeń wodnych dla czynnych kopalń w aspekcie likwidacji kopalń sąsiednich szczególną uwagę zwracali: Z. Wilk i in. (1990), S. Szewczyk i in. (1995), M. Rogoż (1996) i Z. Wilk (1997).

Likwidacja kopalń odbywa się tak długo, jak długo sięga historia wydobywania kopaliny. Część prac wydobywczych, zwłaszcza w początkowym okresie eksploatacji złóż w rejonach wychodni, nie była związana z odwadnianiem górotworu. Wówczas też przerwanie eksploatacji nie było uwarunkowane czynnikami hydrogeologicznymi. Rozwój górnictwa podziemnego, a także odkrywkowego prowadzonego poniżej zwierciadła wód podziemnych, który się zaczął od połowy XVIII w., powodował już zmianę stosunków wodnych. Od tego też czasu likwidacja wyrobisk górniczych była równoznaczna z przerywaniem odwadniania, co powodowało zmianę stosunków wodnych pod wpływem czynników naturalnych oraz systemów odwadniania czynnych kopalń.

W GZW przeobrażenia stosunków wodnych, zachodzące już od około 200 lat, mają zmienne natężenie w różnych rejonach i sięgają zróżnicowanej głębokości w zależności od prowadzonej eksploatacji oraz regionalnej i lokalnej budowy geologicznej i warunków hydrogeologicznych. Czwartorzędowe piętro wodonośne jest często dodatkowo odwadniane przez kopalnie piasków podsadzkowych oraz studnie i ujęcia wód. Triasowe piętro wodonośne było wcześniej lub jest obecnie drenowane jednocześnie przez systemy odwadniające kopalń rud cynku i ołowiu w nieckach bytomskiej i chrzanowskiej oraz przez ujęcia wód. Czynnikiem ten musi być dodatkowo brany pod uwagę przy decyzjach dotyczących likwidacji kopalń eksploatujących te złoża.

Liczba kopalń węgla kamiennego na obszarze GZW wzrastała systematycznie, a po drugiej wojnie światowej, kiedy nastąpił maksymalny rozwój tego górnictwa, zwiększyła się do kilkudziesięciu. Równocześnie zwiększały się i obszary górnicze, i głębokość eksploatacji oraz wzrosła ilość wydobywanego węgla, co pociągnęło za sobą znaczący wzrost odwadniania, objętości zrzucanej wody i wielkości ładunków soli odprowadzanych do rzek. Pod koniec lat 90. czynnych było 67 kopalń, z czego 49 w rejonie hydrogeologicznie odkrytym, 14 – w zakrytym i 4 – poza tymi regionami (Siersza, Janina, Silesia i Kaczyce) – Z. Wilk i in. (1990). Według M. Rogoża (1996) w obrębie GZW istnieje bardzo wiele zlikwidowanych kopalń, na temat których nie zachowały się praktycznie żadne materiały dokumentacyjne. Skutki ich likwidacji nie są znane. Moż-

na jedynie domniemywać, że wymusiły intensyfikację odwadniania kopalń czynnych. W cytowanej pracy omówiono doświadczenia wynikające z częściowej lub całkowitej likwidacji 22 kopalń na tym obszarze.

W odniesieniu do kopalń węgla kamiennego M. Rogoż (1996) stwierdza, że w zasadzie we wszystkich kopalniach wyrobiska górnicze zostały zatopione do poziomu połączeń z nadal czynnymi kopalniami, a przelewające się wody, głównie infiltracyjne, spływają grawitacyjnie do systemów odwadniających te ostatnie. S. Szewczyk i in. (1995), M. Rogoż (1996), Z. Wilk (1997), E. Posyłek, M. Rogoż (1998), A. Szczepański (1998 a, b), A. Szczepański i in. (1998) oraz M. Rogoż, E. Posyłek (2000) zwracają uwagę, że likwidacja kopalń węgla kamiennego odbywa się najczęściej w warunkach pracy całych zespołów kopalń, prowadzących eksploatację w tym samym systemie wodonośnym. Z tego wynika, że każda zmiana systemu odwadniania likwidowanych kopalń może stwarzać wzrost zagrożenia wodnego w kopalniach sąsiednich. Nie może być zatem w praktyce mowy o całkowitym zaprzestaniu odwadniania likwidowanej kopalni bez równoczesnego zwiększenia możliwości odwadniania przez sąsiednie kopalnie. Likwidowane kopalnie mogą być zatapiane jedynie do wysokości bezpośrednich lub pośrednich (filar graniczny, podsadzone stare zroby itp.) połączeń hydraulicznych z kopalniami nadal czynnymi. W zlikwidowanych kopalniach tworzą się podziemne zbiorniki o zróżnicowanych pojemnościach, od kilkudziesięciu tysięcy do kilku milionów metrów sześciennych. W części zlikwidowanych kopalń (np. Concordia, Saturn) pracują pompownie wydobywające wody zwykle (słodkie); tylko część z nich jest wykorzystywana przez zakłady wodociągowe lub służy do naprawiania szkód górniczych zaistniałych w okresie eksploatacji. Większość wód słodkich jest niestety zrzucana do cieków wraz ze słonymi wodami kopalnianymi. Ten zrzut wpływa wprawdzie na zwiększenie przepływu i zmniejszenie zasolenia wód Wisły i Odry, ale z pewnością właściwsze byłoby wykorzystanie ich na potrzeby gospodarki komunalnej i przemysłu. W niektórych rejonach GZW po zatopieniu kopalń (np. północne dzielnice Dąbrowy Górniczej) zwierciadło wód ustabilizowało się blisko powierzchni terenu, powodując okresowe podtopienia.

Podsadzanie likwidowanych wyrobisk odpadami głównie ze spalania węgla z jednej strony wypełnia pustki w górotworze, zmniejsza jego deformacje i likwiduje ogniska zanieczyszczeń wód i gruntów na powierzchni, z drugiej zaś ogranicza pojemność wodną i jest potencjalnym ogniskiem zanieczyszczeń. W takich warunkach zmienia się chemizm i zwiększa mineralizacja wód w zbiornikach podziemnych. Dodatkowe wzbogacanie wód słodkich ługowanymi z odpadów jonami, głównie siarczanowymi i chlorkowymi, może stanowić zagrożenie dla wód zwykłych, a w określonych sytuacjach także dla wód powierzchniowych. Poprzez kontakty hydrauliczne wody te mogą się przemieszczać w kierunku systemów odwadniających czynne kopalnie i powiększać ładunki soli w wodach odprowadzanych na powierzchnię (A. Szczepański, A. Haładus, 1993). Mogą one także, w wyniku podtapiania kolejnych osuszonych partii skał i mieszania się wód, przemieszczać się w warstwy wodonośne, w których dotychczas występowały wody słodkie. Znaczącemu uproszczeniu ulegnie system odwadniania w północnej części GZW po zaprzestaniu eksploatacji w istniejących jeszcze kopalniach w niecce bytomskiej (fig. 14.1).

W GZW wielowiekowa eksploatacja rud cynku i ołowiu prowadzona była w utworach triasu niecki bytomskiej i chrzanowskiej do głębokości około 100 m. W niecce bytomskiej zaprzestano wydobywania w pierwszej połowie lat 80., ale nadal utrzymywane jest odwadnianie w celu zminimalizowania zagrożenia wodnego dla leżących niżej 10 kopalń węgla kamiennego. W szybie Bolko w Bytomiu założono centralną pompownię, która aktualnie odprowadza 22–26 m<sup>3</sup>/min (32·10<sup>3</sup>–37·10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/d) wód o mineralizacji dochodzącej do 2,5–2,7 g/dm<sup>3</sup> (J. Kropka i in., 1995; M. Rogoż, 1996, 2004). W zrobach zlikwidowanych kopalń utworzyło się siedem zbiorników o pojemnościach od 11 do 1638 tys. m<sup>3</sup>. Proces tworzenia zbiorników oraz intensywność odwadniania są monitorowane, a plany eksploatacji kopalń węgla kamiennego i infrastruktura Bytomia wymagają zmiany dotychczasowego odwadniania poziomu triasowego (J. Kropka i in., 1995).

Kopalnie rud cynku i ołowiu w niecce chrzanowsko-wilkoszyńskiej były zatapiane, a na ich terenach wybudowano ujęcia wód pitnych, m.in. ujęcie Matylda (Chrzanów) i Galmany (Jaworzno). Kopalnie Matylda i Galma-

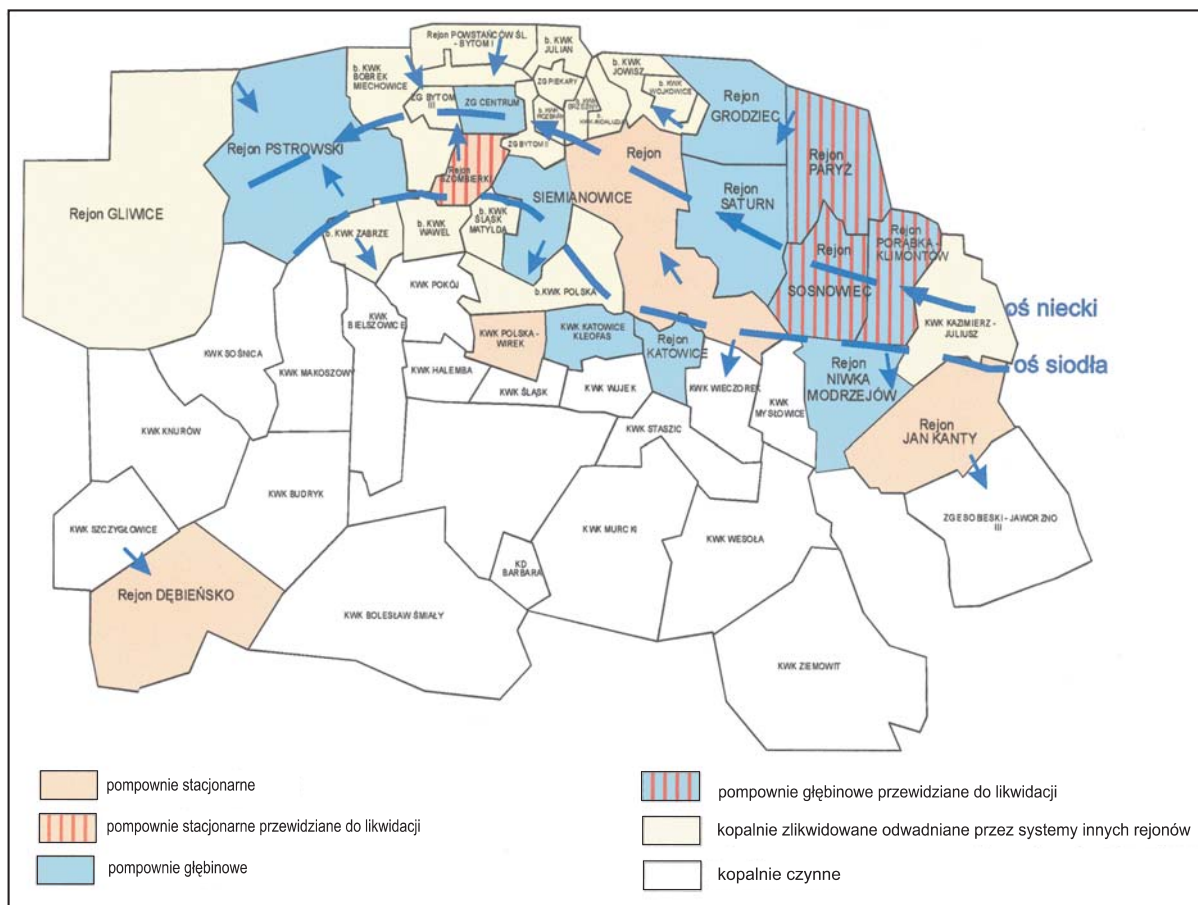


Fig. 14.1. Schemat odwadniania kopalń GZW, wariant IV (Główny Instytut Górnictwa, 2004)

ny zostały zlikwidowane i zatopione w 1930 r., po czym w 1952 r. kopalnię Matylda odtopiono, a następnie w 1973 r. zlikwidowano ostatecznie. Wody kopalniane nadal czynnej kopalni Trzebieńka są częściowo wykorzystywane na potrzeby Trzebińki i Chrzanowa.

