

Acta Universitatis Wratislaviensis

HYDROGEOLOGIA

HENRYK MARSZAŁEK

KSZTAŁTOWANIE ZASOBÓW
WÓD PODZIEMNYCH
W REJONIE
KOTLINY JELENIOGÓRSKIEJ



WYDAWNICTWO UNIwersYTETU WROCLAWSKIEGO

PUBLIKACJE WYDAWNICTWA UNIwersYTETU WROCLAWSKIEGO
SERIA „HYDROGEOLOGIA”

- Hydrogeology. The Second Workshop on Hardrock Hydrogeology of the Bohemian Massif*, edited by T. Bocheńska and S. Staško (AUW No 2052), 1997
- Kenozoiczne zbiorniki wód podziemnych rejonu Lubin–Głogów*, pod red. T. Bocheńskiej i L. Poprawskiego (AUW No 2109), 1998
- Tatiana Bocheńska, Henryk Marszałek, Mirosław Wąsik, *Zbiorniki wód podziemnych w obszarach krasowych krystaliniku sudeckiego* (AUW No 2460), 2002
- Stanisław Staško, Robert Tarka, *Zasilanie i drenaż wód podziemnych w obszarach górskich na podstawie badań w Masywie Śnieżnika* (AUW No 2528), 2002
- Mirosław Wąsik, *Zdolność infiltracyjna utworów przypowierzchniowych a zasilanie wód podziemnych* (AUW No 2591), 2003
- Krystyna Choma-Moryl, *Badania wybranych gruntów spoistych z terenu Dolnego Śląska jako uszczelnień składowisk odpadów komunalnych* (AUW No 2599), 2004
- Modelowanie przepływu wód podziemnych*, pod red. J. Gurwina i S. Staški (AUW No 2729), 2004
- Robert Tarka, *Hydrogeologiczna charakterystyka utworów kredy w polskiej części Sudetów* (AUW No 2884), 2006

KSZTAŁTOWANIE ZASOBÓW
WÓD PODZIEMNYCH
W REJONIE
KOTLINY JELENIOGÓRSKIEJ

HYDROGEOLOGIA

HENRYK MARSZAŁEK

KSZTAŁTOWANIE ZASOBÓW WÓD PODZIEMNYCH W REJONIE KOTLINY JELENIOGÓRSKIEJ

**WROCŁAW 2007
WYDAWNICTWO UNIwersYTETU WROCŁAWSKIEGO**

Recenzenci
Wojciech Ciężkowski i Jan Przybyłek

Redaktor Wydawnictwa
Barbara Bober

Projekt okładki
Bożena Sobota

Redakcja techniczna
Alicja M. Lewińska

© Copyright by Henryk Marszałek
and Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego Sp. z o.o., Wrocław 2007

ISSN 0239-6661
ISBN 978-83-229-2867-7

Przygotowano do druku w Wydawnictwie Uniwersytetu Wrocławskiego Sp. z o.o.
Wydrukowano w Drukarni HECTOR

Spis treści

Wstęp	7
Rozdział 1. Położenie obszaru i cel badań	11
1.1. Położenie obszaru badań	11
1.2. Cel badań	12
Rozdział 2. Stan rozpoznania zasobów wód podziemnych	15
Rozdział 3. Metodyka badań	17
3.1. Metodyka oceny zasobów wód podziemnych	17
3.2. Inne metody badawcze	19
Rozdział 4. Przyrodnicze warunki kształtowania zasobów wód podziemnych	24
4.1. Ukształtowanie powierzchni terenu	25
4.2. Elementy klimatu	29
4.3. Hydrografia	33
4.4. Budowa geologiczna	37
4.4.1. Litostratygrafia	41
4.4.1.1. Utwory krystaliczne	41
4.4.1.2. Utwory pokrywowe	43
4.4.2. Tektonika dysjunktywna	48
Rozdział 5. Hydrogeologiczne warunki kształtowania zasobów wód podziemnych	55
5.1. Regionalizacja hydrogeologiczna	55
5.1.1. Zbiorniki wód porowych	57
5.1.2. Zbiorniki wód porowo-szczelinowych i szczelinowych	60
5.2. Powierzchniowe przejawy występowania wód podziemnych	61
5.2.1. Wpływy wód podziemnych	63
5.2.2. Inne odsłonięcia wód podziemnych	74
5.3. Strefowość hydrodynamiczna	76
5.4. Parametry hydrogeologiczne i wodonośność utworów skalnych	79
5.4.1. Kenozoiczne pokrywy osadowe	79
5.4.2. Utwory krystaliczne	80
5.4.2.1. Zwietrzliny skał krystalicznych	81
5.4.2.2. Spękany masyw skalny	86
5.5. Właściwości fizykochemiczne wód podziemnych i ich przestrzenne zróżnicowanie	96
5.5.1. Właściwości fizyczne i podstawowy skład chemiczny wód podziemnych	98
5.5.2. Mikroskładniki wód podziemnych	106
5.5.3. Radoczynność wód podziemnych	113

5.6. Skład izotopowy i wiek wód podziemnych	114
5.6.1. Izotopy stabilne tlenu i wodoru	115
5.6.2. Tryt	121
5.6.3. Wiek wód podziemnych	123
5.7. Pionowa strefowość hydrogeochemiczna i hydrogeotermiczna	125
Rozdział 6. Kształtowanie zasobów wód podziemnych	129
6.1. Zasilanie wód podziemnych i ich odnawialność	130
6.1.1. Analiza wahań zwierciadła wód podziemnych	134
6.1.1.1. Strefa wysokogórska	136
6.1.1.2. Strefa stokowa i obniżenia śródgórskiego	141
6.1.2. Ocena zasilania na podstawie wahań zwierciadła wód podziemnych	149
6.2. Ocena zasobów odnawialnych zbiornika „Jelenia Góra” metodą modelowania matematycznego	150
6.3. Ocena zasobności wodnej masywu krystalicznego na podstawie drenazu źródłanego	157
6.3.1. Analiza krzywych wysychania źródeł	157
6.3.2. Analiza krzywych wysychania rzek	161
6.4. Ocena zasobów odnawialnych metodami hydrologicznymi	162
6.5. Zasoby odnawialne zbiornika „Karkonosze”	169
6.6. Zasoby wód termalnych Kotliny Jeleniogórskiej	172
Rozdział 7. Wybrane elementy ilościowej i jakościowej ochrony zasobów wód podziemnych	173
7.1. Ujęcia wód podziemnych i stan zagospodarowania zasobów	173
7.2. Ocena podatności wybranych zbiorników wód podziemnych na zanieczyszczenia i zagrożenia jakości wód	175
7.2.1. Ocena podatności czwartorzędowych zbiorników porowych metodą macierzową	177
7.2.2. Ocena parametrów migracji zanieczyszczeń przez strefę aeracji porowo-szczelinowego zbiornika „Karkonosze”	180
Rozdział 8. Model warunków hydrogeologicznych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	186
Podsumowanie	192
Załącznik	195
Literatura	207
Summary	220
Spis tabel	223
List of tables	225
Spis rycin	227
List of figures	231

Wstęp

Wyraźny wzrost zainteresowania w ostatnim 25-leciu problematyką wodonośności skał krystalicznych i wykorzystaniem występujących w nich zasobów wód podziemnych wynika ze wzrastającego zapotrzebowania na wodę. Istnieje ono zarówno w obszarach suchych i półsuchych, jak i położonych w umiarkowanej strefie klimatycznej. Skala problemu nasila się szczególnie w krajach słabo rozwiniętych, gdzie dostępność zasobów wodnych jest znacznie ograniczona, a przyrost liczby ludności szybki.

Obszar wschodni podłoża krystalicznego obejmuje znaczne połacie globu ziemskiego, głównie w postaci starych tarcz prekambryjskich lub masywów górskich, znajdujących się w różnych strefach klimatycznych. W przypadku Polski wschodnie skały krystaliczne związane są z obszarami górskimi. W Sudetach obejmują one ponad 50% powierzchni masywu.

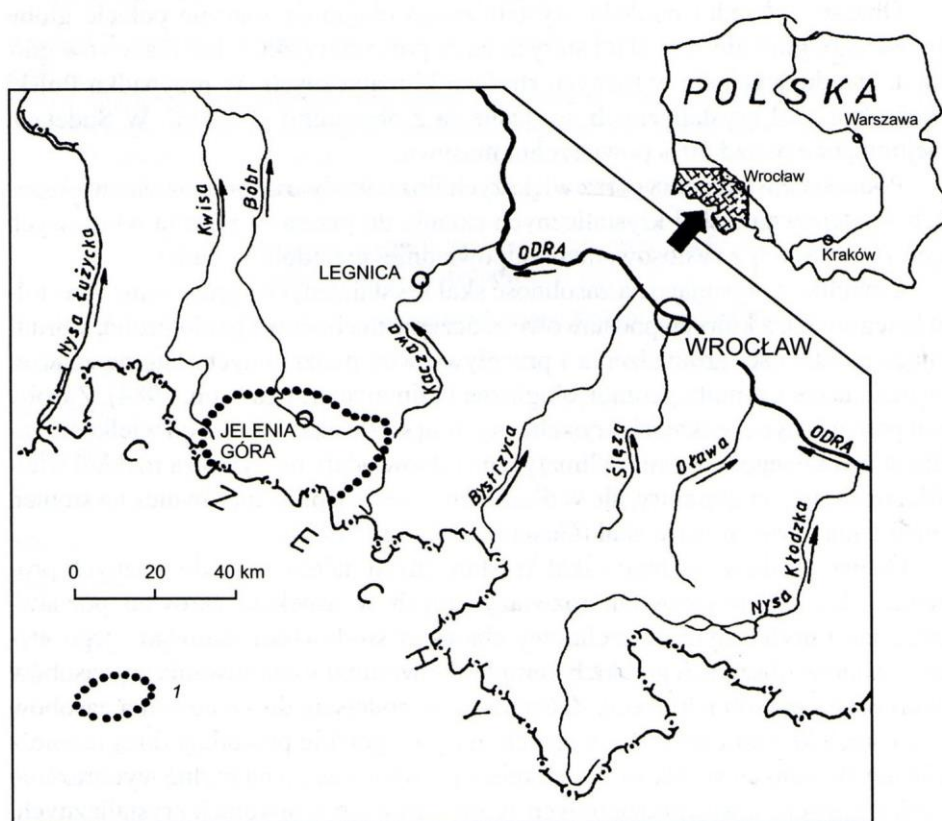
Potrzeba dostarczenia coraz większych ilości wody o dobrej jakości w obszarach występowania skał krystalicznych skłania do przeprowadzenia właściwych ocen zasobowych z zastosowaniem odpowiedniej metodologii badań.

Czynniki wpływające na zasobność skał krystalicznych zgrupowane są w kilku kategoriach, z których podstawowe znaczenie ma budowa geologiczna, warunkująca możliwości gromadzenia i przepływu wód podziemnych. Istotne znaczenie mają także czynniki geomorfologiczne i klimatyczne (Larsson, 1984). Zasoby wód podziemnych w skałach krystalicznych są ściśle uzależnione od wielkości zasilania opadowego. Czynniki klimatyczne odpowiadają nie tylko za rozkład wielkości opadów i temperatury, ale w dłuższym okresie wpływają również na stopień zwietrzenia górnych partii skał (Gustafson, Krasny, 1993).

Ocena zasobów wodnych skał krystalicznych należy więc do ważnych problemów hydrogeologicznych, rozwiązywanych w aspekcie zarówno poznawczym, jak i użytkowym. Szczelinowy charakter środowiska skalnego i jego występowanie w obszarach górskich komplikuje warunki kształtowania się zasobów i wpływa na sposób ich oceny. Zróżnicowane podejście do szacowania zasobów w utworach krystalicznych tworzących masywy górskie powoduje dużą rozbieżność uzyskiwanych wyników. W efekcie wpływa to często na mylne wyobrażenie o niskich ilościach wód podziemnych zgromadzonych w utworach krystalicznych. Ma to swoje przełożenie na zaniżanie wartości modułów zasobowych przedsta-

wianych w różnych opracowaniach kartograficznych z obszaru Sudetów. Analiza odpływu podziemnego w dłuższych okresach badawczych wskazuje na znaczny udział składowej podziemnej w obiegu wody, co jest naturalne, zważywszy na fakt wysokiego zasilania opadowego, szczególnie w najwyższych partiach Sudetów. Wartości zasobów wód podziemnych maleją wraz z obniżeniem wielkości zasilania infiltracyjnego, szczególnie w okresach długotrwałych suszy. Sprzyja temu wyniesiony morfologicznie (elewowany) charakter zbiorników wód podziemnych, gdzie następuje intensyfikacja naturalnego drenażu, oraz niska zdolność retencyjna skał krystalicznych budujących masywy hydrogeologiczne.