Również niektóre wyrobiska byłych kopalń węgla kamiennego zostały wykorzystane jako ujęcia słodkich wód podziemnych systemem szybów i studni głębinowych. Należą do nich ujęcie Brzezinka, powstałe w miejsce zatopionej w 1925 r. kopalni Nowa Przemsza, ujęcie Rozalia, które eksploatuje wody ze zrobów byłej kopalni Rozalia, zatopionej w końcu ub. wieku, ujęcie Boże Daj Szczęście (szybowe, na obszarze KWK Siemianowice) oraz ujęcie dla Elektrowni Łaziska, zlokalizowane w szy-

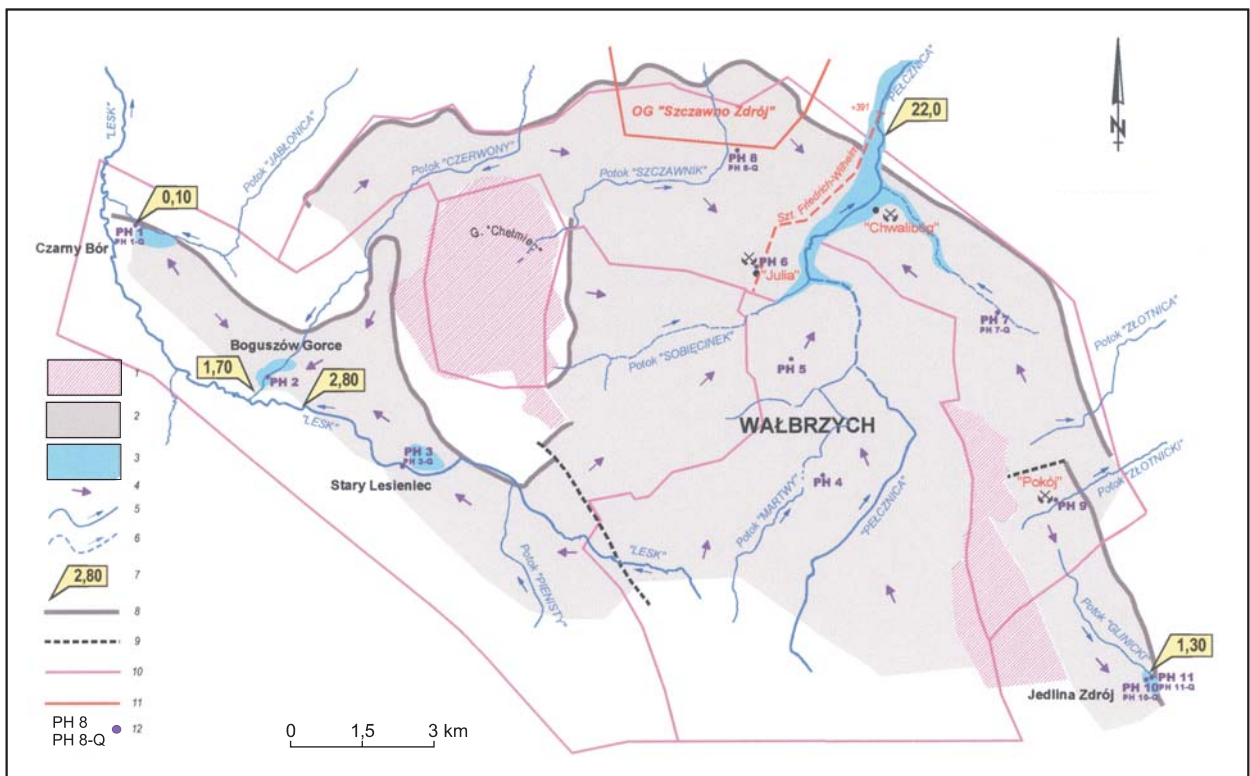
bie na obszarze KWK Bolesław Śmiały (M. Rogoż, 1996; E. Posyłek, M. Rogoż, 1998). Według E. Posyłek i M. Rogoża (*op. cit.*), obecnie nie obserwuje się zmian warunków hydrogeologicznych w rejonach dawno zlikwidowanych kopalń. Przyczyn tego stanu rzeczy autorzy ci upatrują w odwadnianiu czynnych kopalń oraz wpływie działalności inżynierskiej w środowisku przyrodniczym, co prowadzi do zmian warunków krążenia wód w lokalnych zlewniach. Należy podkreślić, że kopalnie zlikwidowane w pierwszych dekadach XX w. prowadziły na ogół płytką eksploatację pokładów węgla, często w pobliżu wychodni, dlatego wywierały nieporównywalnie mniejszy wpływ na zmianę stosunków wodnych. Zaprzestanie ich odwadniania prowadziło jedynie do zatopienia

wyrobisk i nie skutkowało znaczącymi zmianami w środowisku wodnym i na powierzchni.

Równie stare kopalnie węgla kamiennego w Dolnośląskim Zagłębiu Węglowym do połowy XIX w. prowadziły eksploatację na ogół za pomocą poziomych sztolni i chodników upadowych, a wody grawitacyjnie spływały do rzek. Zdaniem J. Sawickiego (1995, 2000), likwidacja kopalń wałbrzyskich, prowadzona poprzez tamowanie niektórych wyrobisk i zaprzestanie ich odwadniania, spowoduje zmianę pięciu centrów dotychczasowego drenażu, a tym samym powstanie nowego systemu krążenia. J. Fiszer (1995, 2000) centra te wiąże z różnymi warunkami

hydrodynamicznymi i traktuje jako odrębne zbiorniki, ustalając w opracowanej prognozie optymalną kolejność ich zatapiania. Rozważania na temat skutków likwidacji kopalń w DZW dotyczą głównie kopalni Julia, Chrobry i Victoria likwidowanych kompleksowo. Prognoza wpływu zatapiania kopalń na zmianę stosunków wodnych na powierzchni została przedstawiona na figurze 14.2.

Od prawie 200 lat prowadzona była eksploatacja rud cynku i ołowiu w rejonie olkuskim. Znaczące przeobrażenia stosunków wodnych nastąpiły w latach 40., kiedy przystąpiono do odtopienia kopalni Bolesław, w latach 50. i 60., kiedy uruchamiano kopalnię Olkusz, i w latach



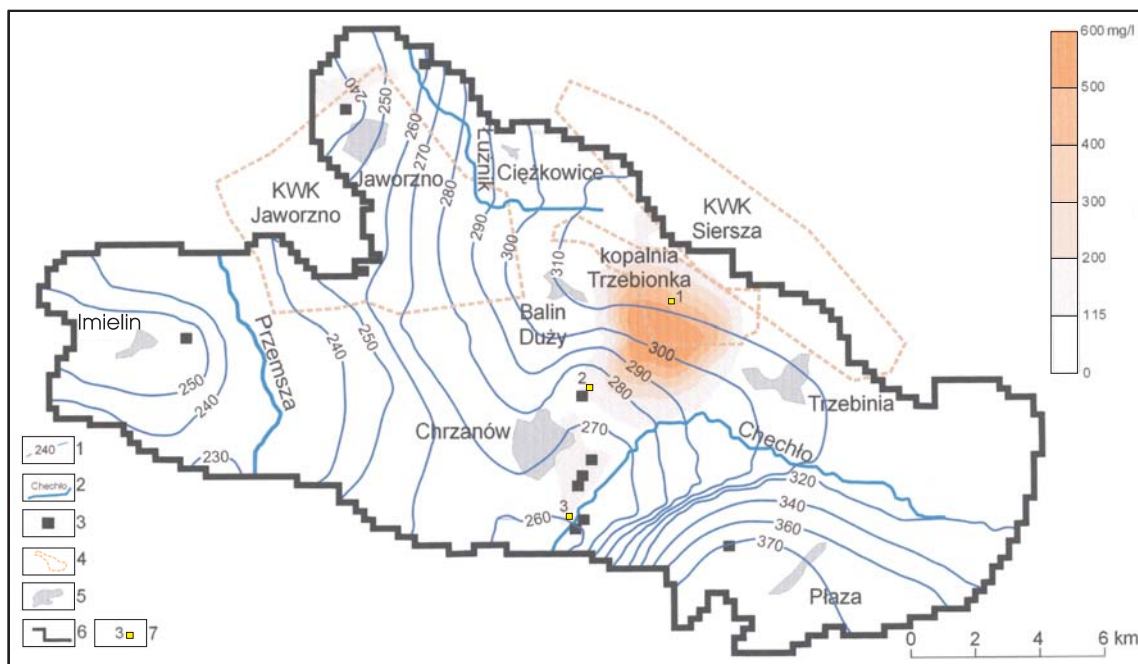
**Fig. 14.2. Lokalizacja prognozowanych podtopień po zakończeniu procesu zatapiania Wałbrzyskich Kopalń Węgla Kamiennego**

1 – intruzje porfirowe; 2 – zasięg dokonanej eksploatacji; 3 – miejsca prognozowanych podtopień terenu; 4 – kierunki przepływu wód podziemnych; 5 – cieki powierzchniowe; 6 – cieki powierzchniowe w korycie krytym; 7 – drenaż wód podziemnych przez cieki ( $m^3/min$ ); 8 – granice wychodni warstw karbonu produktywnego; 9 – naturalne bariery przepływu wód podziemnych; 10 – granice obszarów górniczych, w których prowadzi roboty likwidacyjne ZG Julia; 11 – granica obszaru górniczego Szczawno-Zdrój dla ujęć wód leczniczych; 12 – piezometry

70., po wybudowaniu kopalni Pomorzany. Szczególne piętno na uwarunkowania hydrogeologiczne, głębokość i wielkość pól eksploatacyjnych wywarła działalność tej ostatniej (Z. Wilk i in., 1990). Na pracę kopalni Pomorzany nakłada się eksploatacja wód z poziomu triasowego za pomocą dużych ujęć w Łazach Błędowskich i Kluczach oraz Laskach i Jaroszowcu. Decyzje ostatnich lat dotyczą likwidacji kopalni Bolesław (1997 r.) oraz nieco później kopalni Olkusz (A. F. Adamczyk, A. Haładus, 1997). W najbliższych latach zaprzestanie także funkcjonować zakład górniczy Trzebieńka. Prognozę skutków hydrodynamicznych i hydrogeochemicznych w GZWP Chrzanów przedstawili J. Motyka (2000), A. Kowalczyk (2003) i R. Frączek (2005) – figura 14.3.

W górnictwie miedziowym decyzje o likwidacji objęły kopalnie rud w niecce zewnętrznosudeckiej (W. Zimny, 1971; Z. Wilk i in., 1990). W synklinie złotoryjskiej zlikwidowano kopalnie: Nowy Kościół (1966 r.) i Lena

(1968 r.). Zaprzestanie odwadniania i zatapianie wyrobisk górniczych nie spowodowało tu istotnych zmian w środowisku wodnym. W synklinie grodzieckiej z trzech działających kopalń: Konrad, Lubichów i upadowa Grodziec ta ostatnia została zlikwidowana w 1973 r., a kopalnia Konrad postawiona w stan likwidacji w 1987 r., z zobowiązaniem dostarczenia wód do sieci wodociągowej. W tej sytuacji podjęto prace nad udokumentowaniem zasobów eksploatacyjnych ujęcia Konrad na podstawie wydajności systemów odwadniających permskie piętro wodonośne kopalń Konrad i Lubichów. Zasoby te określono na 46,3 m<sup>3</sup>/min (ok. 67 tys. m<sup>3</sup>/d), przy depresjach odpowiadających poziomom odwadniania 850, 650 i 550 m (w kopalni Konrad) i 213 m (w kopalni Lubichów). Uzdatnienia wymagały tylko wody z poziomów 550 i 213 (ok. 25% zasobów). Podjęto produkcję wód butelkowanych, jednak po zaobserwowaniu zmian jakości wody, w wyniku nasilania zawałania się wyrobisk, kopalnia została zatopiona. Pod-



**Fig. 14.3. Mapa stężenia siarczanów w wodach GZWP Chrzanów (452) po upływie 40 lat od chwili zaprzestania odwadniania zakładu górniczego Trzebieńka (wg R. Frączka, 2005)**

1 – hydroizohipsy (m n.p.m.); 2 – rzeki; 3 – ujęcia; 4 – obszary górnicze; 5 – miasta i miejscowości; 6 – granice zbiornika GZWP Chrzanów; 7 – punkty obserwacyjne

wyższanie się zwierciadła wody w połączonych kompleksach wodonośnych prowadzi do wzrostu zagrożenia w czynnej kopalni anhydrytu Lubichów.

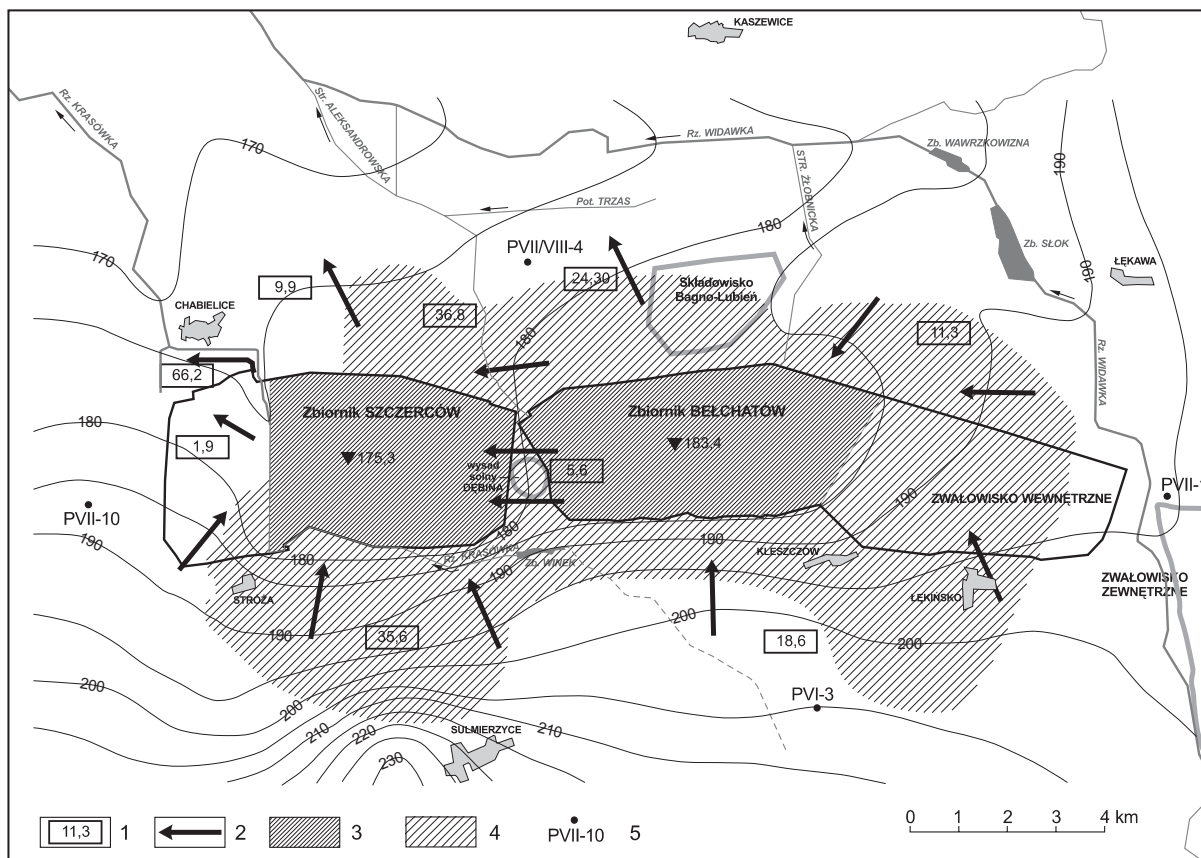
Do całkowicie zlikwidowanych zagłębi górniczych należy częstochowsko-kłobucki rejon eksploatacji rud żelaza. Eksploatacja tych rud wiązała się z koniecznością odwodnienia piaskowcowych serii warstw kościeliskich. Zwierciadło wód podziemnych obniżono tam o około 100 m. Eksploatacja rud w tym rejonie sięga XIV w., przy czym od początku XIX w. prowadzono ją za pomocą szybków (S. Hermański, 1971; A. Szczepański i in., 1990), a pod koniec XIX w. już z zastosowaniem wyrobisk chodnikowych. Intensyfikacja wydobywania rud i odwadniania nastąpiła szczególnie w wieku XX. W latach 40. pracowało 27 kopalń, które pod koniec wojny zostały zatopione. Po wojnie odtopiono je oraz wybudowano dalszych 25, które następnie w latach 70. sukcesywnie likwidowano. Jako ostatnia zakończyła eksploatację w 1983 r. kopalnia Wręczyca, a ostatnią, w której wyłączono systemy odwadniające w 1984 r., była kopalnia Szczekaczka. W efekcie sukcesywnego zatapiania kopalń rud żelaza obserwuje się w tym rejonie odbudowę naturalnych stosunków wodnych: wypełnianie się leja depresji w poziomie środkowojurajskim, zmiany kierunków przepływu wód, podtapianie lokalnych zagłębień terenu i obiektów budowlanych, samowypływy w otworach badawczych i studniach, odbudowę zasobów wodnych w piętrze czwartorzędowym oraz znaczące podwyższenie w wodach zawartości jonów: siarczanowego, żelaza i manganu (J. Pich, M. Pokora, 1982; A. Szczepański, T. Lasatowicz, 1990; A. Szczepański i in., 1990). Jest to szczególnie niepokojące, gdyż w warstwach kościeliskich pracuje kilkadziesiąt ujęć dostarczających wodę ultrasłódką (A. Pacholewski i in., 1995). Zmiany w polu hydrochemicznym, według wymienionych autorów, w stosunku do tła w niektórych obszarach wypełniającego się leja objawiają się przekroczeniem stężeń jonów: siarczanowego (7 razy), manganowego (100 razy) i żelazowego (500 razy). Jest to spowodowane utlenianiem i hydrolizą oraz ługowaniem tych jonów z zalanych wyrobisk górniczych i przedostawaniem się ich do wód podziemnych i powierzchniowych (A. Pacholewski i in., 1995). Zmiany dotyczą również objętości wody w korytach rzek, które na powrót stały się bazą drenażu dla wód podziemnych.

W eksploatacji kopalni użytecznych i surowców pospolitych dominują metody odkrywkowe lub otworowe (sole – ługowanie, siarka – wytapianie). Na dużą skalę w Polsce rozwijane było górnictwo odkrywkowe węgla brunatnego, surowców skalnych i budowlanych oraz siarki rodzimej. Również i w tych branżach nasila się likwidacja zakładów górniczych.

W Wielkopolskim Zagłębiu Węgla Brunatnego praktycznie zakończyły swoją działalność kopalnie: Mieczysław, Niesłusz i Gosławice (Z. Wilk i in., 1990). W zasadzie likwidacja i zaprzestanie odwadniania tych odkrywek nie wpłynęły na zmianę stosunków wodnych w skali regionalnej, gdyż leżały one we wspólnym leju depresji, wytworzonym przez systemy odwadniające sąsiednich kopalń, które zostały wybudowane w latach 50. i później. Znacznie większe przeobrażenie stosunków wodnych nastąpi w rejonie Bełchatowa. Zakończenie eksploatacji pól Bełchatów i Szczerców będzie skutkowało utworzeniem zbiorników wodnych. Prognozę tych zmian opracowali J. Szczepiński (2000) i R. Zdechlik (2004) – figura 14.4.

Znacznie groźniejsze skutki w środowisku wodnym mogą przynieść decyzje o zamknięciu kopalń odkrywkowych złóż siarki. Praktycznie jedynym sposobem ich likwidacji jest tzw. sposób wodny, czyli utworzenie zbiorników w byłych odkrywkach, z możliwym częściowym ich wypełnieniem odpadami, w tym np. popiołami i żużłami, pochodzącymi z elektrowni. Realne zagrożenie, w przypadku przerwania odwadniania, stanowi wysoka mineralizacja wód neogeńskich, a szczególnie obecność w nich wolnego siarkowodoru (A. Haładus i in., 1993; R. Kulma i in., 1997). Utworzenie zbiorników może wywołać jednak lokalne podtopienie terenu (R. Kulma i in., 1997) – figura 14.5, zwłaszcza przy eksploatacji siarki metodami podziemnego wytapiania, podwyższającymi ciśnienie w warstwach złożowych i piaskach baranowskich (T. Gołda, 2003).

Górnictwo solne generalnie nie powoduje przeobrażeń stosunków wodnych, oprócz przypadków awaryjnych i katastrof górniczych, zmieniających systemy krążenia po wtargnięciu wód do wyrobisk górniczych. Mają one jednakże charakter lokalny i mogą wywoływać niekorzystne zjawiska na powierzchni (zapadanie i pęknięcie) i inicjować procesy geologiczno-inżynierskie (osuwiska,



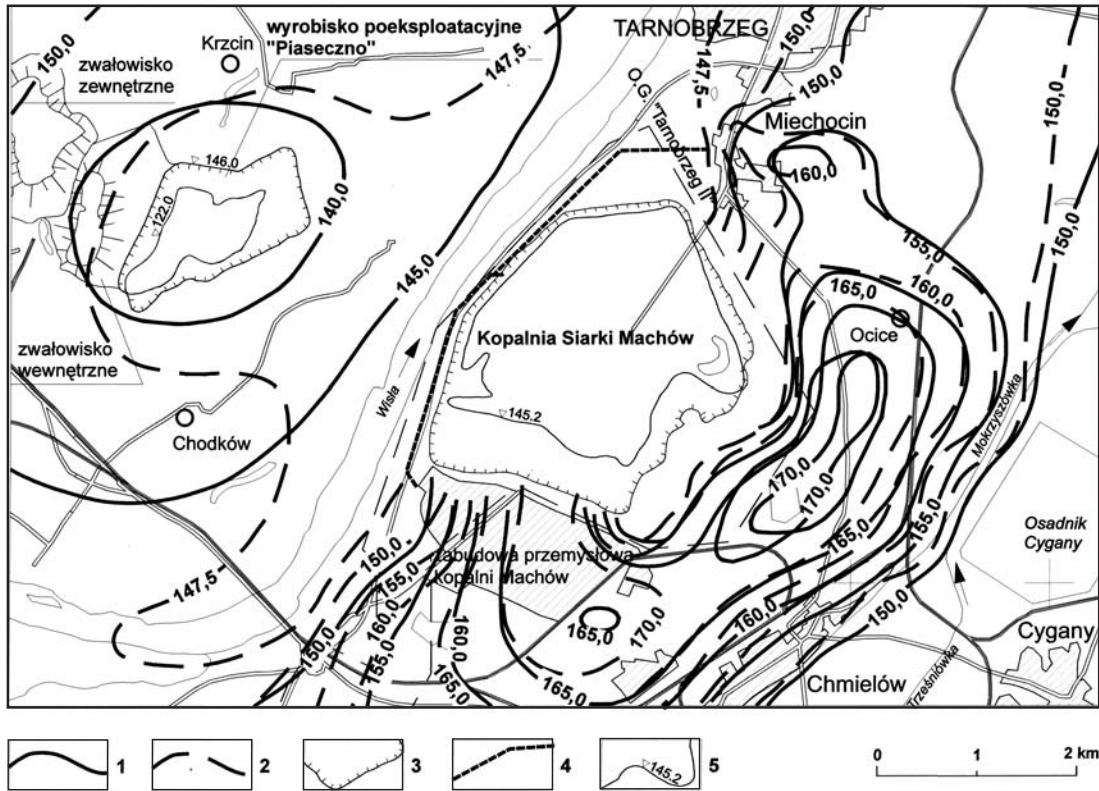
**Fig. 14.4. Mapa hydroizohips I poziomu (m n.p.m.) w bezpośrednim sąsiedztwie zbiorników po zakończeniu rekultywacji wodnej według wariantu II (wg J. Szczepińskiego, 2000)**

1 – wielkość przepływu wód podziemnych ( $m^3/min$ ); 2 – główne kierunki przepływu wód podziemnych; 3 – obszar występowania obniżonego zwierciadła wody:  $s > 1$  m; 4 – obszar występowania obniżonego zwierciadła wody:  $0 < s < 1$  m; 5 – piezometry

spełzania i spływy). Procesy takie prowadzą zwykle do katastrof budowlanych, komunikacyjnych itp. W zamierającym górnictwie solnym w rejonie podkarpackim (Z. Wilk i in., 1990) zlikwidowane zostały kopalnie Wieliczka i Bochnia, przekształcone w obiekty turystyczne i lecznicze. Zaprzestano także działalności kopalni otworowe Barycz i Łęzkowice. Również w rejonie kujawskim zlikwidowano kopalnię Solno, a zniszczeniu i zatopieniu uległa kopalnia Wapno.

Likwidacja odkrywkowych kopalń surowców skalnych (kamieni budowlanych, kruszyw łamanych, skał węglanowych, surowców okruszowych i ilastych) wy-

wołuje na ogół lokalne zmiany w środowisku wodnym. W większości eksploatacja tych złóż odbywała się powyżej zwierciadła wód podziemnych bądź była prowadzona w skałach nieprzepuszczalnych lub słabo zawodnionych. Stąd też ich likwidacja nie powoduje przeobrażeń w środowisku wodnym, oprócz możliwości tworzenia się zbiorników w byłych odkrywkach i kamieniołomach. Największe przeobrażenia w środowisku wodnym występowały w tzw. Białym Zagłębiu (A. Szczepański, 1983, 1987; G. Herman i in., 1991) i Opolskim Okręgu Eksploatacji Surowców Wapiennych. Zaprzestanie odwadniania może skutkować z jednej strony niewielkimi zmianami



**Fig. 14.5.** Położenie piezometrycznego zwierciadła w czwartorzędowym piętrze wodonośnym rejonu Tarnobrzega na podstawie badań modelowych (wg R. Kulmy i in., 1997)

1 – hydroizohipsy (m n.p.m.) – stan na czerwiec 1997 r.; 2 – hydroizohipsy (m n.p.m.) – stan prognozowany po zakończeniu likwidacji; 3 – zarys wyrobisk poeksploatacyjnych; 4 – iłowo-cementowy ekran przeciwfiltracyjny w utworach czwartorzędowych; 5 – zarys projektowanych zbiorników

składu chemicznego wód, które są zwykle w tych rejonach przedmiotem eksploatacji, z drugiej zaś wpłynąć na odtworzenie zasobów dyspozycyjnych tych wód.

Zdecydowanie największy wpływ na przeobrażenie stosunków wodnych w górnictwie odkrywkowym wywiera eksploatacja piasków podsadzkowych. Wody pochodzące z odwadniania kopalń tego surowca są na ogół wykorzystywane do celów komunalnych lub przemysłowych. Według Z. Wilka i in. (1990) 120 m<sup>3</sup>/min (100%) wody kopalnianej z kopalni Szczakowa, 15 m<sup>3</sup>/min (50%) z kopalni Maczki-Bór i 20 m<sup>3</sup>/min (70%) z kopalni Kotłarnia jest przekazywanych gospodarce komunalnej. Likwidacja zatem tych kopalń i zaprzestanie ich odwadniania może wy-

musić budowę nowych ujęć lub prowadzić do zalewania wyrobisk i utworzenia zbiorników.