Istnienie w obszarach górskich obniżień śródgórskich wpływa korzystnie na warunki gromadzenia się zasobów wód podziemnych pod warunkiem, że powstałe w obrębie skał krystalicznych depresje morfologiczne wypełniają przepuszczalne utwory skalne o znacznej miąższości i korzystnych parametrach hydrogeologicznych. Takie warunki występują głównie w dwóch dużych strukturach depresyjnych Sudetów, do których należą niecki: północnosudecka i śródsudecka.



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań (I) na mapie Dolnego Śląska
 Fig. 1. Location of the study area (I) on the map of Lower Silesia

Analizowany w niniejszym opracowaniu fragment Sudetów Zachodnich tworzy morfologiczne obniżenie śródgórskie Kotliny Jeleniogórskiej wraz z jej górskim obramowaniem, uformowane w obrębie starszych utworów magmowych i metamorficznych (ryc. 1), w niewielkim tylko stopniu wypełnione młodszą pokrywą osadową, a więc o ograniczonych możliwościach gromadzenia znacznej ilości zasobów wód podziemnych. Zróżnicowane w czasie zasilanie w wyniesionych i obniżonych morfologicznie partiach analizowanego obszaru wpływa na przestrzenną i czasową zmienność zasobów.

Niniejsza praca powstała w latach 2004–2006 i dotyczy kształtowania się zasobów wód podziemnych Kotliny Jeleniogórskiej wraz z jej górskim obramowaniem, na tle warunków hydrodynamicznych i hydrogeochemicznych. Badaniami objęto obszar o powierzchni około 680 km² w granicach zamkniętych wododziałami, biegnącymi po kulminacjach morfologicznych pasm górskich otaczających Kotlinę (ryc. 1, 2). Ocena zasobów dotyczyła głównie zwykłych wód podziemnych w strefie aktywnej wymiany.

Tematyka pracy jest rozwinięciem oraz podsumowaniem dotychczasowych wieloletnich badań autora nad kształtowaniem się warunków hydrogeologicznych w środowisku skał krystalicznych występujących w obszarach górskich. Badania prowadzone były w Sudetach Zachodnich, w obszarze krystaliniku karkonosko-izerskiego od połowy lat 80. ubiegłego wieku (Marszałek, 1986, 1989, 1996a, b, c, 1998; Kryza H., Kryza J., Marszałek, 1993, 1994, 1995, 1997, 2005; Marszałek, Wąsik, 2001a, b, 2005a).

*
* *

Prezentowana praca powstała przy pomocy wielu osób, którym w tym miejscu pragnę serdecznie podziękować. Szczególne słowa wdzięczności należą się zmarłej tragicznie w 2004 roku Pani Profesor Tatianie Bocheńskiej, wieloletniemu kierownikowi Zakładu Hydrogeologii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, dbającej o prawidłowy rozwój naukowy podległych Jej pracowników, za Jej życzliwość i pomoc oraz dyskusje podczas realizacji pracy.

Wyrazy wdzięczności kieruję do Kolegów i Koleżanek z Zakładu Hydrogeologii Stosowanej ING UWr za pomoc przy realizacji prac terenowych i graficznym opracowaniu wybranych zagadnień. Doktorowi Mirosławowi Wąsikowi dziękuję za wieloletnią pomoc w przeprowadzaniu badań terenowych i dyskusje nad zastosowaniem metod modelowych do oceny zasobów. Doktorowi Krzysztofowi Chudemu dziękuję za pomoc w statystycznej, komputerowej i graficznej obróbce danych, a Mgr Gabrieli Biniak za pomoc w realizacji graficznej strony opracowania. Dziękuję również Mgr. Piotrowi Hanuli z Wojewódzkiego Inspektoratu Ochrony Środowiska w Jeleniej Górze za pomoc w zebraniu wyników oznaczeń hydrochemicznych prowadzonych w ramach regionalnego monitoringu wód podziemnych.

Wyrazy wdzięczności kieruję pod adresem recenzentów, Panów: Profesora dr. hab. inż. Wojciecha Ciężkowskiego z Politechniki Wrocławskiej i Profesora dr. hab. Jana Przybyłka z Uniwersytetu Adama Mickiewicza w Poznaniu, za merytoryczną dyskusję i wnikliwe recenzje pracy.

Słowa podziękowania składam również na ręce JM Rektora Profesora dr. hab. Leszka Pacholskiego oraz Profesora dr. hab. Jacka Puziewicza, Dyrektora Instytutu Nauk Geologicznych, za sfinansowanie publikacji niniejszego opracowania.

Rozdział 1. Położenie obszaru i cel badań

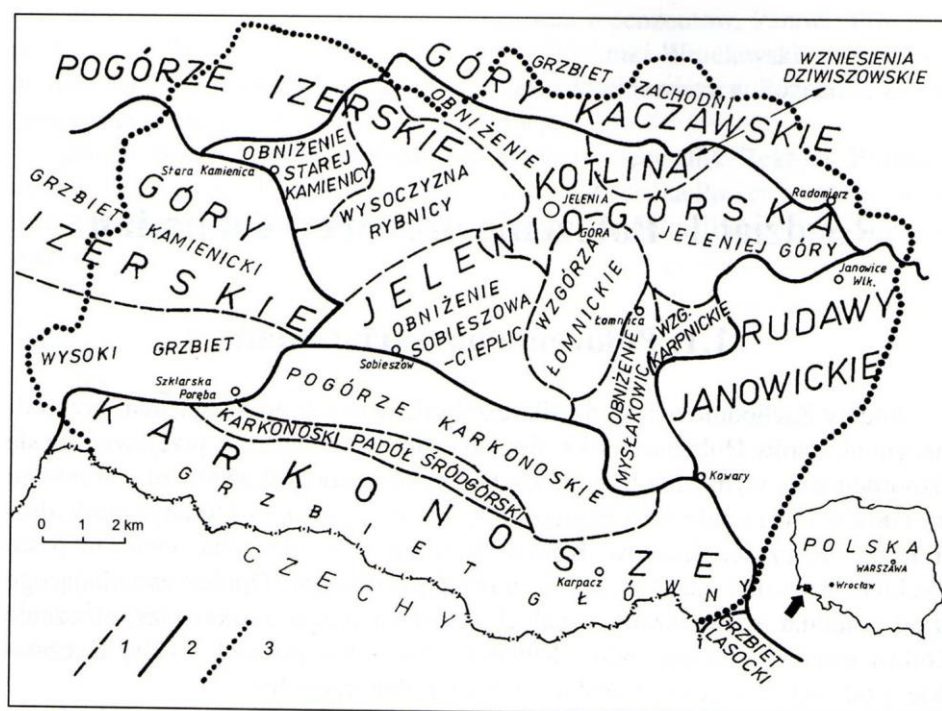
1.1. Położenie obszaru badań

Sudety Zachodnie należą do silnie zróżnicowanych pod względem przyrodniczym obszarów Dolnego Śląska. Bogata historia geologiczna, przejawiająca się różnorodnością wydzieleni litologicznych i często skomplikowanymi warunkami strukturalnymi, rzutuje na zróżnicowanie rzeźby i stosunki klimatyczno-hydrograficzne tej części Sudetów. Kotlina Jeleniogórska, otoczona wieńcem pasm górskich, wyraźnie zaznacza się w morfologii obszaru. Oprócz zamykającego ją od południa, najwyższego w całych Sudetach pasma Karkonoszy, otoczenie Kotliny stanowią: od wschodu – Rudawy Janowickie, północy – Góry Kaczawskie, a od zachodu – Góry Izerskie wraz z ich Pogórzem (ryc. 2).

W analizowanym obszarze widoczny jest charakterystyczny w budowie strukturalnej Sudetów układ wielkich bloków, przejawiający się istnieniem systemu depresji i elewacji. Obszar badań tworzy jeden duży system elewacyjny, w którego obrębie wydziela się jednostki (struktury) hydrogeologiczne niższego rzędu z centralnie położonym obniżeniem śródgórskim Kotliny Jeleniogórskiej oraz elewacyjnymi strukturami góorskimi. Zgodnie z regionalizacją hydrogeologiczną (Kiriuchin, Tołstichin, 1987; Kleczkowski, 1988; Dowgiałło i in., 2002) badany obszar można zaliczyć do masywu hydrogeologicznego.

Śródgórska struktura Kotliny Jeleniogórskiej wraz z otaczającym ją trzonem skał krystalicznych i strefami rozłamów tektonicznych jest jedną z większych jednostek hydrogeologicznych Sudetów Zachodnich (Kowalski, 1992). Stanowi ona jednostkę hydrogeologiczną wyższego rzędu z dominującymi wodami szczelinowymi w skałach krystalicznych i rozłamech tektonicznych oraz wodami porowymi w pokrywowych utworach plejstocenu i holocenu. Występują w niej poziomy i strefy wodonośne charakteryzujące się właściwymi dla nich parametrami hydrogeologicznymi, pozostające w systemie krążenia z określonym układem strumieni wód podziemnych. W jej obrębie można wydzielić, istotne przy ocenach zasobowych, strefy zasilania, przepływu i drenażu.

Środowisko przyrodnicze tak sprecyzowanego obszaru poddawane było silnym i długoletnim wpływom działalności człowieka, co niekorzystnie odbiło się na jakości powietrza atmosferycznego, wód powierzchniowych i podziemnych oraz funkcjonowaniu wielu lokalnych ekosystemów, szczególnie leśnych. Miało



Ryc. 2. Regionalizacja fizyczno-geograficzna Kotliny Jeleniogórskiej i obszarów otaczających (wg Kondracki, 1994; Walczak, 1968; uproszczone)

1 – granica mikroregionów, 2 – granica mezoregionów, 3 – granica opracowania

Fig. 2. Geographical units in Jelenia Góra Basin region with surrounded areas (according to Kondracki, 1994; Walczak, 1968; simplified)

1 – microregions boundary, 2 – mezoregions boundary, 3 – boundary of the study area

to swoje przełożenie na silną degradację izerskich i karkonoskich kompleksów leśnych w latach 80. ubiegłego wieku. Podjęte w latach 90. działania ochronne odwróciły niekorzystny kierunek zmian, co wyraźnie zaznaczyło się także w środowisku wodnym. Jest to szczególnie istotne zważywszy na turystyczny aspekt regionu. Analizowana część Dolnego Śląska należy bowiem do obszarów o intensywnym, całorocznym natężeniu ruchu turystycznego, który w szczytowych okresach sezonu powoduje wzmożone zapotrzebowania na dobrej jakości wodę pitną.

1.2. Cel badań

Celem przeprowadzonych badań było wykazanie przyrodniczych uwarunkowań kształtowania zasobów wód podziemnych w obszarze o urozmaiconej budowie geologicznej, silnie zróżnicowanej hipsometrii i wynikających z niej warunków klimatycznych.

W literaturze hydrogeologicznej pod pojęciem zasobów wód podziemnych rozumie się ilość (objętość) wody wolnej wypełniającej wolne przestrzenie warstw skalnych tworzących zbiornik wód podziemnych i w takim ujęciu traktowane są jako zasoby statyczne (m.in. Pazdro, Kozerski, 1990; Malinowski, 1993; Castany, 1972). Zgodnie z definicją podaną w *Słowniku hydrogeologicznym* (Dowgiałło i in., 2002; Dąbrowski i in., 2004) jest to „ilość wód podziemnych traktowanych jako surowiec, wyrażana najczęściej w jednostkach objętościowych na jednostkę czasu, zawarta w zbiorniku wód podziemnych, zlewni podziemnej lub innej jednostce hydrogeologicznej”.

Odnawialna (dynamiczna) część zasobów objęta jest drenażem i, będąc w ruchu, przepływa przez określony przekrój poziomu wodonośnego. Ta część zasobów powstaje w strefie aktywnej wymiany, głównie w wyniku zasilania infiltracyjnego.

Geologiczne warunki występowania wód podziemnych wpływają na proces ich odnawialności, uzależniony także od innych czynników, w tym klimatycznych (opady i ewapotranspiracja) oraz hydrologiczno-hydrogeologicznych (morfometria i hipsometria zlewni, gęstość sieci rzecznej, odpływ rzeczny, parametry warstw wodonośnych). Ruch wód podziemnych oraz zróżnicowana odnawialność powodują zmienność wielkości zasobów, dlatego ilościowa i jakościowa ich ocena dokonywana jest dla określonego czasu, przeważnie dla okresu wieloletniego.

Oprócz czynników przyrodniczych, kształtujących naturalne zasoby wód podziemnych, istnieje również grupa czynników związana ściśle z działalnością człowieka, wpływająca bądź to na zasoby naturalne, bądź na powstanie zasobów sztucznych. W odniesieniu do gospodarczego wykorzystania zasobów i ich użytkowania wprowadzono pojęcia zasobów dyspozycyjnych i eksploatacyjnych.