Najczęściej stosowanym sposobem likwidacji kopalń odkrywkowych jest tzw. sposób wodny. Zbiorniki utworzone po likwidacji kopalń surowców skalnych pełnią na ogół rolę rekreacyjną. Przykładem z okolic Krakowa mogą być Bagry, Kryspinów czy kamieniołom Zakrzówek. Zbiorniki takie nie oddziałują negatywnie na środowisko, a poziom lustra wody kształtuje się w sposób naturalny pod wpływem warunków hydrogeologicznych i hydrologicznych. W dużych i głębokich kopalniach odkrywkowych (węgla brunatnego, siarki), w trakcie kończenia eksploatacji i podejmowania działań likwidacyjnych, najczęs-



kiej deponuje się odpady, likwidując tym samym ogniska zanieczyszczeń na powierzchni (hałdy, zwalyska i składowiska). Stwarza to szanse zmniejszenia degradacji środowiska wodno-gruntowego, będącej skutkiem działalności oraz zagrożeń antropogenicznych pochodzących z innych zakładów przemysłowych. Warunkiem uzyskania pozytywnych efektów w tej dziedzinie jest depozycja tych odpadów, określona na podstawie wielowariantowych symulacji wpływu tego procesu na środowisko wodne (dokumentacje hydrogeologiczne) i realizacja projektów technicznych opracowanych na optymalnym i bezpiecznym dla otoczenia wariantcie prognostycznym.

Z przedstawionych wcześniej rozważań na temat wpływów eksploatacji górniczej na stosunki wodne w skali regionalnej i lokalnej oraz skutków już zrealizowanych likwidacji kopalń, jednym z podstawowych czynników decyzyjnych są uwarunkowania hydrogeologiczne. Dotyczy to zwłaszcza decyzji o likwidacji, gdyż jest ona realizowana w warunkach zmienionych kończąca się eksploatacją, a najczęściej przy czynnych nadal kopalniach i ich systemach odwadniających. Problemem technicznym jest nie tylko decyzja o wyłączeniu lub zmianie systemu, a nieraz i celu odwadniania likwidowanego zakładu górniczego lub jego części, ale także wybór sposobu realizacji. W kopalniach podziemnych, zwłaszcza głębokich, odwadnianie prowadzone jest na ogół na kilku poziomach eksploatacyjnych. W większości z nich stosuje się odwadnianie selektywne, czyli oddzielne usuwanie wód słodkich lub niskozmineralizowanych, które mają i powinny być wykorzystywane gospodarczo. Niektóre wyrobiska górnicze (pionowe i poziome), po opracowaniu dokumentacji zasobowych, mogą być zamieniane na ujęcia wód podziemnych. Takie decyzje wymuszają przyjęcie koncepcji likwidacji kopalni z koniecznością ochrony ilościowej i jakościowej zasobów wód podziemnych. Możliwość eksploatacji wód zwykłych wymusza utrzymanie odrębnego (na ogół) systemu odwadniania likwidowanej kopalni oraz ogranicza możliwość podsadzania zrobów odpadami.

Wyraźne zróżnicowanie sposobu likwidacji, redukcji systemów odwadniających, ich lokalizacji, wydajności oraz możliwości zatapiania wyrobisk górniczych zależy

od tego czy likwidacja dotyczy całego zagłębia (zespołu kopalń współdziałających w jednostce hydrostrukturalnej) czy też pojedynczego zakładu górniczego. W tym ostatnim przypadku o sposobie likwidacji decydują przede wszystkim czynniki determinujące zagrożenie wodne dla kopalń nadal czynnych. Na plan pierwszy wysuwa się wówczas rozmieszczenie bezpośrednich i pośrednich kontaktów hydraulicznych likwidowanej kopalni z kopalniami sąsiadującymi. Dotyczy to szczególnie górnictwa węglowego w obszarze GZW. W następnej kolejności o sposobie ograniczenia, modernizacji lub zaniechania odwadniania likwidowanej kopalni decydują możliwości przejścia przelewających się wód przez czynne kopalnie. W takich przypadkach uwarunkowania hydrogeologiczne schodzą na dalszy plan. Hydrogeolodzy wskazują jednoznacznie na celowość podejmowania decyzji likwidacyjnych w odniesieniu do zespołów kopalń, a nie pojedynczych zakładów górniczych.

Koszty odwadniania stanowią znaczącą część ogólnych kosztów likwidacji kopalń i są ponoszone nawet po ich likwidacji, a zatem za modyfikacją programu likwidacyjnego przemawia również kryterium ekonomiczne. W przypadku pojedynczych kopalń nie zmniejszy się znacznie ilość pompowanych wód, które w większości zrucane są do dorzeczy górnej Wisły i Odry i obniżają jakość ich wód. Także i z tego względu wskazane byłoby podejmowanie decyzji o likwidacji kopalń pracujących we wspólnym reżimie hydrodynamicznym, co skutkowałoby znacznie większym zmniejszeniem ilości pompowanych i zrucanych wód.

Klasycznym przykładem nieuwzględnienia czynników hydrogeologicznych przy likwidacji kopalń jest byłe częstochowsko-kłobuckie zagłębie rud żelaza. Skutki podobnych rozwiązań w przypadku kopalń eksploatujących węgiel kamienny z większych głębokości lub kopalń siarki silnie degradujących środowisko byłyby wręcz katastrofalne. Z tych względów decyzje podejmowane są coraz częściej na podstawie prognoz skutków w środowisku wodnym. Wykonawcami ich są zespoły hydrogeologów, które dokonują tych ocen na podstawie modelowania matematycznego. Dobrym przykładem mogą tu być opracowania prognoz, dotyczące likwidacji kopalń węgla ka-

miennego w DZW (J. Fiszer, 1995, 2000), w części GZW (A. Szczepański, 1998b), złóż siarki (R. Kulma i in., 1997) czy złoża Bełchatów (J. Szczepiński, 2000; R. Zdechlik, 2004).

Przy likwidacji najważniejsze jest zminimalizowanie zagrożenia wodnego w sąsiednich kopalniach, a także ochrona zasobów wód podziemnych w głównych i użytkowych zbiornikach wodonośnych, dlatego też wszystkie dokumentacje i prognozy powinny szczególnie artykułować te elementy oraz uwzględniać techniczne i ekonomiczne możliwości realizacji decyzji. Aby powstrzymać degradację wód powierzchniowych należy ograniczać ilość zrzucanych do nich wód kopalnianych, szczególnie słonych o wysokiej mineralizacji. Wysładzanie się wód w likwidowanych kopalniach oraz zmniejszenie wykorzystania ich w gospodarce komunalnej i przemyśle powoduje w pewnym stopniu wysładzanie się wód zlewni Wisły i Odry. Ponadto należy ochronić powierzchnię terenu przed podtopieniem i tworzeniem zalewisk. Ostateczną weryfikację przedkładanych dokumentacji stanowią jednakże kryteria ekonomiczne. We wdrożeniach uzyskują rozwiązania minimalizujące koszty likwidacji zakładu górniczego czy zagłębia.

Wyniki wszystkich badań hydrogeologicznych, trafność prognoz i merytoryczna poprawność dokumentacji zależą od wiarygodności zebranych danych wyjściowych. Zakres badań hydrogeologicznych w latach powojennych zmieniał się w zależności od zmian w polityce państwa w stosunku do górnictwa oraz możliwości finansowych poszczególnych branż. Zwykle największe nakłady na realizację celów badawczych były przeznaczane w okresie budowy i rozbudowy kopalń. W miarę stabilizacji eksploatacji regułą stało się ich zmniejszanie i minimalizacja w latach poprzedzających zamknięcie zakładu górniczego. Bazę wyjściową do sporządzenia ocen hydrogeologicznych skutków likwidacji wyrobisk górniczych i prognoz stanowią zatem dokumentacje z okresu panowania naturalnych warunków hydrogeologicznych lub też ich przeobrażenia pod wpływem budowy i rozbudowy kopalni. Są to jednak materiały niewystarczające, gdyż największe zmiany w górotworze w zakresie parametrów hydrogeologicznych, kontaktów hydraulicznych,

zmian chemizmu wód i intensywności zasilania są rejestrowane w okresie poprzedzającym decyzje o likwidacji.

Większość kopalń o zmniejszającym się wydobywaniu prowadzi obserwacje i pomiary hydrogeologiczne w stałych punktach pomiarowych i kontrolnych. Ich liczba i zakres zwykle w miarę upływu czasu malały. W zatapiających polach wydobywczych niezwykle rzadko wykonywane były pomiary tempa piętrzenia wód i badania ich jakości. W efekcie tak prowadzone obserwacje nie spełniają wymagań dla sporządzenia prognoz przebiegu zatapiania wyrobisk górniczych. Zasadnicze braki występują w zakresie rozpoznania własności hydrogeologicznych skał wodonośnych oraz utworów słabo przepuszczalnych i nieprzepuszczalnych, które w wyniku eksploatacji uległy spękanom, rozwarstwieniom i przemieszczeniom. Utraciły one także swoje pierwotne cechy fizyczne i wytrzymałościowe. Górotwór w przestrzeni eksploatacyjnej i ponad nią zdecydowanie zwiększył – w stosunku do naturalnej – swoją pojemność i przewodność (we wszystkich kierunkach). Powstałe w miejscu wcześniej wyeksploatowanych pokładów zbiorniki, niejednokrotnie o znacznej pojemności i ciśnieniu wody, mogą stanowić dodatkowe warunki brzegowe w schemacie obliczeniowym likwidowanej kopalni i całego regionu. Wody w tych zbiornikach cechują się zwykle większą mineralizacją, niż wody pochodzące z infiltracji i wypełniające nowo likwidowane wyrobiska. W przypadku połączenia się tych wód mogą się tworzyć lokalne pola hydrochemiczne, o cechach odmiennych od składu wód dopływających. Minimalizacja kosztów likwidacji kopalń zwykle nie pozwala na wykonanie podstawowych badań hydrogeologicznych. W kopalniach podziemnych większość starych wyrobisk jest niedostępna; nie ma zatem możliwości wykonywania jakichkolwiek obserwacji i pomiarów, a jeśli są, to tylko w ograniczonym zakresie. Celowe byłoby także określenie składu wód porowych wyciskanych ze skał otaczających wyrobiska górnicze przeznaczone do zatapiania. Przy wieloletniej eksploatacji skały były bowiem osuszane, nawilgacane oraz znajdowały się w zmiennych warunkach temperaturowych i gazowych (tzw. atmosfera kopalniana). W skali lokalnej rozwijały się procesy wietrzenia, prowadzące do zmian

własności fizycznych, mechanicznych i chemicznych skał. W różnych rejonach eksploatacji górniczej procesy te mogły się rozwijać w różnym stopniu i w różnym czasie. To wszystko przemawia za koniecznością wykonania aktualnej dokumentacji przed podjęciem decyzji o likwidacji kopalni, jej części, czy nawet tylko jednego poziomu eksploatacyjnego. Dane zebrane w takich cząstkowych dokumentacjach hydrogeologicznych mogą stanowić podstawę dokumentacji obejmującej całą kopalnię lub zagłębie górnicze.

Niezależnie od systemu eksploatacji górniczej, w dokumentacjach hydrogeologicznych, prognozujących skutki likwidacji kopalni wybranym sposobem, muszą być uwzględnione wszystkie elementy modelu hydrogeologicznego wpływające na kształtowanie się pola hydrodynamicznego i hydrochemicznego w skali lokalnej i regionalnej.

Każda likwidacja zakładu górniczego (lub jego części), który prowadził eksploatację poniżej zwierciadła wód podziemnych, wywołuje kolejne przeobrażenie systemów wodonośnych w obydwu skalach. Zmiany te zachodzą, lub będą zachodziły, w górotworze o silnie i przestrzennie zmienionych warunkach hydrogeologicznych. Stosunki wodne ukształtowane pod wpływem wieloletniego odwadniania kopalń, często wspólnie z eksploatacją zasobów wód zwykłych za pomocą ujęć, zmieniały pierwotne, naturalne warunki zasilania i przepływu wód. Zwiększała się chłonność skał, ich przepuszczalność, uruchamiane były kontakty hydrauliczne między różnymi poziomami wodonośnymi, a wyrobiska górnicze stały się drogami uprzywilejowanych przepływów wód i kontaktów.

W wyniku eksploatacji szcerpane zostają zasoby statyczne w wytworzonym leju depresji, a do systemów odwadniania kopalni dopływają słodkie wody infiltracyjne i wody pochodzące spoza leja. Wyłączenie lub ograniczenie intensywności odwadniania likwidowanych kopalń lub ich części, a także przestrzenna zmiana położenia bazy drenażu prowadzą do zatapiania wyrobisk górniczych. Skutki takich działań powinny być przewidywane i pro-

gnozowane w dokumentacji hydrogeologicznej o charakterze wielowariantowej prognozy opartej na symulacji komputerowej. Wyniki tych symulacji, gdzie zmienne warunki brzegowe dają możliwość różnych rozwiązań, pozwalają sterować – przebiegiem zatapiania kopalń podziemnych lub tworzeniem zbiorników w kopalniach odkrywkowych w celu ograniczenia zmian w środowisku wodnym.

Za optymalne można uznać rozwiązanie, według którego:

- nie zostanie zwiększony stopień zagrożenia wodnego nadal czynnych zakładów górniczych;
- stosunki wodne w całym systemie nie ulegną zmianom, powodującym dalszą degradację środowiska wodno-gruntowego i powierzchni;
- możliwa będzie eksploatacja zasobów zwykłych wód podziemnych z zastosowaniem systemów odwadniających likwidowaną kopalnię oraz kopalnie sąsiednie, a także za pomocą ujęć pracujących w GZWP lub Użytkowym Poziomie Wód Podziemnych (UPWP); koszty bezpiecznej likwidacji kopalni z punktu widzenia konieczności kontrolowanego zatapiania wyrobisk będą relatywnie minimalne.

W dokumentacji prognostycznej powinny się znaleźć także projekty systemu monitorowania przebiegu zjawisk wynikających z decyzji o likwidacji i realizowaniu projektów odwadniania kopalni. Monitorowanie przebiegu zatapiania kopalń i jego skutków powinno pozwolić na weryfikację realizowanego projektu technicznego likwidacji opartego na wybranych rozwiązaniach symulacyjnych. Jest bowiem oczywiste, że prognozy dynamicznego procesu zatapiania wyrobisk górniczych dotyczą środowiska na ogół silnie przeobrażonego robotami górniczymi. Rozpoznanie zaś skutków tych przeobrażeń, zwłaszcza w przypadku kopalń podziemnych, jest na ogół niepełne, punktowe, a często mało wiarygodne.

Obserwacje przebiegu procesu likwidacji kopalń w całym polu hydrodynamicznym mogą pozwolić na weryfikację modelu oraz opracowanie kolejnych, bardziej wiarygodnych prognoz hydrogeologicznych.

## Literatura

- ADAMCZYK A. F., 1990 – Wpływ górnictwa cynku i ołowiu w rejonie olkuskim na wody podziemne i powierzchniowe. *Zesz. Nauk. AGH*, **1368**, *Sozol. Sozotech.*, **32**: 41–56.
- ADAMCZYK A. F., HAŁADUS A., 1997 – Wstępna koncepcja likwidacji kopalń rud cynku i ołowiu w rejonie olkuskim zapewniająca ochronę jakości wód podziemnych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* (red. J. Górski, E. Liszkowska), **8**: 413–415. Wyd. WIND. Wrocław.
- ADAMCZYK Z., MOTYKA J., 2000 – Rozwój dopływów wody do kopalń rud cynku i ołowiu w rejonie Olkusza. *Prz. Geol.*, **48**, 2: 171–175.
- BLECHACZ J., KARPA Z., 1969 – Odwadnianie kopalń węgla brunatnego w rejonie Konina. *Przew. 41 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 151–160. Wyd. Geol. Warszawa.
- BOCHEŃSKA T., 1988 – Kształtowanie się warunków hydrodynamicznych w lubińsko-głogowskim obszarze miedzionosnym pod wpływem odwadniania kopalń. *Acta Univ. Wratisl.*, **1044**, *Pr. Geol.-Miner.*, **14**.
- CIEŻKOWSKI W. i in., 2001 – Przykładowe problemy hydrogeologiczne Polski południowo-zachodniej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **10**, 2: 515–529. Sudety. Wrocław.
- CZAJA S., JANKOWSKI A. T., 1992 – The contribution of mine waters to the discharge and salinity of rivers in Katowice province. *Arch. Ochr. Środ.*, **2**: 181–194.
- CZARNOCKI S., 1935 – Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych ostatnich lat dwudziestu 1914–1934. [Mapa]. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DURCZYŃSKI S. i in., 2001 – Oddziaływanie górnictwa węgla kamiennego na środowisko w rejonie GZW. *W: Waloryzacja środowiska przyrodniczego i identyfikacja jego zagrożeń na terenie województwa śląskiego* (red. M. Sikorska-Maykowska). Urząd Marszałkowski Woj. Śląskiego, Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- FISZER J., 1995 – Numeryczna prognoza procesu zatapiania wałbrzyskich kopalń węgla kamiennego po zakończeniu eksploatacji. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* (red. A. Szczepański), **7**, 2: 55–62. Wyd. Profil. Kraków.
- FISZER J., 2000 – Analiza systemu odwadniania zabezpieczającego miasto Wałbrzych z punktu widzenia możliwości rezygnacji z pompowni głębinowej w szybie „Julia” (niepublikowane). Hydros. Oborniki Śląskie.
- FISZER J. i in., 1993 – Prognoza rozwoju leja depresji wód podziemnych na przedpolu KWB „Turów” (niepublikowane). Raport Inst. Górn. PWroc. Wrocław.
- FRĄCZEK R., 2005 – Wpływ likwidacji Z.G. Trzebieńka na zmianę warunków hydrogeologicznych triasowego zbiornika wód podziemnych GZWP Chrzanów nr 452. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **12**: 197–202. UMK. Toruń.
- GŁÓWNY INSTYTUT GÓRNICTWA, 2004 – Master plan – techniczno-ekonomiczna analiza odwadniania zlikwidowanych kopalń GZW (niepublikowane). Katowice.
- GOŁDA T., 2003 – Uwarunkowania prac rekultywacyjnych w Kopalni Siarki Jeziórko w wyniku wywołanych przekształceń w środowisku glebowo-wodnym. *Inż. Środ.*, **8**, 1. AGH. Kraków.
- HAŁADUS A., ADAMCZYK A., SZCZEPAŃSKI A., 1993 – Wpływ likwidacji kopalni Bolesław na zmiany pola hydrodynamicznego w triasowym piętrze wodonośnym w warunkach planowanego rozwoju kopalni Olkusz. *Gosp. Sur. Miner.*, **9**, 2: 355–370.
- HERMAN G., KACZOROWSKI Z., MALICKI W., PRAŻAK J., SZCZEPAŃSKI J., 1991 – Modelowa analiza wpływu odwodnień złóż surowców skalnych w Białym Zagłębiu na regionalne stosunki wodne. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **5**: 122–126. SGGW-AR. Warszawa.
- HERMAŃSKI S., 1971 – Wpływ prac odwadniających kopalnictwa rud żelaza na kształtowanie się warunków hydrogeologicznych w rejonie kłobudzko-częstochowskim. *Rudy Żelaza*, **9–10**.
- HERMAŃSKI S., 1984 – Warunki hydrogeologiczne jury środkowej w rejonie Żarki–Wieluń z uwzględnieniem wpływu górnictwa rud żelaza (niepublikowane). AGH. Kraków.
- JANKOWSKI A. T., 1986 – Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysławianym i urbanizowanym (na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego). *Geografia UŚl.*, **868**.
- KLECZKOWSKI A. S., NGOC-KY VU, 1969 – Vertical succession of hydrochemical zones in the Carboniferous and its overburden in the eastern part of Upper Silesian. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, **17**, 1: 57–71.
- KOWALCZYK A., 2003 – Formowanie się zasobów wód podziemnych w utworach węglanowych triasu śląsko-krakowskiego w warunkach antropopresji (red. A.T. Jankowski). *Pr. Nauk. UŚl.*, **2152**: 196.
- KROPKA J., 1997 – Ocena wpływu zaniechanej eksploatacji złóż rud cynku i ołowiu na chemizm i jakość wód w triasowej Niece Bytomskiej. *W: Użytkowe wody podziemne GZW i jego obrzeżenia* (red. A. Różkowski, A. Chmura, A. Siemiński): 125–131. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KROPKA J., DALIBÓG J., MOJ H., 1995 – Pięcioletnie (1990–1994) doświadczenia związane z centralnym odwadnianiem wyrobisk kopalń rud Zn–Pb w Niece Bytomskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **7**, 2: 93–100. Wyd. Profil. Kraków.
- KULMA R., HAŁADUS A., 2003 – Hydrogeologiczne skutki likwidacji otworowej Kopalni Siarki Jeziórko. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **11**, 1: 369–377. PGdań. Gdańsk.

- KULMA R., HAŁADUS A., SZCZEPAŃSKI A., 1997 – Badania modelowe w prognozowaniu przebiegu likwidacji wyrobisk poeksploatacyjnych siarki w rejonie Tarnobrzega. *W: Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej. Mat. XII Symp. Nauk-Techn. nt. Modelowanie matematyczne w hydrogeologii i ochronie środowiska: 16–26. Częstochowa.*
- MAJKA-SMUSZKIEWICZ A., ADAMCZYK A. F., 1989 – Chemizm wód dołowych kopalni Bogdanka. *W: Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego (red. A. Rózkowski, Z. Wilk). Pr. Inst. Geol., 125: 79–88.*
- MAPA hydrogeologiczna Polski 1:200 000, ark. Konin, 1988. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MAPA hydrogeologiczna Polski 1:200 000, ark. Kalisz, 1989. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MOTYKA J., 1998 – A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks illustrated by examples from Poland. *Hydrogeol. Jour., 6, 4: 469–482.*
- MOTYKA J., 2000 – Opracowanie prognoz zmian stosunków wodnych w zasięgu drenażu górnictwa rudnego po zatopieniu kopalni Trzebieńka (niepublikowane). Fundacja Nauka i Tradycje Górnicze. AGH. Kraków.
- PACHOLEWSKI A., RAZOWSKA L., 1992 – Program badań. Badania procesów hydrogeochemicznych w obszarach wypełniania się kopalnianych lejów depresyjnych. Rejon kłobucko-częstochowski (niepublikowane). Państw. Inst. Geol. Sosnowiec.
- PACHOLEWSKI A., RAZOWSKA L., 1998 – Zmiany w środowisku hydrochemicznym zlikwidowanych kopalń rud żelaza w obrębie wypełniających się lejów depresji. *W: Ochrona litosfery (red. S. Kozłowski). Państw. Inst. Geol. Warszawa.*
- PACHOLEWSKI A., RAZOWSKA L., HERMAŃSKI S., 1995 – Zmiany w środowisku hydrogeochemicznym w obrębie wypełniającego się leja depresji zlikwidowanych kopalń rud żelaza rejonu kłobucko-częstochowskiego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii, 7, 2: 143–149. Wyd. Profil. Kraków.*
- PAŁYS J., 1966 – Zasolenie cieków powierzchniowych wskutek odprowadzenia wód odpływowych na Górnym Śląsku. *Kwart. Geol., 10, 4: 970–985.*
- PICH J., POKORA M., 1982 – Lej depresyjny w rejonie częstochowsko-kłobuckiego zespołu kopalń rud żelaza. *Prz. Geol., 30, 3: 132–141.*
- PICH J., ZAWADZKA M., 1983 – Podsumowanie wyników stacjonarnych obserwacji leja depresyjnego w rejonie częstochowsko-kłobuckiego zespołu kopalń rud żelaza w okresie 1974–1982. CAG Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PLUTA I., 1988 – Promieniotwórczość wód karbonu GZW i ich pochodzenie określone z badań izotopowych i hydrochemicznych (niepublikowane). Arch. AGH. Kraków.
- PLUTA I., 2005 – Wody kopalń Górnośląskiego Zagłębia Węglowego – geneza, zanieczyszczenia i metody oczyszczania. *Pr. Nauk. GIG, 865.*
- PLUTA I., DULEWSKI J., 2006 – Wody kopalniane w świetle terminologii, klasyfikacji i problemów hydrochemicznych. *Wiad. Górn., 1.*
- PORZYCKI J., ZDANOWSKI A., 1995 – Lublin Coal Basin. *W: The Carboniferous system in Poland. Pr. Państw. Inst. Geol., 148: 159–164.*
- POSYŁEK E., 1987 – Hydrogeological characteristic of the Lower Silesian Coal Basin. *W: Intern. I Symp. Hydrogeology of Coal Basins (red. Z. Wilk): 357–363. AGH. Kraków.*
- POSYŁEK E., ROGOŹ M., 1998 – Przewidywane zmiany warunków hydrogeologicznych związane z likwidacją kopalń w GZW. *W: Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych (red. A. T. Jankowski): 150–159. UŚI. Katowice.*
- RAZOWSKA L., 1998 – Zmiany hydrogeochemiczne w rejonie kłobucko-częstochowskim spowodowane zatapianiem kopalń rud żelaza (niepublikowane). Państw. Inst. Geol. Sosnowiec.
- RAZOWSKA L., 2000 – Zmiany hydrogeochemiczne w rejonie częstochowskim spowodowane zatopieniem kopalń rud żelaza. *Biul. Państw. Inst. Geol., 390: 35–96.*
- ROCZNIKI statystyczne: Ochrona środowiska, 1992–2005 – GUS. Warszawa.
- ROGOŹ M., 1987 – Poradnik hydrogeologa w kopalni węgla kamiennego. Wyd. Śląsk. Katowice.
- ROGOŹ M., 1995 – Aktualne problemy hydrogeologii górniczej węgla kamiennego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii, 7, 2: 21–30. Wyd. Profil. Kraków.*
- ROGOŹ M., 1996 – Wpływ likwidacji kopalń na środowisko wód podziemnych i powierzchniowych. *Arch. Mining Sci., 41: 105–130.*
- ROGOŹ M., 2004 – Hydrogeologia kopalniana z podstawami hydrogeologii ogólnej. GIG. Katowice.
- ROGOŹ M., POSYŁEK E., 2000 – Problemy hydrogeologiczne w polskich kopalniach węgla kamiennego. GIG. Katowice.
- RÓŹKOWSKI A., 1965 – Charakterystyka hydrogeologiczna górnego karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol., 249: 104–154.*
- RÓŹKOWSKI A., 1995 – Factors controlling the groundwater conditions of the Carboniferous strata in the Upper Silesian Coal Basin, Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol., 64: 53–66.*
- RÓŹKOWSKI A., 1997 – Impact of coal mining on quality and quantity of fresh groundwater in the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *W: 6<sup>th</sup> IMWA Congress: Mine water and the environment. Proc, 1: 98–103.*
- RÓŹKOWSKI A., 2003 – Warunki hydrogeologiczne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Hydrogeologia polskich złóż kopalni i rejonów górniczych (red. Z. Wilk): 57–145. AGH. Kraków.*