W klasyfikacji zasobów wód podziemnych wyróżnia się również zasoby stałe, występujące w jednostce czasu przy najniższym w wieloleciu stanie zwierciadła wód podziemnych (Dowgiałło i in., 2002), a więc obecne stałe nawet w okresach posusznych (Wieczysty, 1982). Zasoby zmienne stanowią natomiast część zasobów statycznych lub odnawialnych, występujących między najniższym a najwyższym w wieloleciu stanie zwierciadła.

W pracy przedstawiono ilościową ocenę zasobów wód podziemnych tworzących się w zbudowanym ze skał krystalicznych obniżeniu śródgórskim, przykrytym pokrywą osadową o niewielkiej miąższości. Przedmiotem rozważań były warunki kształtowania się **zasobów odnawialnych** (dynamicznych), stanowiących część całkowitych (tzw. statycznych) zasobów, które znajdują się w stałym ruchu, przepływając przez określone warstwy skalne strefy aktywnej wymiany. Spąg tej strefy wyznacza baza drenażu, utożsamiana z poziomem ujścia rzeki drenującej określoną strukturę hydrogeologiczną do odbiornika. Dla Kotliny Jeleniogórskiej bazę drenażu wyznacza spąg doliny głównej rzeki, którą stanowi Bóbr, znajdujący się na rzędnej około 290 m n.p.m., w granicznej, północnej części obszaru badań, koło miejscowości Pilichowice. Zasoby dynamiczne podlegają procesom zasila-

nia infiltracyjnego oraz drenażu, a ich wielkość ściśle uzależniona jest od warunków hydrodynamicznych oraz parametrów filtracyjnych warstw wodonośnych.

Wydzielane w Polsce, głównie do celów praktycznych, w odniesieniu do użytkowania wód podziemnych, kategorie zasobów dyspozycyjnych i eksploatacyjnych nie były przedmiotem szczegółowych rozważań. Wielkości zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych analizowane były w trakcie oceny stanu zagospodarowania zasobów i pracy istniejących ujęć. Według definicji przedstawionej w rozporządzeniu Ministra Środowiska z 19 grudnia 2001 roku **zasoby dyspozycyjne** stanowią ilość wody podziemnej obszaru bilansowego możliwą do zagospodarowania w określonych warunkach środowiskowych i hydrogeologicznych bez wskazywania lokalizacji i warunków techniczno-ekonomicznych ujęć, natomiast **zasoby eksploatacyjne** wód podziemnych definiuje się jako zasoby możliwe do pobrania z ujęcia w określonych warunkach środowiska oraz warunkach hydrogeologicznych i technicznych w przyjętej jednostce czasu (Dąbrowski i in., 2004; Dowgiałło i in., 2002).

Istotnym problemem w ocenie ilościowej zasobów jest jakość przewidzianych do zagospodarowania wód podziemnych. Aspekt ochrony zasobów rozpatrywany był na tle podatności na zanieczyszczenia, wydzielonych w analizowanym obszarze wybranych zbiorników wód podziemnych.

Przeprowadzone w różnych okresach badania były podstawą stworzenia modelu hydrogeologicznego analizowanej jednostki.

Rozdział 2. Stan rozpoznania zasobów wód podziemnych

Historia badań hydrogeologicznych prowadzonych w Sudetach Zachodnich jest niewspółmiernie krótka w porównaniu z prospekcją geologiczną, której właściwy rozwój rozpoczął się już z końcem XVIII wieku. Dotyczyło to głównie pasma Karkonoszy. Bibliografię z zakresu badań geologicznych tej części Sudetów znaleźć można w wielu opracowaniach monograficznych (m.in. Oberc, 1972; Jahn, 1985; Marszałek, 1996a, Mierzejewski, 2005) oraz innych pracach (m.in. Ciężkowski i in., 2003).

Pierwsze prace z zakresu hydrogeologii bloku karkonosko-izerskiego powstały w latach 60. XX wieku i miały charakter przyczynkowy (Różycki, 1962). Właściwy rozwój badań hydrogeologicznych rozpoczął się w latach 70. ubiegłego stulecia. Powstawały wtedy zarówno opracowania dotyczące hydrogeologii całych Sudetów (Różycki i in., 1975), jak i prace o charakterze regionalnych dokumentacji hydrogeologicznych (Michniewicz, Mroczkowska, 1975). Równoległe z rozpoznaniem wód zwykłych postępowało rozpoznanie wód mineralnych i leczniczych (Fistek, 1970a, b; Tęsiorowska, 1974). W latach 70. odwiercone zostały dwa głębokie otwory (C-1 i C-2) ujmujące wody termalne Cieplic. Cennych informacji odnośnie do występowania wód głębokiego przepływu dostarczyły odwiercone w latach 80. otwory IG-4, IG-5, IG-6 (Ciężkowski i in., 1992), a zwłaszcza przeprowadzone znacznie później, bo w latach 1997–1998, pogłębienie otworu C-1 do głębokości 2002 m (Dowgiałło, Fistek, 1998).

W masywie Karkonoszy badania krenologiczne wraz z oceną przepuszczalności gruntów prowadził Tomaszewski (1970, 1974, 1977, 1979, 1993). W latach 70. rozpoczęto w Sudetach Zachodnich również badania hydrogeologiczne, prowadzone przez pracowników Zakładu Hydrogeologii Uniwersytetu Wrocławskiego (Kryza H., Kryza J., 1983, 1988), kontynuowane w następnych latach przez innych hydrogeologów, w tym autora niniejszego opracowania (Kryza H., Kryza J., Marszałek, 1993, 1994, 1995, 2005; Marszałek, 1986, 1989, 1996a, b; 1998; Marszałek, Wąsik, 2003, 2005a). Podsumowaniem prac prowadzonych przez wrocławski ośrodek hydrogeologiczny w obszarze krystaliniku sudeckiego był zbiorczy tom pod redakcją Bocheńskiej i Staśki (1997), zawierający wyniki badań prezentowanych w ramach międzynarodowej konferencji dotyczącej hydrogeologii skał krystalicznych masywu czeskiego.

Zwiększone zapotrzebowanie na wodę sprzyjało powstawaniu regionalnych opracowań hydrogeologicznych w różnych skalach, czego efektem było rozpoznanie wodonośności głównych struktur hydrogeologicznych Sudetów (Bocheńska i in., 1989, 1994). W latach 90. wykonano regionalne dokumentacje hydrogeologiczne, zawierające udokumentowano zasoby wód podziemnych górnej części zlewni Bobru (Janicki i in., 1994; Zaleska i in., 1999).

Obszar opracowania mieści się na kilku arkuszach (Mirsk, Jelenia Góra, Jakuszyce, Szklarska Poręba, Kowary i Wojcieszów) mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (Kielczawa, Czerski, 1997; Wojtkowiak, Czerski, 1997; Grzegorzczak, 2002; Kieńć, 2002a, b; Marszałek, Wąsik, 2002).

Ramy niniejszego opracowania nie pozwalają na omówienie wszystkich wykonanych w ostatnim dwudziestolecu publikowanych i niepublikowanych prac hydrogeologicznych, jednak większość z nich jest cytowana w spisie literatury.

Rozdział 3. Metodyka badań

3.1. Metodyka oceny zasobów wód podziemnych

Obliczenia zasobów wód podziemnych przeprowadzono zgodnie z metodyką opisaną w licznych pracach (m.in. Malinowski, 1993; Pleczyński, 1981; Pleczyński, Przybyłek, 1974; Pazdro, Kozerski, 1990; Paczyński i in., 1996; Jokiel, 1987, 1994a, b; Krásný, Knežek, 1977; Krásný i in., 1982; Buchtele i in., 2003; Dąbrowski i in., 2004; Dąbrowski, Przybyłek, 2005), stosując procedury obliczeniowe, na ogół z grupy metod hydrologicznych i hydrogeologicznych. Wybór metodyki podyktowany został głównie stopniem rozpoznania hydrogeologicznego obszaru oraz jego warunkami naturalnymi.

Metody hydrologiczne, opierające się na przepływach rzek, posłużyły do ocen zasobowych wód podziemnych gromadzących się w utworach krystalicznych. Jokiel (1994a), powołując się na Lwowicza (1979), podkreśla istotną rolę bilansu wodnego, a zwłaszcza analizy naturalnego odpływu podziemnego ze strefy aktywnej wymiany, w szacowaniu zasobów wód podziemnych w skali regionalnej.

Do oceny zasobów wód podziemnych wykorzystano wyniki własnych pomiarów hydrometrycznych, przeprowadzonych na głównych rzekach Kotliny wraz z ich dopływami w różnych sezonach badawczych. Ogółem od połowy lat 80. ubiegłego wieku do sierpnia 2003 roku wykonano z różną częstotliwością kilkanaście serii pomiarowych natężenia przepływu rzek w 27 posterunkach. Obserwacje ciągłe przepływu Kamiennej w jej górnej części prowadzone były w latach 2000–2001 na zainstalowanym w Jakuszycach limnimetrze. Ważnym uzupełnieniem były uzyskane z IMGW dane dotyczące charakterystycznych przepływów głównych rzek z siedmiu posterunków dla 25-lecia 1974–1998.

Dobre wyniki w ocenie zasobów wód podziemnych uzyskuje się poprzez stworzenie regionalnych modeli matematycznych opartych na przyrodniczych modelach hydrogeologicznych. Powszechnie stosowana w dokumentowaniu zasobów **metoda modelowania matematycznego** z zastosowaniem programu Visual Modflow była podstawową metodą oceny zasobów wód podziemnych dla zbiornika kenozoicznego, stanowiącego główny poziom użytkowy w Kotlinie. Program Modflow pozwala na rozwiązanie równania przepływu wód w systemie wodonośnym metodą różnic skończonych z dyskretyzacją obszaru siatką prostokątną.

Rozdział 3. Metodyka badań

3.1. Metodyka oceny zasobów wód podziemnych

Obliczenia zasobów wód podziemnych przeprowadzono zgodnie z metodyką opisaną w licznych pracach (m.in. Malinowski, 1993; Pleczyński, 1981; Pleczyński, Przybyłek, 1974; Pazdro, Kozerski, 1990; Paczyński i in., 1996; Jokiel, 1987, 1994a, b; Krásný, Knežek, 1977; Krásný i in., 1982; Buchtele i in., 2003; Dąbrowski i in., 2004; Dąbrowski, Przybyłek, 2005), stosując procedury obliczeniowe, na ogół z grupy metod hydrologicznych i hydrogeologicznych. Wybór metodyki podyktowany został głównie stopniem rozpoznania hydrogeologicznego obszaru oraz jego warunkami naturalnymi.

Metody hydrologiczne, opierające się na przepływach rzek, posłużyły do ocen zasobowych wód podziemnych gromadzących się w utworach krystalicznych. Jokiel (1994a), powołując się na Lwowicza (1979), podkreśla istotną rolę bilansu wodnego, a zwłaszcza analizy naturalnego odpływu podziemnego ze strefy aktywnej wymiany, w szacowaniu zasobów wód podziemnych w skali regionalnej.

Do oceny zasobów wód podziemnych wykorzystano wyniki własnych pomiarów hydrometrycznych, przeprowadzonych na głównych rzekach Kotliny wraz z ich dopływami w różnych sezonach badawczych. Ogółem od połowy lat 80. ubiegłego wieku do sierpnia 2003 roku wykonano z różną częstotliwością kilkanaście serii pomiarowych natężenia przepływu rzek w 27 posterunkach. Obserwacje ciągłe przepływu Kamiennej w jej górnej części prowadzone były w latach 2000–2001 na zainstalowanym w Jakuszycach limnimetrze. Ważnym uzupełnieniem były uzyskane z IMGW dane dotyczące charakterystycznych przepływów głównych rzek z siedmiu posterunków dla 25-lecia 1974–1998.

Dobre wyniki w ocenie zasobów wód podziemnych uzyskuje się poprzez stworzenie regionalnych modeli matematycznych opartych na przyrodniczych modelach hydrogeologicznych. Powszechnie stosowana w dokumentowaniu zasobów **metoda modelowania matematycznego** z zastosowaniem programu Visual Modflow była podstawową metodą oceny zasobów wód podziemnych dla zbiornika kenozoicznego, stanowiącego główny poziom użytkowy w Kotlinie. Program Modflow pozwala na rozwiązanie równania przepływu wód w systemie wodonośnym metodą różnic skończonych z dyskretyzacją obszaru siatką prostokątną.

kątną (Mc Donald, Harbaugh, 1988). Umożliwia on modelowanie systemów zarówno jednowarstwowych, jak i wielowarstwowych.

Wykorzystanie pakietu programów Visual Modflow do rozwiązania przepływu wód wymaga określenia następujących warunków hydrogeologicznych:

- znajomości struktury systemu hydrogeologicznego, czyli przestrzennego rozkładu parametrów hydrogeologicznych w obszarze modelu,
- kształtu i granic systemu wodonośnego,
- warunków przepływu na granicach,
- początkowych wartości przepływu i zwierciadła wody.

W ramach tworzonego modelu dla zbiornika wód porowych w Kotlinie starano się uzyskać takie wielkości parametrów hydrogeologicznych, przy których model odtwarzałby, zgodny z rzeczywistym, rozkład wysokości hydraulicznych, wielkości przepływów wód powierzchniowych i podziemnych oraz jak najbardziej wiarygodny układ krążenia wód podziemnych. Uzyskana zgodność pozwoliłaby uznać model za zdolny do badań symulacyjnych bilansów i zasobów wód podziemnych. Stopień rozpoznania przestrzennej struktury systemu hydrogeologicznego jest niewystarczający do uzyskania modelu w pełni trójwymiarowego (3-D). Dlatego zbudowany został model quasi-przestrzenny, sprowadzający się do rozpoznania parametrów systemu z dokładnością do średnich dla poszczególnych warstw.

Pomocne w ocenie zasobów wód, głównie w utworach pokrywowych struktur dolinnych lub zwietrzelin skał krystalicznych, były metody wykorzystujące wahania zwierciadła wód podziemnych. Do tego celu wykorzystano przeprowadzone przez autora w latach 1986–1989 i 1999–2001 obserwacje zmian położenia zwierciadła wód podziemnych w kilku punktach: w trzech piezometrach w rejonie Jakuszyce, w piezometrze w Jeleniej Górze oraz w studniach w Cieplicach Śl. Zdroju i Łomnicy. Zmiany zwierciadła wód szczelinowych w utworach krystalicznych obserwowano w głębokim piezometrze, zainstalowanym w łupkach łyszczykowych rejonu Gierczyna. Do analizy wykorzystano ponadto publikowane dane zawierające informacje o waniach zwierciadła w rejonie Śnieżnych Kotłów (Tomaszewski, 1977), Zachełmia Dolnego (Roczniki IMGW) oraz Cieplic Śl. Zdroju (Poprawski, 1997).

Z grupy metod hydrologicznych do obliczeń zastosowano, opierające się na minimalnych miesięcznych przepływach rzek, statystyczne metody Wundta i Kille'a oraz metodę krzywych wysychania.

W **metodzie Wundta** zasoby odnawialne, w postaci odpływu podziemnego, liczone są jako średnia arytmetyczna z minimalnych miesięcznych przepływów dla określonego wielolecia. Często określa się go oddzielnie dla półrocza letniego i zimowego (Hölting, 1980).

Metoda Kille'a należy do grupy metod graficznych, w której z wartości minimalnych miesięcznych przepływów oblicza się częstotliwość ich występowania oraz wykreśla krzywą sumową tej częstotliwości. Przepływ, odpowiadający poło-

wie sumy częstotliwości, odniesiony do prostej wyrównującej odpowiada średniemu odpływowi podziemnemu z wielolecia. Zastosowanie prostej ma na celu redukcję spływu powierzchniowego lub odpływu przypowierzchniowego, które według Kille'a mogą być zawarte w przypadku przyjęcia do obliczeń najwyższych wartości przepływów (Kille, 1970; Hölting, 1980). Jest to szczególnie istotne w przypadku potoków górskich.

Metoda krzywych wysychania opiera się na wartościach natężenia przepływu rzek w okresie braku zasilania. Z hydrogramu przepływu wyodrębnia się fragmenty krzywych wysychania, z których określa się wypadkową krzywą wysychania, będącą funkcją charakterystyczną dla danego zbiornika wód podziemnych. Funkcję tę można zilustrować w układzie dziesiętnym lub półlogarytmicznym, a aproksymacją jej jest równanie Mailleta:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t},$$

gdzie: Q_t – zasilanie podziemne rzeki w czasie t (m^3/s), Q_0 – maksymalny odpływ podziemny w momencie t_0 (m^3/s), t – czas wysychania, wyczerpywania się zasobów (d), α – współczynnik wysychania, charakteryzujący opróżnianie warstwy wodonośnej w okresie bezopadowym ($1/\text{d}$).

Wypadkowa krzywa wysychania rzek zawiera wszystkie trzy składowe odpływy (spływ powierzchniowy, odpływ przypowierzchniowy, odpływ podziemny), które po przeniesieniu wypadkowej krzywej na wykres półlogarytmiczny przedstawiają proste reprezentatywne o różnym nachyleniu (Hölting, 1980; Pleczyński, Przybyłek, 1974). Odpowiadają one najczęściej poszczególnym fazom przepływu, umożliwiającym określenie zasobów odnawialnych w zakresie maksymalnego i minimalnego odpływu podziemnego.

Analizę krzywych wysychania przeprowadzono również dla wybranych źródeł. Z grupy 907 źródeł, wykartowanych w różnych latach przez autora lub jego dyplomantów, do szczegółowej analizy wytypowano 13 wypływów. Wydajności trzech z nich mierzone są przez PIG w ramach monitoringu regionalnego.

3.2. Inne metody badawcze

Odrębną grupę metod badawczych stanowią laboratoryjne i polowe badania parametrów hydrogeologicznych środowiska skalnego oraz ocena jego wodonośności.

Przeprowadzone przez autora badania laboratoryjne sprowadzały się w większości do oznaczania parametrów fizycznych pobieranych prób skalnych, takich jak **skład granulometryczny, gęstość właściwa i objętościowa, wilgotność naturalna oraz współczynnik porowatości**. Wszystkie oznaczenia przeprowadzono zgodnie z metodyką zalecaną dla skał luźnych (m.in. Myślińska, 2001; Pazdro, Kozerski, 1990; Małecki, 1998). Ponadto dokonano oceny wodoprzepuszczalno-

ści gliniastych pokryw stokowych, wykorzystując przepuszczalnościomierz firmy Eijkelkamp. **Odsączalność** zwietrzelin skał krystalicznych wyznaczono metodą wysokich kolumn (Kinga).

Pomiary współczynnika wodoprzepuszczalności pionowej przypowierzchniowych utworów o charakterze gliniastych pokryw stokowych zostały wykonane przez autora w rejonie Jakuszyce, Szklarskiej Poręby i Kowar. Ogółem w trakcie badań polowych wykonano 32 pomiary współczynnika wodoprzepuszczalności. Do jego oceny wybrano **metodę Porscheta**, powszechnie stosowaną w utworach słaboprzepuszczalnych. Polega ona na wykonaniu i zalaniu wodą wkopu o średnicy 10–20 i głębokości 40–50 cm oraz pomiarze czasu opadania zwierciadła wody. W metodzie tej wykonuje się trzy kolejne zalewania, w wyniku których uzyskuje się dane wyjściowe do oceny zdolności infiltracyjnej gruntów. Współczynnik wodoprzepuszczalności warstwy przypowierzchniowej obliczono, posługując się odpowiednimi wzorami zawartymi w pracy Pleczyńskiego (1981).

Ważnych informacji o warunkach zawodnienia masywu zbiorników wód podziemnych dostarczają wyniki **próbných pompowań**, które wykorzystano do oceny **wodoprzewodności** zgodnie z metodyką zaproponowaną przez Krásnego (1993a,b). W metodzie tej przyjmuje się, że regionalną zmienność wodoprzewodności dobrze opisuje wskaźnik wydajności jednostkowej $Y = \log(10^6 q)$, w którym wydatek jednostkowy studni q wyrażony jest w l/s m. Znaczną część wyników próbných pompowań uzyskano w trakcie dokumentowania przez autora zasobów eksploatacyjnych studni założonych w utworach krystalicznych metamorfiku izerskiego i kaczawskiego (Marszałek, Wąsik, 2004a, b, c, 2005b, 2006).

Metody izotopowe służą głównie do określenia pochodzenia, wieku i miejsc zasilania wód podziemnych oraz wyjaśnienia problemów mieszania się wód. Ich zastosowanie do ocen zasobowych jest jednak ograniczone. W niniejszej pracy wykorzystano je przede wszystkim przy interpretacji zagadnień wieku wód podziemnych oraz oceny regionalnych parametrów i pojemności wodnej szczelinowych zbiorników wód podziemnych, głównie w przypadku wydzielanego w obrębie granitu karkonoskiego zbiornika „Karkonosze”. Do wyznaczenia określonych parametrów zbiornika wód szczelinowych wykorzystano wyniki własnych i publikowanych oznaczeń trytu oraz izotopów trwałych tlenu i wodoru (Zuber, Ciężkowski, 1997; Zuber, Motyka, 1994). Wszystkie oznaczenia wykonano w laboratorium Wydziału Fizyki i Techniki Jądrowej AGH w Krakowie. Dokładność oznaczeń składu izotopowego wynosiła 0,1‰ dla $\delta^{18}\text{O}$ i 1‰ dla δD . Stężenia trytu posłużyły przede wszystkim do wyznaczenia współczynników wodoprzewodności oraz pojemności zbiornika. Dla badanych systemów szczelinowych utożsamiono czas przepływu (t_t) znacznika konserwatywnego z wiekiem (t_a) znacznika idealnego, jakim jest tryt.

Wartości wieku znacznika t_t (trytu) oraz porowatości matrycy n_p umożliwiły określenie całkowitej objętości wody w zbiorniku $v_w = Qt_t$ lub całkowitej pojemności zbiornika wód podziemnych $v_r = Qt_t/n_p$ (Zuber, Ciężkowski, 1997).

Do obliczeń niezbędna była znajomość objętościowego natężenia przepływu Q . Wymienione parametry pozwalają także na określenie regionalnej wartości współczynnika filtracji k z zależności:

$$k = n_p x / (\Delta H / \Delta x) t_t,$$

gdzie: x jest średnią odległością (drogą przepływu) od środka strefy zasilania do miejsca drenażu, a $(\Delta H / \Delta x)$ średnią wartością regionalnego spadku hydraulicznego, określonego na podstawie morfologii terenu.

Istotnym problemem w ocenie omawianych parametrów dla zbiorników wód szczelinowych jest oszacowanie wieku trytowe wód. Istniejące dane trytowe tylko w kilku przypadkach pozwoliły na określenie czasu przepływu znacznika. W pozostałych nie można było jednoznacznie stwierdzić, czy ma się do czynienia z narastaniem, czy też zmniejszaniem się stężeń trytu, co uzyskane z obliczeń wyniki może obarczyć pewnym błędem.

Pomocna w ocenie czasu przebywania wody w systemie wodonośnym może być **analiza krzywych wysychania**. Określenie tego parametru było możliwe przy zastosowaniu formuły Mailleta:

$$Q(t) = Q_0 e^{-1/T},$$

gdzie T przyjęto jako czas przebywania wody w warstwie wodonośnej (Seiler, Müller, 1996).

Określony dla Sudetów przez Ciężkowskiego i Kryzę (1989) efekt wysokościowy pozwala na wyznaczenie ze stężeń izotopów stabilnych tlenu i wodoru wód podziemnych wysokości obszaru ich zasilania. Przedstawione dalej równania odnoszą się do Karkonoszy, dlatego mogą mieć zastosowanie do większości punktów, w których przeprowadzono opróbowanie. Zaproponowane przez tych autorów równania mają postać:

$$H = - (601,821 \pm 80,15) \delta^{18}\text{O} - (5436,22 \pm 823,883),$$

$$H = - (88,313 \pm 19,212) \delta\text{D} - (5583,93 \pm 1333,99).$$

Do oszacowania wysokości zasilania można także wykorzystać opracowane na podstawie podanych wzorów wykresy (Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1996).

Ciężkowski i Kryza (1997) określili także dla całych Sudetów stosunki izotopów tlenu i wodoru w zwykłych wodach podziemnych. Wyznaczona przez nich prosta, opisana równaniem

$$\delta\text{D} = 5,2176 \delta^{18}\text{O} - 17,82,$$

odbiega wyraźnie od Światowej Linii Wód Atmosferycznych (WMWL) opisanej przez Craiga (1961).

Istotną część opracowania stanowią zagadnienia oceny **właściwości chemicznych** wód podziemnych, zwłaszcza w aspekcie gospodarczego wykorzystania

wód do celów pitnych. Długookresowe zmiany jakości pierwszego od powierzchni terenu zbiornika w skałach krystalicznych pod wpływem zanieczyszczeń atmosferycznych powodowały zubożenie istniejących zasobów. Do oceny składu chemicznego wód podziemnych wykorzystano wyniki analiz chemicznych, przeprowadzonych przez autora oraz archiwalnych, wykonanych głównie w latach 90. ubiegłego wieku. Oprócz oceny podstawowych mikroskładników, określono zawartości i tło hydrogeochemiczne wybranych mikroskładników, wykorzystując podstawowe parametry statystyczne opisujące takie właściwości populacji, jak: minimum, maksimum, średnia, mediana oraz percentyle i kwartyle I i III.