- RÓŻKOWSKI A. red., 2004 – Środowisko hydrogeologiczne karbonu produktywnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. UŚI. Katowice.
- RÓŻKOWSKI A., CHMURA A. red., 1996 – Mapa zwykłych wód podziemnych GZW i jego obrzeżenia w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- RÓŻKOWSKI A., CHMURA A., SIEMIŃSKI A. red., 1997 – Użytkowe wody podziemne Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i jego obrzeżenia. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **159**.
- RÓŻKOWSKI A., PRZEWŁOCKI K., 1974 – Application of stable environmental isotopes in mine hydrogeology taking Polish coal basins as an example. Isotope techniques in groundwater hydrology, **1**: 481–502. IAEA. Vienna.
- RÓŻKOWSKI A., RÓŻKOWSKI J., 1994 – Impact of mine waters on river water quality in the Upper Silesian Coal Basin. *W: 5<sup>th</sup> Intern. Mine Water Congress, Nottingham (U.K.)*, September 1994: 811–821.
- RÓŻKOWSKI A., RUDZIŃSKA T., 1978 – Model hydrogeologiczny Centralnego i Północnego Okręgu Węglowego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. *Kwart. Geol.*, **22**, 2: 395–414.
- RÓŻKOWSKI A., RUDZIŃSKA T., 1981 – Hydrogeologiczne warunki eksploatacji górniczej w Centralnym Rejonie Węglowym w LZW. *W: II Konf. z cyklu Zagadnienia surowców energetycznych w gospodarce krajowej*: 340–365. PAN, AGH, SITG, Komisja surowców energetycznych. Kraków.
- RÓŻKOWSKI A., RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK T., 1989 – Strefowość hydrodynamiczna. Charakterystyka stref hydrodynamicznych. *W: Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego* (red. A. Różkowski, Z. Wilk). *Pr. Inst. Geol.*, **125**: 26–32.
- RÓŻKOWSKI A., SIEMIŃSKI A. red., 1995 – Mapa ognisk zanieczyszczeń wód podziemnych GZW i jego obrzeżenia w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- RÓŻKOWSKI A., WILK Z., 1987 – Hydrogeology of the Lublin Coal Basin. *W: Intern. I Symp. Hydrogeology of Coal Basins* (red. Z. Wilk): 383–402. AGH. Kraków.
- RÓŻKOWSKI A., WILK Z. red., 1980 – Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego. *Pr. Inst. Geol.* Warszawa.
- RÓŻKOWSKI A., WILK Z. red., 1989 – Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Inst. Geol.*, **125**.
- RUDZIŃSKA-ZAPAŚNIK T., RÓŻKOWSKI A., 2003 – Lubelskie Zagłębie Węglowe. Warunki hydrogeologiczne. *W: Hydrogeologia polskich złóż kopalni i problemy wodne górnictwa* (red. Z. Wilk), cz. 1: 400–423. AGH. Kraków.
- SAWICKI J., 1995 – Hydrogeologiczne i górnicze uwarunkowania krążenia wód w wałbrzyskich kopalniach węgla kamiennego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* (red. A. Szczepański), **7**, 2: 183–191. Wyd. Profil. Kraków.
- SAWICKI J., 2000 – Zmiany naturalnej infiltracji opadów do warstw wodonośnych pod wpływem głębokiego, górniczego drenażu. PWroc. Wrocław.
- SAWICKI J., GREGORCZYK T., 1996 – Bilans dopływu wód do KWB „Turów”. *Pr. Nauk. Inst. Gór. PWr*, **79**, *Konferencje*, **19**: 347–354.
- SEWERYN N., 1984 – Odwadnianie odkrywki Bełchatów. *Górn. Odkryw.*, **10–12**: 53–61.
- STASZEWSKI B., 1994 – Effects of longwall mine subsidence on ground water levels within watershed hydraulically isolated from mine drainage. *W: Proc. Intern. Reclamation and Mine Drainage Conf.* : 392–398. Pittsburgh.
- SZCZEPAŃSKA J., 1987 – Zwałowiska odpadów górnictwa węgla kamiennego jako ogniska zanieczyszczeń środowiska wodnego. *Zesz. Nauk. AGH*, **1135**, *Geologia*, **35**.
- SZCZEPAŃSKI A., 1983 – Prognoza wpływu głębokiej eksploatacji odkrywkowej surowców skalnych na warunki wodne południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Świętokrzyski*, **10**: 23–38.
- SZCZEPAŃSKI A., 1987 – Bezpośredni i pośredni wpływ odwadniania kopalń w Białym Zagłębiu na ilość i jakość wód poziomu dewońskiego. *W: Ochrona i zanieczyszczenie wód podziemnych*: 360–369. UWroc. Wrocław.
- SZCZEPAŃSKI A., 1993 – Ochrona wód podziemnych i powierzchniowych na terenach górniczych. *W: Współczesne problemy ochrony środowiska w górnictwie*: 65–75. AGH. Kraków.
- SZCZEPAŃSKI A., 1995 – Współczesne problemy hydrogeologii w Polsce. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **7**, 1: 9–21. Wyd. Profil. Kraków.
- SZCZEPAŃSKI A., 1998a – Możliwość racjonalizacji systemu odwadniania likwidowanych kopalń na przykładzie północno-wschodniej części GZW. *W: Ochrona środowiska na terenach górniczych*: 133–148. ZGSLiTG. Kraków.
- SZCZEPAŃSKI A., 1998b – Centralny system odwadniania likwidowanych kopalń w północno-wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Mater. Konf. SYNERGY Przyszłość węgla kamiennego w Europie środkowej*: 149–180. GIG. Katowice.
- SZCZEPAŃSKI A., 1999 – Problemy hydrogeologiczne związane z likwidacją kopalń. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **388**: 211–228.
- SZCZEPAŃSKI A., 2003 – Hydrogeologiczne uwarunkowania i skutki likwidacji zakładów górniczych w Polsce. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **11**, 1: 221–229. PGdań. Gdańsk.
- SZCZEPAŃSKI A., 2004 – Wpływ górnictwa na środowisko wodne. *Prz. Geol.*, **52**, 10: 968–971.
- SZCZEPAŃSKI A., HAŁADUS A., 1993 – Górniczo-hydrogeologiczne uwarunkowania likwidacji kopalń i składowania słonych wód kopalnianych w starych wyrobiskach. *Współczesne problemy hydrogeologii w Polsce. W: Współczesne problemy hydrogeologii*, **6**: 307–312. UWroc. Wrocław.
- SZCZEPAŃSKI A., LASATOWICZ T., 1990 – Wypełnianie się lejów depresyjnego po zaprzestaniu odwadniania warstw

- kościeliskich w rudonośnym obszarze częstochowskim. *Zesz. Nauk. PCzest. Bud.*, **144**, 2: 307–312.
- SZCZEPAŃSKI A. i in., 1998 – Propozycja zmian systemu odwadniania likwidowanych kopalń w N i NE części GZW. *W: Hydrogeologia obszarów zurbanizowanych i uprzemysłowionych*: 220–228. UŚI. Katowice.
- SZCZEPAŃSKI A., LASATOWICZ T., MALICKI W., 1990 – Zmiany w środowisku przyrodniczym regionu częstochowskiego pod wpływem eksploatacji rud żelaza. *Zesz. Nauk. PCzest. Bud.*, **144**, 2: 7–22.
- SZCZEPIŃSKI J., 2000 – Prognoza zmian warunków hydrogeodynamicznych w obszarze leja depresyjnego kopalni Bełchatów w aspekcie opracowywania zasad zagospodarowania wieloprzestrzennych wyrobisk poeksploatacyjnych (niepublikowane). PWroc. Wrocław.
- SZEWCZYK S., DARSKI J., MASZCZYK C., 1995 – Zagrożenia wodne dla kopalń czynnych na skutek likwidacji poszczególnych kopalń lub ich części w obrębie GOP. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* (red. A. Szczepański), **7**, 2: 201–208. Wyd. Profil. Kraków.
- SZTELAJ J., 1968 – Rodzaje zagrożeń wodnych w kopalniach rejonu monokliny przedsudeckiej ze szczególnym uwzględnieniem zagrożeń z serii węglanowej oraz sposoby ich zwalczania. *Zesz. Nauk. PCzest. Bud.*, **144**, 2: 7–22.
- ŚLIZOWSKI K., KORTAS G., 1981 – Zagrożenie powierzchni spowodowane eksploatacją wydawników solnych na przykładzie kopalni soli im. T. Kościuszki w Wapnie. *Ochr. Teren. Górn.*, **51**.
- ŚLIZOWSKI K., SAŁUGA P., 1996 – Surowce mineralne Polski. Surowce chemiczne. Sól kamienna (red. R. Ney). CPPGSMiE. Kraków.
- TWARDOWSKA I., SZCZEPAŃSKA J., WITCZAK S., 1988 – Wpływ odpadów górnictwa węgla kamiennego na środowisko wodne – ocena zagrożenia, prognozowanie, zapobieganie. *Prace i Studia PAN, Inst. Podstaw. Inż. Środ.*, Komitet Inżynierii Środowiska. Wrocław.
- WAGNER J., 1998 – Charakterystyka hydrogeologiczna karbony produktywnego niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **383**: 55–96.
- WILK Z., 1965 – Zawodnienie a wielkość i głębokość kopalń we wschodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, **24**.
- WILK Z., 1989 – Hydrogeological problems of the Cracow–Silesia Zn–Pb ore deposits (on the stage of their exploration, development and exploitation). *W: Paleokarst. A systematic and regional review, developments in earth surface processes* (ed. I. P. Bosak i in.): 513–533. Akademia Prague, Elsevier. Amsterdam.
- WILK Z. red., 1990 – Mapa przeobrażeń hydrogeologicznych pod wpływem działalności górnictwa w Polsce na tle warunków środowiskowych 1:500 000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- WILK Z., 1997 – Wybrane zagadnienia gospodarki wodami kopalnianymi w polskim górnictwie. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* (red. J. Górski, E. Liszkowska), **8**: 17–29. Wyd. WIND. Wrocław.
- WILK Z., 1999 – Hydrogeologia górnicza w Polsce – wczoraj, dziś i jutro. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **388**: 229–247.
- WILK Z. red., 2003 – Hydrogeologia polskich złóż kopalni i rejonów górnicznych, **1**. AGH. Kraków.
- WILK Z., ADAMCZYK A. F., NAŁĘCKI T., 1990 – Wpływ działalności górnictwa na środowisko wodne w Polsce. CPBP 04.10. SGGW-AR. Warszawa.
- WILK Z., BOCHEŃSKA T. red., 2003 – Hydrogeologia polskich złóż kopalni i rejonów górnicznych, **2**. AGH. Kraków.
- WILK Z., KULMA R. red., 2004 – Hydrogeologia polskich złóż kopalni i rejonów górnicznych, **3**. AGH. Kraków.
- WITCZAK S., 1964 – Uwagi o chemizmie wód rejonu Rybnika. *Prz. Geol.*, **12**, 2: 83–86.
- WITKOWSKI A. J., 2005 – Contemporary reviews of mine water studies in Europe, part 2: Poland. *W: Mine water and the environment. Jour. Intern. Mine Water Ass.*, **24**, 1: 13–16. Springer Verlag.
- ZDECHLIK R., 2004 – Wpływ odwadniania KWB Bełchatów na zmiany warunków hydrogeologicznych w rejonie wydawniku solnego Dębina. Wyd. Art-Test. Kraków.
- ZIMNY W., 1971 – Warunki hydrogeologiczne i geologiczno-inżynierskie przemysłowych złóż miedzi w Polsce. *W: Monografia przemysłu miedziowego w Polsce* (red. E. Konstantynowicz), **1**: 290–413. Wyd. Geol. Warszawa.
- ZUBER A., GRABCZAK J., 1981 – Stable isotopes as a tool for age stratification of deep waters in the Lublin Coal Basin. *Am. Union Symp. Isotop. in the Hydrosphere*. Tallin.
- ŻAK S., SOBOCIŃSKI C., 2002 – Zawartość jonów chlorkowych w wodach podziemnych w rejonie wydawniku solnego „Dębina”. *Górn. Odkryw.*, **4**: 19–23.