Zgodnie z definicją, przez tło hydrogeochemiczne rozumie się zakres zmienności elementu lub zespołu elementów hydrochemicznych, charakterystyczny dla badanego środowiska, jednostki lub fragmentu jednostki hydrogeologicznej jednolitej pod względem hydrogeochemicznym (Macioszczyk, Dobrzyński, 2002; Dowgiałło i in., 2002). Tło jest ograniczone dolną i górną granicą wartości stężeń, poza którymi występują wartości anomalne. W niniejszej pracy przyjęto wartość tła hydrogeochemicznego jako zakres określony I kwartylem dla dolnej i III kwartylem dla górnej granicy tła. Dodatkowo rozkład stężeń poszczególnych makro- i mikroskładników wód podziemnych zobrazowano graficznie w postaci krzywych kumulacyjnych, gdzie tło ograniczone jest percentylami 16 i 84% (68% obserwacji). Podobną metodę oceny tła hydrogeochemicznego zastosowano dla projektu BASELINE (Edmunds i in., 2003; Szczepańska, Kmiecik, 2005).

Analizy podstawowego składu chemicznego wód przeprowadzono w Laboratorium Chemicznym Zakładu Hydrogeologii Podstawowej i Stosowanej Uniwersytetu Wrocławskiego, wykorzystując powszechnie stosowane metody analityczne oraz spektrofotometr DR 4000 firmy Haach. Oznaczeń mikroskładników i węgla organicznego w wodach dokonano w atestowanym Laboratorium Chemicznym Akademii Rolniczej we Wrocławiu.

Pogorszeniu się jakości wód sprzyjała znaczna **podatność** analizowanych zbiorników na zanieczyszczenia, dlatego podjęto próbę oceny tego zjawiska dla zbiorników porowo-szczelinowych. Problem ten sprowadzał się do **oceny parametrów migracji zanieczyszczeń** w pokrywach zwietrzelinowych granitów karkonoskich, należących do najbardziej rozpowszechnionego w omawianym obszarze wydzielenia litologicznego. Przeprowadzone przez autora badania wykonano na poligonach terenowych w rejonie Jakuszyce, wykorzystując znacznikową metodę oceny prędkości migracji zanieczyszczeń z wykorzystaniem jonu chlorkowego (Bury, 1995; Kleczkowski (red.), 1999). Metoda oznaczania stężeń chlorków w roztworach porowych polegała na zalaniu wodą destylowaną rozdrobionych i wysuszonych w temperaturze 105°C próbek gruntów w proporcji 1:5 i, po wytrząsaniu, odstawieniu ich na 24 godziny. Następnie oznaczano zawartość Cl^- w roztworze, uwzględniając stężenie Cl w skale i wilgotność naturalną gruntów (Herzig, 1999).

Uzupełnieniem terenowych (podstawowych) badań prędkości migracji znacznika Cl^- były badania laboratoryjne z wykorzystaniem kolumny filtracyjnej (*vide*: Nałęcki T., Nałęcki P., 1999). Zasadnicza różnica polegała na odmiennym medium skalnym poddanym badaniom. Badania polowe dotyczyły przypowierzchniowej warstwy utworów luźnych pokrywających granity, reprezentowanych przez gliniaste pokrywy stokowe, a do badań laboratoryjnych w kolumnie wykorzystano klasyczną zwietrzelinę ziarnistą, umiejscowioną w profilu pionowym pokryw bezpośrednio nad litą, spękaną skałą, a pod przemieszczonymi na stoku glinami stokowymi. Za przyjęciem do badań laboratoryjnych zwietrzeliny ziarnistej granitu przemawia kilka czynników. Po pierwsze, pomiar w niej parametrów migracji zanieczyszczeń w warunkach naturalnych byłby utrudniony ze względu na zaleganie tych partii pokryw pod trudno „przewiercalnymi” glinami stokowymi. Po drugie, przygotowanie quasi-naturalnych warunków w 2-metrowej długości kolumnie, dla bardzo słabo przepuszczalnych utworów gliniastych, byłoby kłopotliwe, a sam pomiar parametrów migracji niezmiernie długotrwały i możliwe, że nieefektywny. Do takich utworów w warunkach laboratoryjnych należałoby zastosować kolumnę przystosowaną do modelu Flux (Herzig, 1999). Takim urządzeniem autor niniejszego opracowania nie dysponował, dlatego do badań laboratoryjnych parametrów migracji wykorzystano przezroczystą, wykonaną z pleksiglasu 2-metrowej długości kolumnę o średnicy wewnętrznej 11 cm, wypełnioną piaszczysto-żwirową zwietrzeliną ziarnistą granitu na długości 1,90 m. Należy zaznaczyć, że kolumna ta została wypełniona wymienionym materiałem skalnym i poddana zagęszczeniu przez wstrząsanie kilka lat przed wykonaniem eksperymentu. Zostały więc stworzone warunki zbliżone do naturalnych. Kolumnę nasycano wodą podawaną od góry do momentu całkowitego nasycenia gruntów, a następnie, po upływie kilku dni, rozpoczęto iniekcję znacznika w postaci jonu Cl^- o stężeniu 30 g/dm^3 . W celu uzyskania korzystniejszych efektów wizualnych, w trakcie trwania pomiaru roztwór zabarwiono fluorosceiną. Zmiany stężeń znacznika w wypływającym z kolumny roztworze śledzono mierząc zarówno przewodnictwo elektryczne, jak i stężenie chlorków. Ilość iniekowanego roztworu obliczono, uwzględniając zarówno wielkość wskaźnika infiltracji dla Karkonoszy, jak i powierzchnię przekroju kolumny.

Wszystkie zastosowane metody posłużyły do stworzenia modelu hydrogeologicznego Kotliny Jeleniogórskiej, obejmującego warunki kształtowania się zasobów wód podziemnych w obniżeniu śródgórskim.

Rozdział 4. Przyrodnicze warunki kształtowania zasobów wód podziemnych

Występujące w obszarach górskich hydrogeologiczne struktury depresyjne wykazują silne zróżnicowanie. Mogą różnić się nie tylko wielkością powierzchni, formą czy też genezą, ale również:

- położeniem hipsometrycznym zarówno powierzchni terenu, jak i podłoża (fundamentu) krystalicznego,
- stopniem wypełnienia osadami zdiagenezowanymi lub luźnymi (pokrywa osadowa),
- zróżnicowaną wysokością górskiego obramowania, mogącego wykazywać budowę stopniową, z rozwiniętymi niekiedy w jego obrębie drugorzędnymi strukturami depresyjnymi.

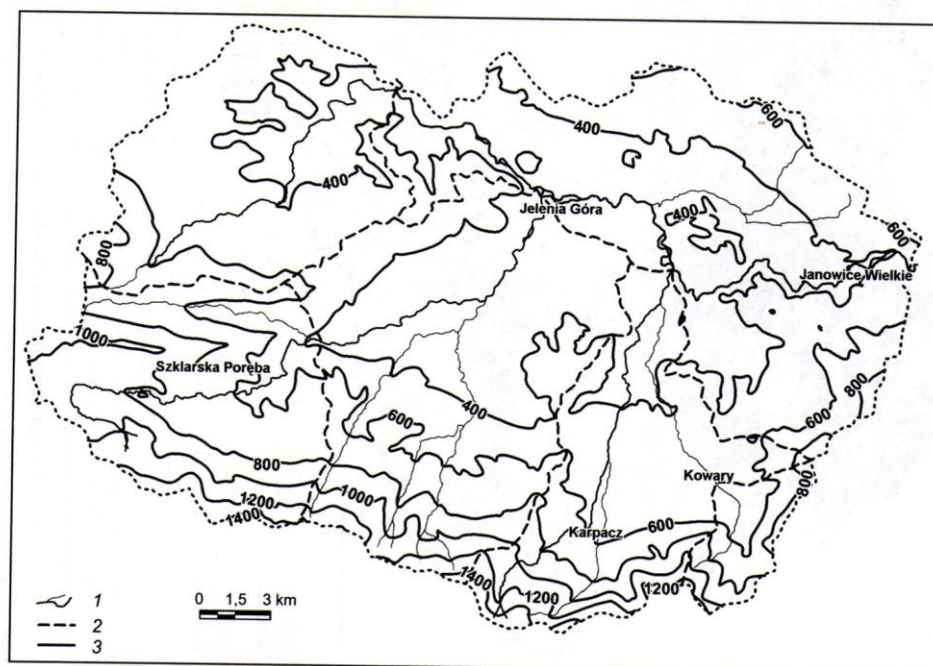
Typowe dla tego rodzaju struktur jest występowanie, często na znacznej powierzchni, łagodnie nachylonych ku dolinom rzek tarasów oraz stożków napływowych, rozciągających się na przedpolu gór. Istnieją ponadto struktury zapadliskowe zamknięte, obramowane ze wszystkich stron wyniesieniami morfologicznymi, z występującymi w ich obrębie bezodpływowymi basenami hydrogeologicznymi, oraz struktury otwarte z jednej lub nawet z dwóch stron.

Obniżenia śródgórskie są formami pełniącymi na ogół funkcję lokalnych węzłów hydrograficznych i odwadnianymi przez odcinki przełomowe rzeki głównej (Migoń, 1998).

W omawianym obszarze Sudetów największe obniżenie śródgórskie stanowi Kotlina Jeleniogórska, wypełniona niewielkiej miąższości osadami plejstocenu i holocenu, zalegającymi na podłożu granitowym. Na zachód od niej, w obrębie metamorfiku izerskiego, już poza granicami opracowania, rozciąga się obniżenie Mirska, z wyraźnym obramowaniem Gór Izerskich od południa, wypełnione płatami starszych osadów neogenu. Dalej ku zachodowi, wskutek postępującej subsydencji podłoża, osadziły się znacznej miąższości miocénskie osady obniżeń strefy żytańsko-węglinieckiej.

4.1. Ukształtowanie powierzchni terenu

Kotlina Jeleniogórska stanowi klasyczny przykład obniżenia śródgórskiego, o dnie urozmaiconym kopulastymi wzgórzami rozdzielonymi równinami nad-rzeczynami. Dno Kotliny, leżące na średniej wysokości rzędu 300–350 m n.p.m., położone jest niekiedy ponad 1000 m poniżej szczytów najwyższych pasm ob-ramowania górskiego (ryc. 3). W jej obrębie wyróżnia się kilka jednostek (mi-kroregionów) geograficznych (Walczak, 1968; Kondracki, 1994), tworzących obniżenia i wzgórza (ryc. 2). Dolinę Bobru wraz z ujściem Kamiennej obejmuje Obniżenie Jeleniej Góry. Płaskie stożki napływowe spływających z Karkonoszy rzek (Kamiennej, Wrzosówki i Łomnicy) wchodzą w obręb Obniżenia Sobieszo-wa-Cieplic i Mysłakowic. Granity budują głównie Wzgórza Łomnickie i Karp-nickie, natomiast Wzniesienia Dziwiszowskie stanowią skłon metamorficznych serii Gór Kaczawskich. Występowanie w dnie Kotliny obszarów obniżeń i wy-niesień związane jest z geochemicznym zróżnicowaniem granitu (Migoń, 1993), a rombowy zarys otaczających ją elewacji może sugerować wpływ regionalnych dyslokacji (Migoń, 1998).

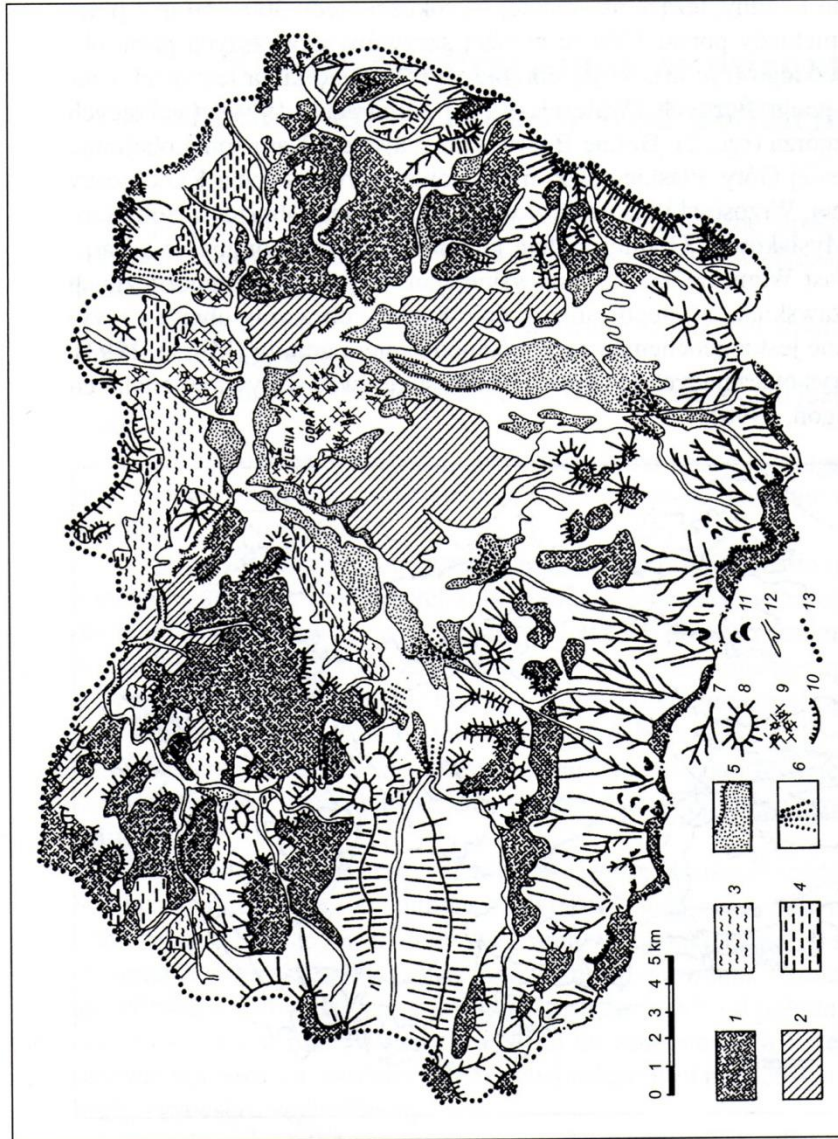


Ryc. 3. Zróżnicowanie hipsometryczne obszaru badań

1 – główne rzeki, 2 – granice zlewni hydrograficznych, 3 – poziomice

Fig. 3. Hypsometry of the study area

1 – main rivers, 2 – catchments boundaries, 3 – contour lines



Ryc. 4. Szkic geomorfologiczny (wg Szponar, Piasecki, 1989; zmienione)

1 – powierzchnie zrównania o zróżnicowanych wysokościach od około 400 do ponad 1200 m n.p.m., 2 – powierzchnie cokołów skalnych, 3 – wysoczyzny plejstocenyjskie zbudowane z glin morenowych, piasków i żwirów fluwio-glacialnych, 4 – plejstocenyjskie pokrywy stokowe, 5 – terasy i ich krawędzie, 6 – stożki napływowe, 7 – grzbiety, 8 – izolowane wzgórza, 9 – skałki, 10 – kotły polodowcowe i nisze młwalne, 11 – wały moren czołowych lodowców górskich, 12 – dna i koryta rzeczne, 13 – granica obszaru opracowania

Fig. 4. Geomorphological sketch-map (according to Szponar, Piasecki, 1989; changed)

1 – planation surfaces of different altitudes, from 400 to above 1200 m a.s.l., 2 – socle levels, 3 – Pleistocene elevated areas built of moraine clays and fluvio-glacial sands and gravels, 4 – Pleistocene slope weathering mantle, 5 – terraces with their escarpments, 6 – alluvial fans, 7 – ridges, 8 – inselbergs, 9 – tors, 10 – glacial cirques and perennial snow patches, 11 – terminal moraine ridges of mountain glaciers, 12 – river beds, 13 – limits of the study area

Geneza obniżeń śródgórskich może mieć charakter tektoniczny, erozyjny lub być połączeniem obu tych czynników. Problem genezy Kotliny Jeleniogórskiej był przedmiotem dyskusji poczynawszy od połowy XIX wieku, w których wykazywano erozyjne lub tektoniczne jej pochodzenie (za Czerwińskim, 1985). W tym przypadku stwierdza się zgodność południowego (uskok brzeżny Karkonoszy) i północnego (uskok śródsudecki) obramowania Kotliny z regionalnymi kierunkami tektonicznymi, natomiast rzeźba obramowań może nawet w całości mieć charakter denudacyjny (Migoń, 1998). Wyłącznie tektonicznej genezie zaprzecza brak nagromadzonych w kotlinie dużych ilości osadów, pochodzących z otaczających ją wyżej położonych obszarów.

W rzeźbie pasm górskich okalających Kotlinę wyraźnie zaznaczają się strefy zrównań grzbietowych i stokowych, występujące na różnych poziomach od około 400 w paśmie Pogórza Izerskiego do prawie 1400 m n.p.m. w Grzbiecie Głównym Karkonoszy (ryc. 3, 4). Grzbiety rzadko wykazują charakter ostrej rzeźby wysokogórskiej – są raczej kopulaste lub połogie. Bardzo wyraźnym elementem rzeźby w karkonoskiej części obszaru są kotły (cyrki) polodowcowe i nisze nivalne, potęgujące drenaż wody z najwyższych partii obszaru. Silne rozcięcie erozyjne dolinami rzecznyymi powoduje intensywny drenaż wód podziemnych w kierunku Kotliny, do doliny Bobru. Przeważają południkowe, z odchyleniem ku NE, i – rzadziej – prawie równoleżnikowe kierunki przebiegu dolin rzecznych, często o założeniach tektonicznych.

Typowe dla wierzchwinowych części Karkonoszy są rumowiska skalne o charakterze gołoborzy. Oprócz form erozyjnych w obrazie morfologicznym obszaru widoczne są także formy akumulacyjne o charakterze teras rzecznych i stożków napływowych. Zbudowane z materiału piaszczysto-żwirowego terasy występują w Kotlinie, wzdłuż dolin głównych rzek obszaru, tj. Kamiennej, Łomnicy i Bobru. Stożki napływowe, często rozmyte, układają się głównie wzdłuż południowej i zachodniej krawędzi Kotliny.

Podstawowymi parametrami morfometrycznymi i fizyczno-geograficznymi głównych zlewni cząstkowych obszaru, wpływającymi na wielkość drenażu, są gęstość sieci rzecznej D , całkowita długość cieków stałych ΣL oraz nachylenie terenu (tab. 1). Takie parametry, jak powierzchnia A i szerokość zlewni B , deniwelacje terenu ΔH oraz głębokość wcięcia potoków kształtują głównie odpływ podstawowy (Zecharias, Brutsaert, 1988a, b). Gęstość sieci rzecznej zmienia się średnio w przedziale od 1,2 do prawie 3,6 km/km² (tab. 1), jednak w niektórych partiach Karkonoszy i Gór Izerskich może lokalnie osiągać znacznie wyższe wartości, dochodzące do 9 km/km² (Marszałek, 1996a).

Istotne znaczenie w kształtowaniu stosunków wilgotnościowych obszaru ma obecność szaty roślinnej. Wartości wskaźnika lesistości α , określającego stosunek powierzchni zalesionej do całkowitej powierzchni zlewni, wykazują dla wybranych zlewni cząstkowych i różnicowych znaczny rozrzut wartości. Najsilniejsze zalesienie wykazuje południowa – karkonoska część omawianego obszaru,

Tabela 1. Parametry morfometryczne głównych zlewni cząstkowych
Table 1. Morphometric parameters (features) of main subcatchments

Rzeka (przekrój)	A km ²	L km	B = A/L		H _{max} m n.p.m.	H _{min} m	ΔH m	H _{sr} m	I _z %	Wysokość położenia		ΣL km	D m/km ²	I _d %	α
										obszar źródłowy	ujście				
Kamienica	113,9	21	5,4		973	287	686	630	64,3	870	287	270	2371	28,2	0,27
Kamienna	274,3	33	8,3		1509	325	1184	917	71,5	1125	325	533,5	1945	24,8	0,61
Kamienna (Jakuszyce)	6,0	3,7	1,6		1219	850	369	1034	148,2	1125	850	15,1	2508	76,4	
Kamienna (Piechowice)	99,2	18,7	5,3		1509	384	1125	946	112,9	1125	384	309,5	3133	41,2	0,75
Wrzosówka	96	14,0	6,9		1489	337	1152	913	117,6	1228	337	258	2687	65,5	0,62
Kamienna (od Piechowic do ujścia)	175,1	14,4	12,2		698	325	373	511	28,2	384	325	224	1279	4,1	0,25
Łomnica	118	20,5	5,8		1602	347	1255	974	115,6	1407	347	279	2364	53,0	0,54
Jedlica	55,7	16,0	3,5		1281	353	928	817	124,4	1030	353	123,2	2212	42,8	0,53
Jedlica (Kowary)	13,3	6,7	2,0		1281	452	829	866	230,3	1030	452	16,7	1256	88,9	0,71
Karpnicki Potok	36,7	9,9	3,7		945	350	595	647	97,5	840	350	131,5	3583	51,0	0,52
Radomierka	43,7	9,5	4,6		724	340	384	532	58,1	490	340	137	3135	16,0	0,25

L – długość zlewni, H_{max}, H_{min} – maksymalna i minimalna wysokość zlewni, H_{sr} – średnia wysokość zlewni, I_z – spadek zlewni I_z = ΔH/A^{1/2}, I_d – spadek doliny rzecznej, pozostałe objaśnienia w tekście

L – catchments length, H_{max}, H_{min} – the highest and the lowest altitude of a catchment, H_{sr} – mean altitude of a catchment, I_z – slope of a catchment I_z = ΔH/A^{1/2}, I_d – slope of a river valley, other explanations in text

gdzie w górnej części zlewni Kamiennej zalesienie obejmuje 75% obszaru (tab. 1). W centralnych i północnych częściach obszaru zalesienie jest niskie i rzadko przekracza 25%. Określony dla całego obszaru wskaźnik lesistości α wynosi 0,48.

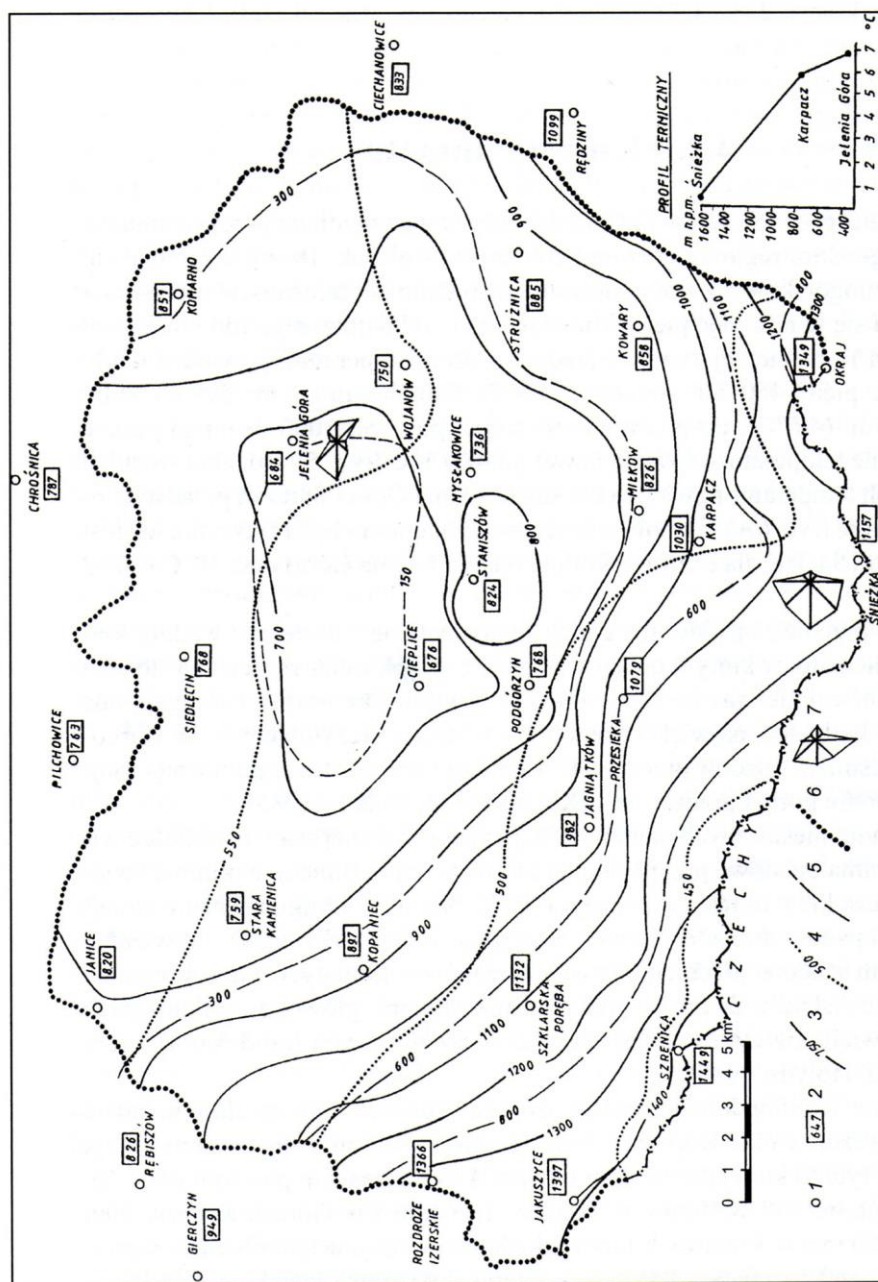
4.2. Elementy klimatu

Omawiana część Sudetów Zachodnich leży w wydzielonym przez Schmucka tzw. jeleniogórskim regionie pluwiometrycznym (Walczak, 1968), obejmującym Kotlinę Jeleniogórską wraz z obramowaniem górskim. W zależności od hipsometrii wydziela się w nim pięć pięter klimatycznych: od najniższego (do wysokości 450 m n.p.m.) i najcieplejszego, ze średnią roczną temperaturą powietrza około 7°C, poprzez piętra 450–600 m n.p.m. (6,5°C), 600–800 m n.p.m. (5,5°C), 800–1000 m n.p.m. (4,5°C), do piętra najwyższego, powyżej 1000 m n.p.m., gdzie średnie roczne temperatury spadają nawet poniżej 1°C (ryc. 5). Rozkład średnich miesięcznych temperatur powietrza dla stacji Jelenia Góra i Śnieżka przedstawiono na diagramie (ryc. 6A). Średnia miesięczna temperatura lipca i stycznia wynosi odpowiednio 16 i 3°C dla centrum Kotliny (stacja Jelenia Góra) oraz 10°C i –7°C dla Śnieżki.