## Indeks rzeczowy

Zestawili Bronisław Paczyński i Andrzej Sadurski

- A**leksandrów Kujawski 55  
Andrzejówka – szczawy 88  
Anka – woda mineralna 117  
Anna – woda mineralna 117  
Anomalia fluorkowa 35  
– termiczna Leszna 41  
– – Poznania 41  
– – Zielonej Góry 41  
Anomalie geotermiczne 47, 73  
Antałówka – ujęcie wód termalnych 121  
Antyklinoorium środkowopolskie 29  
Aquado – woda mineralna 115  
Artezyjska woda w okol. Kędzierzyna  
Kozła 86  
Ascenzja wód zasolonych 40  
– – zmineralizowanych 30
- B**ank HYDRO 20  
Bańska (Biały Dunajec) – wody termalne 96  
Bariera studzien odwadniających 176  
Barycz – kopalnia otworowa 176  
Basen sedymentacyjny 20, 45, 122  
Białe Zagłębie 178  
Blok przedsudecki 30, 77  
Bochnia – kopalnia 176  
Bogdanka – kopalnia 153  
Borowiny 12  
Buskowianka – woda mineralna 114  
Buskowianka Zdrój – woda mineralna 115  
Busko-Zdrój – solanki siarczkowe 32, 83, 84, 86  
Bystrzyca Kłodzka 75
- C**elestynka – woda mineralna 114  
Centralna depresja karpacka 33  
– synklina śródsudecka 71  
Centralny Rejon Węglowy LZW 153  
Ciechocinek 54, 103, 118  
Ciechocińska – woda mineralna 118  
Ciechocińska sól warzona 118  
Cieplice Śląskie-Zdrój – wody termalne 58, 60, 63, 64, 66, 100  
Ciepło radiogeniczne 14, 96  
– remanentne 14  
Ciepłownia geotermiczna w Pyrzycach 49  
Ciepłowody 77  
Ciężkie izotopy tlenu i wodoru 33  
Cykle infiltracyjne 82  
– paleohydrogeologiczne 45  
Cyranka – woda mineralna 116  
Czarna – solanki 89  
Czarniawa-Zdrój 59, 62, 63, 66, 100  
Czarniawianka – woda mineralna 117  
Częstochowsko-Kłobudzkie Zagłębie  
Rudonośne 171  
Czwartorzędowe piętro wodonośne  
GZW 149
- D**ąbrówka – woda mineralna 105, 116, 117  
Deformacje górotworu 147  
– powierzchni terenu 147, 175  
Dębowiec – solanki, wody lecznicze 32, 82, 84, 85, 86  
Diapiry 29  
Długopolanka – woda mineralna 116  
Długopole-Zdrój 59, 60, 67, 75
- Dostępne zasoby energii geotermalnej 120  
Drenaż górniczy 177  
– górotworu 147  
– karbońskich poziomów wodonośnych 149  
– piętra permskiego w LGOM 179  
Dublety geotermiczne 49, 102, 122  
Duszniki-Zdrój – wody termalne 59, 61, 60, 67, 73, 74, 100  
Dyfuzyjny transport 40  
Dziwnówek 50
- E**фекt wymiany izotopowej 95  
Ekran dynamiczny 150  
Eksploracja wód z zatopionych kopalń 186  
– złóż węgla brunatnego 158  
Energetyka ciepła 41  
Energia ciepła 13  
– geotermalna 15, 20, 120
- F**amilijna – woda mineralna 116  
Filtry roślinne 159  
Formacja miocenska zapadliska przedkarpackiego 172  
– solonośna cechsztyńska 174  
– – miocenska 174  
Franciszek – woda mineralna 105, 113
- G**alicjanka – woda mineralna 110  
Geneza wód Karpat i zapadliska przedkarpackiego 81  
Geotermometry chemiczne 61, 68



- Głęboke – szczawy 88, 89  
 Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) 151  
 Goczałkowice-Zdrój 32, 84, 86  
 Gorczańska – woda mineralna 113  
 Gorczańska Krynica – woda mineralna 113  
 Gorzanów 67, 74  
 Gospodarka wodna kopalń KGHM 170  
 Górnictwo solne 189, 190  
 – surowców chemicznych 172  
 Górnicza klasyfikacja wód kopalnianych 151  
 Górnośląskie Zagłębie Węglowe 148  
 Góry Bardzkie 69  
 – Bystrzyckie 73  
 – Izerskie 62  
 – Kaczawskie 68  
 – Orlickie 73  
 – Złote 74  
 Grabin – szczawa termalna 61, 67, 77, 100  
 Gradient geotermiczny 18, 95, 96  
 Grawitacyjne systemy przepływu 45
- Hałdy** 192  
 Henryk – woda mineralna 105, 113  
 Horyniec-Zdrój 32, 84  
 Hyżne-Nieborów – wody siarczkowe 85
- Ilość pompowanych rocznie wód kopalnianych** 181  
 Instalacja geotermalna 18  
 Iwonicz-Zdrój 33, 82, 88, 89, 102, 103  
 Izolowane poziomy wodonośne 21  
 Izotermia 18
- Jan** – woda mineralna 105, 108  
 Jantar – woda mineralna 118  
 Jastrzębik – szczawy 88  
 Jaworze Dolne 91  
 Jedlina-Zdrój 59, 66, 71  
 Jegłowa 78  
 Jeleniów – wody termalne 61, 73  
 Jerzmanowice-Zdrój 69  
 Jeziórko – prace likwidacyjne kopalni 174  
 Józef – woda mineralna 105, 113
- Kamieniołomy:** Bielawy, Wapienno, Piechcin 178  
 Kamień Pomorski 50, 51, 53  
 Karpaty wewnętrzne 79, 83  
 – zewnętrzne (fliszowe) 79, 83  
 – charakterystyka 78  
 Kenozoiczna formacja bazaltowa 57  
 Klasyfikacja butelkowanych wód 104  
 – stopnia izolacji 26  
 Kokoszyce-Zawodzie 46  
 Kolonie bakterii siarkowych 91  
 Kołobrzeg 51, 52, 53, 118  
 Koncesja na pobór wód leczniczych 127  
 Konstancin 56  
 Konwekcja pionowa płynów 18  
 Kopaliny podstawowe 12  
 Koszty odwadniania 192  
 Kotlina Jeleniogórska 63  
 Kotuń 54  
 Kraków-Mistrzejowice 86  
 Krasnowice 74  
 Kreda dolna basenu łódzkiego 26  
 Kropla Beskidu – woda mineralna 110  
 Krosno – solanki 82, 89  
 Krościenko n. Dunajcem – szczawy chlorkowe 82, 88, 89  
 Krynica Górska – woda mineralna 109  
 Krynica Minerale – woda mineralna 109  
 Krynica-Zdrój 88, 89, 90  
 Krynica-Żegiestów 103, 105, 108  
 Krynicażanka – woda mineralna 108, 109  
 Krystynka – woda mineralna 118  
 Kryteria wyznaczania obszaru górniczego 126  
 Krzeszowice – źródło Główne 84  
 Krzeszowice – źródło Zofia 84  
 Kudowa-Zdrój 59, 60, 67, 72  
 Kujawskie wody zmineralizowane 55  
 Kwasowęglowe szczawy 26
- Latoszyn** 84  
 Łądek-Długopole 116  
 Łądek-Zdrój 58, 60, 67, 76, 100  
 Lecznicze fluorkowe wody swoiste 99  
 Lej depresji 179, 180, 184, 194  
 – DZW 158  
 – KWB Bełchatów 162  
 – KWB Konin 158  
 – depresyjny spowodowany odwodnieniem górniczym 171  
 Leluchów – szczawy 88  
 Lesko – wody siarczkowe 85  
 Likwidacja kopalń 183, 184, 192  
 Lipa k. Stalowej Woli – wody siarczkowe 85  
 Lokalne podtopienia terenu 189  
 Lubień 103
- Łapczyca** 85, 86, 101  
 Łomnica-Zdrój 88, 89  
 Ług leczniczy z Ciechocinka 119  
 Ługowanie 146  
 – mioceńskich osadów salinarnych 32  
 – struktur solnych 30
- Mapa uzdrowisk** 97  
 Marusza – wody zmineralizowane (termalne) 56  
 Mateczny – wody siarczkowe 81, 84  
 Metoda eksploatacji otworowa 174  
 – – podziemna 174  
 – podziemnego wytopiania 173  
 – radiowęglowa 95  
 Mieszko – woda mineralna 105, 116, 117  
 Międzywęglowe (neogeńskie) piętrowo wodonośne 162  
 Międzywodzie 50  
 Międzyzdroje 50  
 Milik – szczawy 88, 89  
 Mineral – woda mineralna 116  
 Mineralizacja chlorkowo-sodowa 30  
 – wód 25  
 – – kopalnianych 151  
 Miocen autochtoniczny 79  
 Model koncepcyjny wód mineralnych w Krynicy 90  
 Monitoring operacyjny – osłonowy ujęć 130  
 Monoklina przedsudecka 29  
 – śląsko-krakowska 29

- Morskie wody sedymentacyjne 82  
 Możliwości wykorzystania wód termalnych 41  
 Multivita – woda mineralna 109, 110  
 Muszyna – szczawy 88, 89  
 Muszyna – woda mineralna 109, 111  
 Muszyna dla całej rodziny – woda mineralna 112  
 Muszyna Minerale – woda mineralna 110  
 Muszyna Zdrój – woda mineralna 111  
 Muszynianka – woda mineralna 111
- N**adwęglowe czwartorzędowe piętro wodonośne 158, 162  
 Nałęczów-Zdrój 56  
 Naturalna woda mineralna 104  
 – – źródłana 104  
 Naturalne systemy hydrotermalne 122  
 – tło hydrogeochemiczne 171  
 Negatywne oddziaływanie górnictwa 168  
 Neogeński podwęglowy poziom wodonośny 171  
 Niecka bytomska 167, 179, 180, 185  
 – długoszyńska 179  
 – podhalańska 79  
 – wałbrzyska 156  
 – wilkoszyńska 179  
 Niecki osiadań 147, 152, 176  
 Nowa Bystrzyca 75  
 Nowa Łomnica 74
- O**bnizenie naturalnej bazy drenażu 146  
 Obszar górniczy 122  
 – – złoża wód leczniczych 125, 126  
 – ochrony uzdrowiskowej 127  
 – spływu wód do ujęcia 123, 124  
 – złożowy LGOM 168  
 Obszary depresji 166  
 Ocena waloryzacyjna 26  
 Oceny hydrogeologiczne skutków likwidacji wyrobisk 193  
 Ochrona zasobów wód podziemnych 193  
 Odnawialność wód 26  
 Odwadnianie kopalń węgla brunatnego 179  
 – selektywne 192  
 – wyrobisk górniczych 152  
 Olkuski rejon złożowy 168  
 Opolnica 69  
 Opolno-Zdrój 61  
 Osady gipsów miocenijskich 84  
 Osiarkowane wapnienie 173  
 Ostromecko 103  
 Ośrodki hydrauliczne krasowe 167  
 – – porowe 166  
 – – szczelinowe 167  
 Ozorków k. Łodzi – wody termalne 49
- P**aleoklimat 15  
 Paleozmarzlina 15  
 Parametry hydrogeologiczne 15, 20  
 Peloidy 12  
 Perła Bałtyku – woda mineralna 118  
 Perła Swoszowic – woda mineralna 115  
 Piaski podsadzkowe 178, 180  
 Pieniński pas skałkowy 79  
 Piętra wodonośne LZW (CRW) 153  
 Piętro wodonośne kenozoiku GZW 149  
 – – mezozoiku GZW 149  
 – – paleozoiku GZW 149  
 Piwniczanka – woda mineralna 112  
 Piwniczna – szczawy 88, 89  
 Platforma prekambryjska 16, 34  
 – zachodnioeuropejska (paleozoiczna) 17, 29  
 Podhale – wody termalne 33, 81  
 Podstawa odwadniania górotworu 150  
 Podtopienia 193  
 Podwęglowe neogeńsko-kredowe piętro wodonośne 156, 162  
 Podwyższona promieniotwórczość solanek karbonu 47  
 Podziemny dział wód 123  
 Pojemność górotworu 193  
 – wodna systemu geotermalnego 124  
 Polanica-Zdrój 59, 60, 66, 72, 73, 103, 105, 115  
 Polaniczanka – woda mineralna 115  
 Polańczyk 33, 102  
 Pole hydrodynamiczne 166  
 Połczyn-Zdrój 54  
 Pompowanie odwadniające 152
- Porowatość efektywna 20  
 Powierzchniowe występowanie wód zasolonych 39  
 Powroźnik – szczawy 88  
 Poziomy czwartorzędowe GZWP 169  
 – użytkowe 14  
 Proces zatapiania 147  
 Procesy diagenety 33  
 – konwergencji górotworu 176  
 – metamorfizmu 33  
 Produkcja wód butelkowanych 188  
 Prognozowanie podtopień 187  
 – skutków likwidacji kopalń 183, 184  
 Prognozy przebiegu zatapiania wyrobisk 193  
 Program rekultywacji 174  
 Projekt zagospodarowania złoża 127  
 Prowincja karpacka wód mineralnych 26, 31, 83  
 Prowincja platformy paleozoicznej 26, 29  
 – – wschodnioeuropejskiej 26  
 – sudecka 26, 30  
 Przemiany kriogeniczne 15  
 Przeobrażenia bilansu wodnego 146  
 – stosunków wodnych w rejonie olkuskim 187  
 – systemów wodonośnych 194  
 Przepływy w strefach dyslokacji 169  
 Przepuszczalność poziomów wodonośnych 150  
 Przerzeczyn-Zdrój 59, 67, 77  
 Przewodność cieplna 96  
 – hydrauliczna 14, 20, 24  
 Przeworno 78  
 Pustki poeksploatacyjne 176
- R**abka-Zdrój 83, 88, 89, 91  
 Radioaktywność wód kopalnianych 183  
 Radon w szczawach Gór Izerskich 100  
 – w wodach termalnych 100  
 Redukcja bakteryjna 30  
 Region górnośląski 44  
 – zapadliska przedkarpacciego 32  
 Regionalna strefa zasilania karbońskich poziomów wodonośnych 149  
 Regionalny lej depresji 168, 171