Roczny przebieg opadów ma cechy kontynentalne i następuje według klasycznego schematu, w którym opady wzrastają z wysokością, szybciej na stokach dowietrznych, wolniej zaś na zawietrznych. Najmniejsze wartości osiągają one w dolinach i kotlinach, największe natomiast w strefie szczytowej gór. W Karkonoszach maksimum opadów przesunięte jest na zawietrzną stronę północną i znajduje się w strefie górnej granicy lasu (Kwiatkowski, Hołdys, 1985).

Z rozkładu miesięcznych opadów w najwyższej położonej stacji na Śnieżce widać, że maksima opadowe przypadają na miesiące letnie (lipiec), a minima związane są z początkiem okresu jesiennego (IX–X; ryc. 6 B). Drugi, znacznie mniejszy, wzrost opadów atmosferycznych występuje jesienią (listopad). Potwierdza to tym samym schemat przebiegu rocznych opadów w klimatycznym subregionie karkonosko-izerskim z dwoma wyraźnymi maksimami: głównym w miesiącach letnich i niewiele niższym w miesiącach jesienno-zimowych (grudzień–styczeń; Kwiatkowski, Hołdys, 1985).

W rejonie Kotliny Jeleniogórskiej izolinie rocznych sum opadów układają się koncentrycznie wokół Kotliny, rosnąc od około 680 mm w jej centrum (stacja Cieplice Śl.; ryc. 5) ku jej peryferiom i wyżej, ku otaczającym pasmom górskim, gdzie osiągają od 750–850 mm na Pogórzu Izerskim i w Górach Kaczawskich do ponad 1000 mm w Rudawach Janowickich. Najwyższe w tym obszarze wartości opadów, przekraczające 1300 mm, występują w Górach Izerskich i Karkonoszach. Układ izohiet wyraźnie nawiązuje do hipsometrii, stąd ścisła jest zależność wielkości opadów od wysokości terenu (ryc. 7).

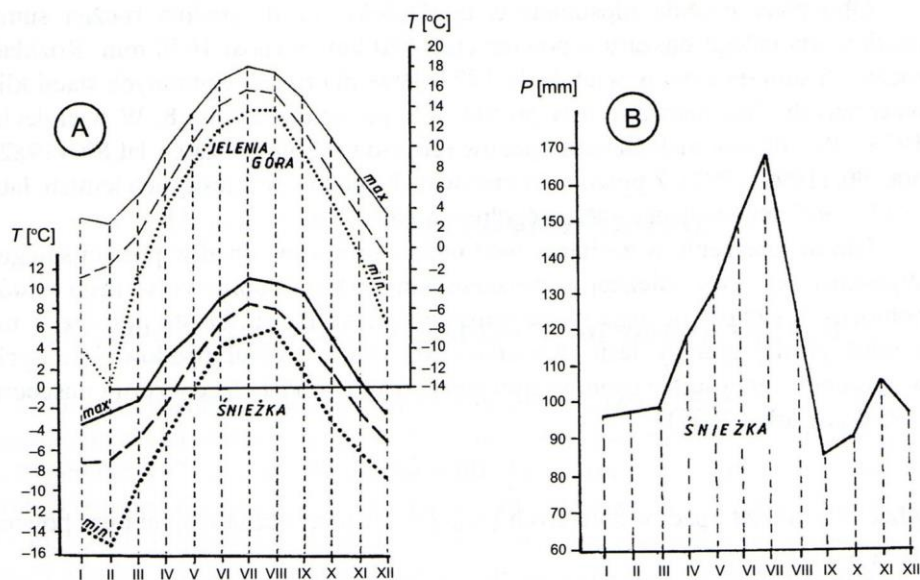


Ryc. 5. Rozkład opadów atmosferycznych i parowania w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej

1 – stacje opadowe, 2 – średnia suma opadu z wieloletnia 1974–1998, 3 – izolinie parowania E [mm/a], 4 – izolinie parowania E [mm/a] z okresu 1970–1979 (wg Maryon i in., 1989), 5 – izolinie potencjalnego zasilania wód podziemnych ($P-E$), 6 – granica obszaru opracowania, 7 – kierunkowe różnice wiatru z okresu 1966–1985 (Lorenc, 1997)

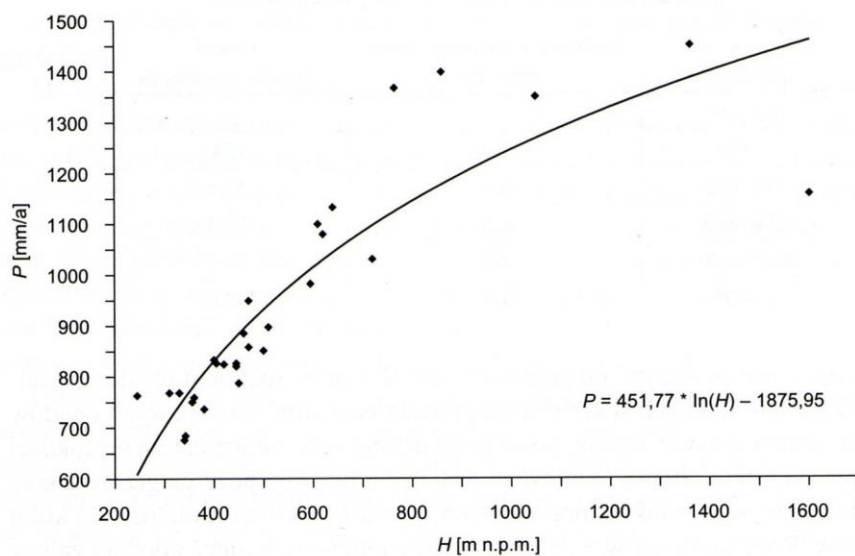
Fig. 5. Spatial distribution of precipitation and evaporation in Jelenia Góra Basin region

1 – measurements points, 2 – mean value of precipitation in the period of 1974–1998, 3 – isolines of evaporation E [mm/a], 4 – isolines of evaporation E [mm/a] in the period of 1970–1979 (acc. to Maryon et al., 1989), 5 – isolines of potential recharge of groundwater ($P-E$), 6 – limits of the study area, 7 – winds directions in the period of 1966–1985 (acc. to Lorenc, 1997)



Ryc. 6. Rozkład średnich miesięcznych temperatur powietrza (A) i opadów atmosferycznych (B) z okresu 1951–1980 w wybranych stacjach klimatycznych (wg Piaseckiego, 1997; Bac-Bronowicz, 1997)

Fig. 6. Distribution of mean monthly air temperature (A) and precipitation (B) values in the period of 1951–1980 in selected climatic stations (according to Piasecki, 1997 and Bac-Bronowicz, 1997)



Ryc. 7. Zależność opadów atmosferycznych P od wysokości położenia stacji opadowych H zlokalizowanych na obszarze badań

Fig. 7. Precipitation P value on the altitude H of measurements points located in the study area

Obliczona metodą hipsometryczną (Dębski, 1970) średnia roczna suma opadów dla całego obszaru o powierzchni 680 km² wynosi 1078 mm. Rozkład rocznych sum opadów w wieloleciu 1974–1998 dla trzech wybranych stacji klimatycznych zlokalizowanych w profilu S–N prezentuje rycina 8. W wieloleciu 1974–1998 okresy niskich sum opadów rejestrowano na początku lat 80. (1982) oraz 90. (1990, 1992). Z powodu intensywnych opadów w miesiącach letnich, lata 1977 i 1997 można uznać za szczególnie mokre.

Istotne znaczenie w zasilaniu wód podziemnych ma opad w postaci śniegu. Wysokość pokrywy śnieżnej w obszarze Karkonoszy stopniowo wzrasta w dół północnych stoków i osiąga swoje maksymalne wielkości, często powyżej 2 m, wzdłuż górnej granicy lasu (Kwiatkowski, 1985). Udział opadów śnieżnych w ogólnej rocznej sumie opadów atmosferycznych obliczono ze wzoru Lauschera (1954, za Tarką, 1997):

$$L = 50 - 5T,$$

gdzie: L – udział opadów śnieżnych [%], T – średnia roczna temperatura powietrza [°C].

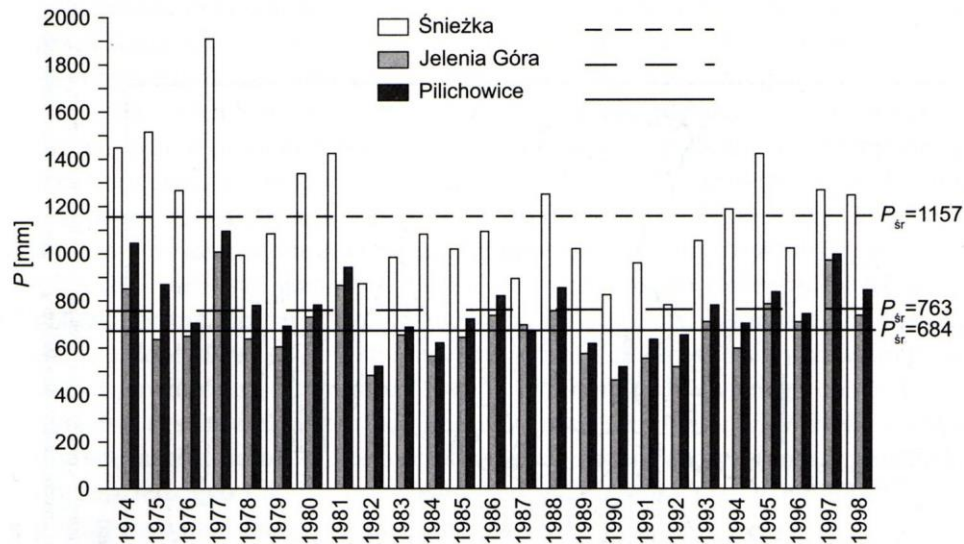
Największy udział opadów śnieżnych, dochodzący do 45% ogólnej sumy opadu, mają grzbietowe partie Karkonoszy, najmniejszy natomiast (około 15%) obszar centralny Kotliny Jeleniogórskiej, ze średnią temperaturą powietrza wynoszącą 7°C (tab. 2).