- przepływ wód LZW (CRW) 153
- Rejestr butelkowanych wód leczniczych 104
- naturalnych wód mineralnych 104
- Rejon kaczawski 59
- wałbrzyski 59
- Rekultywacja wodna odkrywek KWB Bełchatów 190
- Reliktowe ługi 30
- solanki 45
- wody morskie 30, 32, 33, 40
- Retencja gruntowa (terenowa) 124
- Reżim cieplny 17
- Rochowice Stare 66, 69
- Rozlewnictwo wód podziemnych 103
- Roztwory poligenetyczne 40
- Rów Górnej Nysy 73
- Rymanowianka – woda mineralna 114
- Rymanów-Zdrój 33, 83, 88, 89, 102
  
- Samoczynne zatopienie wyrobisk górniczych 171**
- Samorzutne zatopienie kopalni Wapno 175
- Schemat zasilania i przepływu wód w niecce podhalańskiej 95
- Serie salinarne cechsztynu 29
- Sidzina 88
- Skarb Muszyny – woda mineralna 112
- Skład izotopowy wód Karpat 82
- – – zapadliska przedkarpackiego 82
- Składnik użyteczny, towarzyszący 122
- Składniki biologicznie czynne 25
- farmakodynamicznie czynne 13
- swoiste 47
- Składowiska 192
- Skutki bezpośrednie eksploatacji górniczej 147
- pośrednie eksploatacji górniczej 147
- Słotwinka – woda mineralna 105, 108
- Solanki 13, 151
- jodkowo-bromkowe 46
- naftowe 82, 89
- podłoża Karpat 90, 91
- w obszarze GZW 85
  
- Solec-Zdrój – solanki siarczkowe 32, 83, 84
- Solno – kopalnia 176
- Sopot 36
- Sól 83, 88, 89, 91
- jodo-bromowa z Iwonicza-Zdroju 119
- kosmetyczno-lecznicza „Elin” z Iwonicza-Zdroju 119
- zabłocka z Dębowca 118
- Sposób wodny likwidacji kopalń odkrywkowych 191
- Stan równowagi termicznej 18
- Stare Bobrowniki 74
- Stare Bogaczowice 70
- Stargard Szczeciński – ujęcie wód geotermalnych 49
- Staropolanka – woda mineralna 115, 116
- Staropolanka 2000 – woda mineralna 116
- Stary Wielisław Dolny 72
- Stary Zdrój 71
- Stopień geotermiczny 17
- – w zapadlisku górnośląskim 47
- zagrożenia wodnego 194
- Strefa aktywnej wymiany 46, 167
- infiltracji wód podziemnych 151
- Strefowość hydrochemiczna 45, 150
- hydrodynamiczna 45
- Strefy dyslokacji zamkniętych 150
- uskokowe 150
- Struktura obszaru filtracji 169
- Struktury hydrogeologiczne otwarte 121
- – półotwarte 121
- – półzakryte 121
- – zakryte 121
- solne 41
- Strzyżów n. Wisłokiem – solanki 89
- Subregion jasielsko-ustrzycki 32, 33
- nidziańsko-lubaczowski 32
- południowo-zachodni GZW 149
- popradzki 86
- północno-wschodni GZW 149
- sądecko-gorlicki 32, 33
- śląsko-beskidzki 32, 33
- śląsko-krakowski 32
- tarnowsko-przemyski 32
- Sucha pozostałość 20
  
- Suche ekshalacje CO<sub>2</sub> 33
- Sudecki region geotermiczny 100
- Sudeckie subregiony wód termalnych 60
- Sufozja i erozja wewnętrzna 147
- Surowce wapienne w Strzelcach Opolskich 178
- Swoiste wody siarczkowe 31
- Swoszowice 32, 84, 115
- Synklinorium brzeżne 29
- szczecińsko-łódzko-miechowskie 29
- śródsudeckie 69
- System hydrogeologiczny 12
- odkrywkowy 177
- Szalejów Górny 72
- Szczawa – szczawy chlorkowe 88, 89
- Szczawina 67, 75
- Szczawnica-Zdrój – szczawy chlorkowe 82, 88, 89, 103
- Szczawnik – szczawy 88
- Szczawno-Zdrój 59, 66, 70, 71, 105, 116
- Szczawy 14, 31, 57, 60, 100
- chlorkowe 88
- na obszarze Karpat fliszowych 86
- w dolinie Popradu 81
- wodorowęglanowe 33
- – subregionu sądecko-gorlickiego 101
- wodorowęglanowo-chlorkowe subregionu sądecko-gorlickiego 101
- zapadliska Kudowy 100
- zwykle i chlorkowe w regionie Karpat zewnętrznych 89
- Szczelinowatość 20
- Szklarska Poręba 58
- Szlam leczniczy z Ciechocinka 119
  
- Śląskie eksternidy waryscyjskie 17**
- Śląsko-krakowskie złoża rud cynku i ołowiu 165
- Świeradów-Czerniawa 117
- Świeradów-Zdrój – szczawy radonowe 58, 59, 62, 66, 100
- Świnoujście 48
  
- Temperatury górotworu 47**
- Teren górniczy 125
- Tereny podtopione 152

- Termiczny rozkład skał węglanowych 30  
 Termogeniczny CO<sub>2</sub> 58  
 TESZ (Trans-European Suture Zone) 29, 39  
 Triasowe piętro wodonośne GZW 149, 165  
 Turowszów – wody termalne 62  
 Tylicz – szczawy 88, 89
- Ultrafiltracja** 82, 85  
 Uniejów – wody termalne 50  
 Ustawa uzdrowiskowa 12  
 Ustroń 91  
 Ustrzyki Dln. – solanki 89  
 Utlenianie i hydroliza siarczków 171  
 Uzdrowiskowy zakład górniczy 130  
 Użytkowe poziomy wodonośne 20  
 – wody termalne 30, 33
- Vita** – woda mineralna 110
- Wałbrzyskie kopalnie węgla kamiennego** 155  
 – Zagłębie Węglowe 71  
 Wapienne – wody siarczkowe 85  
 Warstwy baranowskie 173  
 – dębowieckie 46  
 Warunki nieustalone 17  
 – quasi-stacjonarne 17  
 Waryscyjskie zapadlisko górnośląskie 29, 41  
 Wełnin – wody siarczkowe 85  
 Wieliczka – kopalnia 176  
 Wielka Pieniawa – woda mineralna 105, 115  
 Wielkość ładunków soli zrzuconych do rzek 184  
 Wieniec-Zdrój 55, 99  
 Więż hydrauliczna 149  
 Właściwości lecznicze 12  
 – termiczne skał 15  
 – zbiornikowe 21  
 Woda lecznicza – swoista 13, 14, 46, 104  
 – termalna przemysłowa 13  
 – żelazista 61
- Wodolecznictwo 125  
 Wodonośność 149, 150  
 Wody arsenowe 76  
 – chlorkowe 32, 33  
 – chlorkowe platformy wschodnioeuropejskiej 99  
 – – jodkowe subregionu jasielsko-ustrzyckiego 102  
 – – – – śląsko-beskidzkiego 101  
 – – – – śląsko-krakowskiego 101  
 – – – – tarnowsko-przemyskiego 101  
 – – wodorowęglanowe subregionu jasielsko-ustrzyckiego 102  
 – chlorkowo-siarczanowo-wapniowe 31  
 – dehydratacyjne 81, 82, 88, 121  
 – epigenetyczne 30  
 – fluorkowe 35, 46, 58  
 – geotermalne 14  
 – głębinowe 14  
 – kopalniane 146, 168, 180, 181, 182, 183  
 – – surowców skalnych 177  
 – krzemowe 14  
 – kwasowęglowe 14, 57, 60, 100  
 – lecznicze wodorowęglanowe 33  
 – miernie zasolone 151  
 – monogeniczne 33  
 – nadosadowe 170  
 – orzeźwiającej 103  
 – porowe 193  
 – potencjalnie lecznicze 32, 46  
 – przemysłowe 151, 182  
 – przesycone 39  
 – radonowe 14, 58  
 – reliktowe 45, 101  
 – sedymentacyjne 30, 88  
 – siarczanowe 30, 31  
 – siarczanowo-wapniowe 31  
 – siarczkowe 30, 31, 58, 101  
 – – Karpat 91  
 – – Kujaw 99  
 – – zapadliska przedkarpackiego 84  
 – stagnujące 12  
 – stołowe 13, 104  
 – technologiczne 46, 151, 152  
 – termalne 13, 33, 34, 40, 49, 50, 60, 61, 63, 64, 66, 81, 90, 91, 93, 94, 97, 99, 100  
 – – niecki podhalańskiej 90, 102  
 – – Tatr i Podhala 94  
 – – zapadliska przedkarpackiego 91  
 – towarzyszące złożom gazu ziemnego 32  
 – typu zuber 88  
 – w piaskach bogucickich 81  
 – w warstwach chodynickich 81  
 – wieku glacialnego „wody glacialne” 81  
 – wysokozmineralizowane 35  
 – zmineralizowane 25, 39, 40, 97, 99  
 – źródeł łądeckich 76  
 – źródlane 13  
 – żelaziste w Nałęczowie 56
- Wpływ działalności górniczej na środowisko wodne 147  
 – likwidacji kopalń na środowisko 178  
 Wskaźnik wodoprodukcyjności 151  
 Wykaz złóż wód leczniczych 121  
 Wykorzystanie wód kopalnianych w Polsce 181  
 Wypełnianie się leja depresji 189  
 Wyrobiska górnicze kopalń 45  
 Wysad solny Dębina 159, 162  
 Wysłężenie solanki z wyrobisk 175  
 Wysowa – szczawy 82, 89, 102, 105, 113  
 Wysowianka – woda mineralna 113, 114  
 Wysowskie Zdroje – woda mineralna 113, 114  
 Wyspa Solna – źródła solanki 52  
 Występowanie wód zmineralizowanych w Polsce 98  
 Wzorcowy statut uzdrowiska 127
- Zabieg kwasowania otworu** 92  
 Zabłocie 32, 85, 86  
 Zagłębie Bełchatowskie 159  
 Zagrożenia wód leczniczych 124  
 – zasobów wód termalnych 124  
 Zagrożenie wodne 184, 185, 193  
 Zalas – kopalnie porfiru 178  
 Zalewiska 152, 174, 193  
 Zapadliska terenu 147, 152, 176  
 Zapadlisko Kudowy 72  
 – przedkarpackie 45, 78, 83, 148  
 – – solanki 85

- Zasoby dynamiczne 155  
 – dyspozycyjne energii geotermalnej 120  
 – – wód podziemnych 191  
 – eksploatacyjne energii geotermalnej 120  
 – energii geotermalnej 14, 41, 120  
 – niezagospodarowane 121  
 – statyczne 155  
 – użytkowane 121  
 Zasolenie wód podziemnych 40  
 Zatapiane kopalnie 147  
 Zatapianie kopalń rud żelaza 187  
 Zatłaczanie wód do górotworu 181  
 Zawodnienie kopalń 151  
 Zawodnione warstwy 168
- Zbiornik wód termalnych Karpat wewnętrznych 93  
 Zbiorniki odpadów połotacyjnych 180  
 – osadnikowe 146  
 Zdegradowanie środowiska 146  
 Źródła Muszyny – woda mineralna 112  
 Źródła Piwniczna – woda mineralna 113  
 Źródłowisko 71  
 Ziemiński strumień ciepły 14, 34  
 Zlewnia podziemna 26  
 Zlikwidowane zagłębienia górnicze 189  
 Źłockie – szczawy 88  
 Źłoty Stok 76  
 Źłóża barytu i fosforytów 177  
 – gipsu i anhydrytu 177  
 – rud miedzi 168
- siarki rodzimej 31  
 Źłóże Piaseczno-Machów 173  
 – wody leczniczej 12, 106  
 Zmiany bilansu wodnego zlewni 147  
 – środowiska wodnego 178  
 – w rejonach zlikwidowanej eksploatacji górniczej 183  
 Zroby zlikwidowanych kopalń 185  
 Zrzut wód kopalnianych 182  
 Zuber – woda lecznicza, mineralna 105, 108  
 Zubrzyk – szczawy 88  
 Zwałowiska odpadów kopalnianych 179  
 Zwały 192
- Źródło energii geotermalnej 47**
- Źegiestów-Zdrój 89**