Tabela 2. Udział opadów śnieżnych w rocznej sumie opadów

Table 2. Participation of snow in yearly precipitations

Wysokość położenia	Średnia roczna temperatura powietrza	Udział opadów śnieżnych
m n.p.m.	°C	%
< 450	7,0	15,0
450–600	6,5	17,5
600–800	5,5	22,5
800–1000	4,5	27,5
> 1000	1,0	45,0

Istnieje wiele odstępstw od podanych tu schematów rozkładu opadów. Praktycznie w całych Sudetach stwierdza się przesunięcie stref największych opadów na stronę zawietrzną oraz rejony, gdzie opad maleje wraz ze wzrostem wysokości (Kwiatkowski, 1978, 1984). Wielość przesunięcia opadów poza oś grzbietu górskiego, zależnie od warunków pogodowych, wynosi od kilkuset metrów do kilku kilometrów. Rozkład opadów wzdłuż stoku zawietrznego bariery górskiej zależy głównie od morfologii terenu. Przebiegające prawie równoleżnikowo lub w kierunku NNW–SSE pasma Karkonoszy i Gór Izerskich stanowią główną barierę dla



Ryc. 8. Rozkład zmienności opadów atmosferycznych dla okresu 1974–1998 w wybranych stacjach w przekroju południe–północ

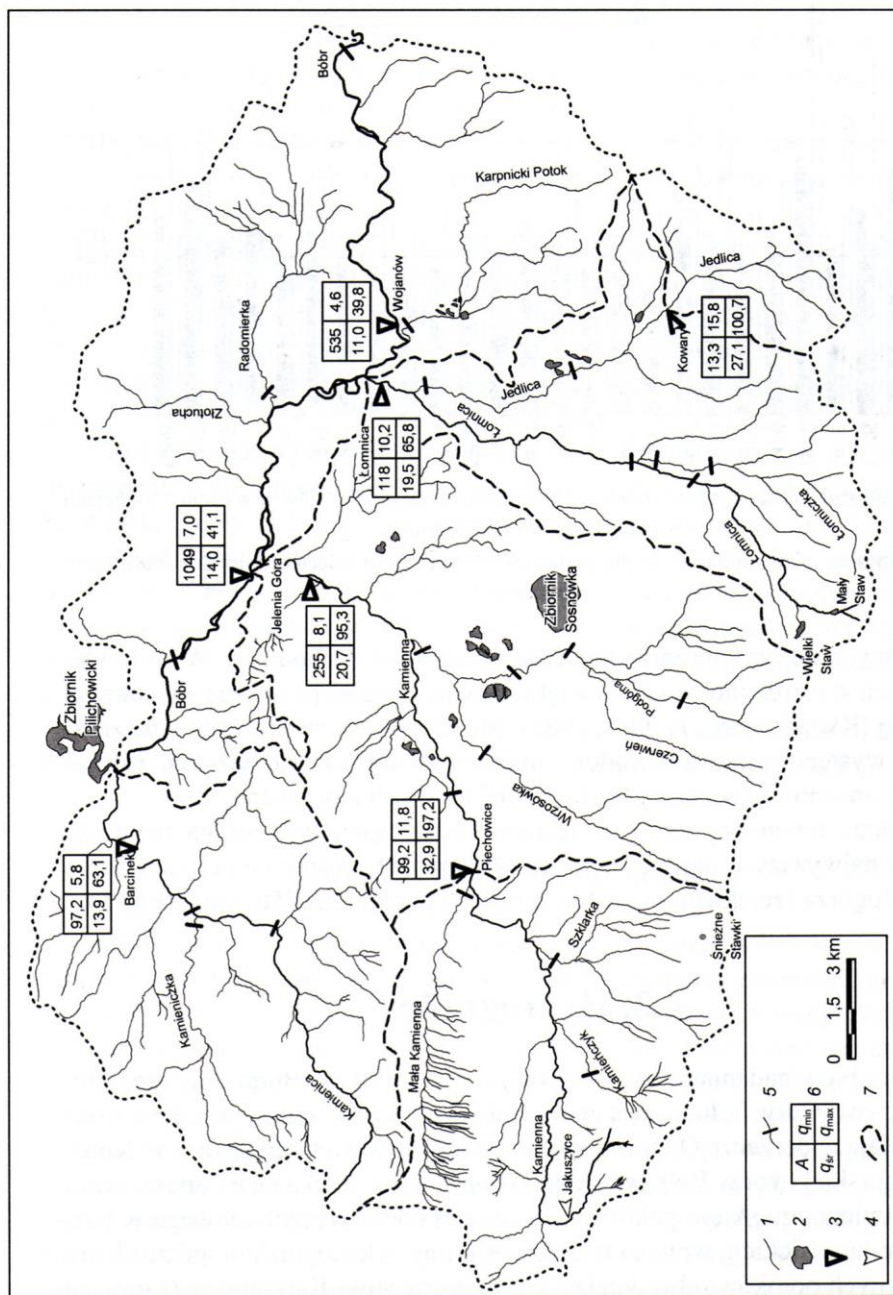
Fig. 8. Distribution of precipitation in the period of 1974–1998 in selected points of south-north direction

przeważających na tym obszarze wiatrów południowo-zachodnich. W tych właśnie pasmach stwierdzono wyraźnie większe ilości opadów po stronie zawietrznej – północnej (Kwiatkowski, Hołdys, 1985). Może to mieć istotny wpływ na zróżnicowanie występowania stref wodonośnych w utworach krystalicznych, przejawiające się obecnością większej liczby źródeł na stokach północnych.

Parowanie terenowe, ściśle uzależnione od temperatury, osiąga najniższe wartości w najwyższych partiach obszaru (450 mm/a) i rośnie ku północy, gdzie w rejonie Pogórza Izerskiego i Gór Kaczawskich przekracza 550 mm/a (ryc. 5).

4.3. Hydrografia

Obszar objęty badaniami leży w górnej części dorzecza Bobru, będącego lewym dopływem Odry. Południową granicę obszaru stanowi europejski dział wodny, rozdzielający dorzecze Odry od dorzecza Łaby. System hydrograficzny Kotliny Jeleniogórskiej tworzy Bóbr wraz z jego dopływami. Rzeka ta, po opuszczeniu Kotliny Kamiennogórskiej i pokonaniu wąskiego odcinka przełomowego w paśmie Rudaw Janowickich, wpływa w obszar Kotliny Jeleniogórskiej, gdzie zbiera wody głównych potoków odwadniających północne stoki Karkonoszy (Łomnica i Kamienna) oraz innych pasm górskich otaczających Kotlinę. Zachodnia część Rudaw Janowickich odwadniana jest głównie przez Karpnicki Potok i Jedlicę,



Ryc. 9. Mapa hydrograficzna obszaru badań

1 – ciek powierzchniowy, 2 – zbiorniki stojące, 3 – postęrniki wodowskazowe IMGW, 4 – odpływ rzeczny minimalny [l/s km^2], q_{sr} – odpływ rzeczny średni [l/s km^2], q_{max} – odpływ rzeczny maksymalny [l/s km^2], 7 – granica zlewni hydrograficznych

Fig. 9. Hydrographic map of the study area

1 – rivers, 2 – lakes, 3 – own gauging section, 4 – own gauging section, 5 – points of periodical stream gauging, 6 – A – catchment area in [km^2], q_{min} – the lowest total runoff in [l/s km^2], q_{sr} – mean total runoff in [l/s km^2], q_{max} – the highest total runoff in [l/s km^2], 7 – catchments boundaries

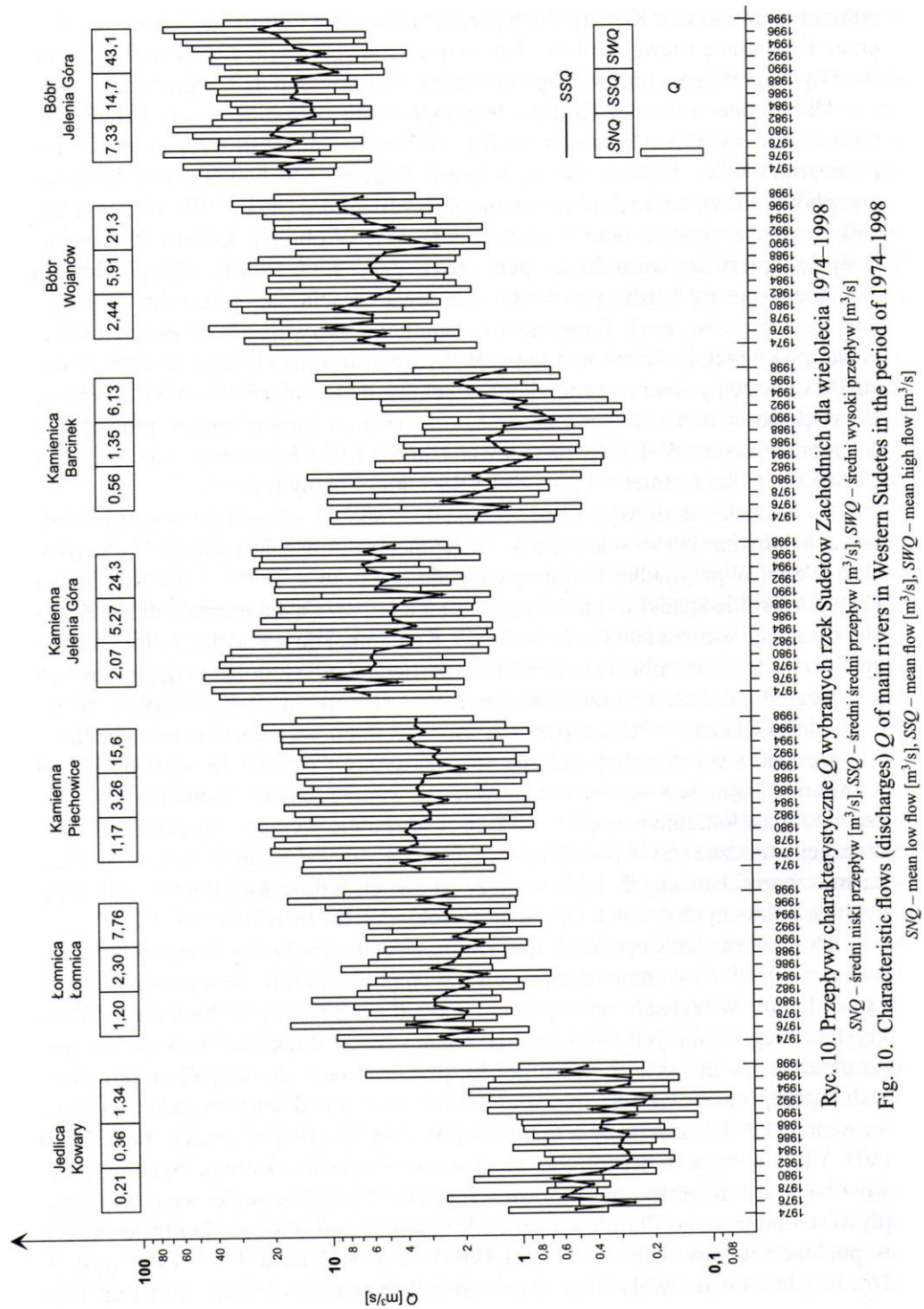
południowe stoki Gór Kaczawskich przez Radomierkę i Złotuchę, a Góry Izerskie przez Kamienicę i lewe dopływy Kamiennej, głównie Małą Kamienną. Schemat sieci hydrograficznej omawianego obszaru przedstawiono na rycinie 9.

Układ sieci rzecznej Kotliny Jeleniogórskiej, podobnie jak w całych Sudetach, jest wynikiem ewolucji rzeźby zarówno w późnym trzeciorzędzie, jak i czwartorzędzie. Typowy dla hydrografii Sudetów Zachodnich jest kierunek przepływu głównych rzek obniżeniami śródgóorskimi z SE ku NW, istnienie odcinków przełomowych oraz asymetria dorzeczy. W obrębie Kotliny Jeleniogórskiej dwa pierwsze warunki są spełnione w przypadku Bobru, którego zlewnia charakteryzuje się bardziej rozbudowaną lewą częścią, natomiast dla dwu jego dużych dopływów, czyli Kamiennej i Łomnicy, obserwuje się przewagę prawej części powierzchni zlewni nad lewą. W hydrografii omawianego obszaru dominują dwa systemy sieci rzecznej: konsekwentny, o kierunku SSW–NNE – typowy dla większości potoków karkonoskich, oraz system subsekwentny, prostopadły do poprzedniego (W–E), reprezentowany przez Małą Kamienną oraz fragment górnego odcinka Kamiennej powyżej Szklarskiej Poręby (ryc. 9).

Karkonoskie dopływy Bobru cechują duże spadki, osiągające w górnych odcinkach dolin bardzo wysokie spadki względne, przekraczające często 100‰ (Komar, 1985). W przypadku Łomnicy osiągają one prawie 299‰, a dla Kamiennej 172‰. Wysokie spadki dolin w części górskiej obniżają się gwałtownie w Kotlinie, osiągając wartości od około 3,3‰ dla Kamiennej do 4,8‰ dla doliny Łomnicy. Sprzyja to tworzeniu się w brzeźnych partiach Kotliny stożków napływowych – szczególnie dobrze wykształcone obserwuje się u podnóża Karkonoszy. Większość dolin rzecznych Karkonoszy czy Gór Izerskich ma założenia tektoniczne.

Gęstość sieci rzecznej zmienia się w szerokim przedziale od 0 do ponad 8 km/km². Najniższe wartości obserwuje się wzdłuż działów wodnych, najwyższe natomiast lokalnie w części górskiej. Szczególnie wyraźne zagęszczenie sieci rzecznej widoczne jest w południowej części zlewni Małej Kamiennej, drenującej pasmo zhornfelsowanych łupków łyszczykowych Szklarskiej Poręby, zalegających na północnych stokach Grzbietu Wysokiego Gór Izerskich (ryc. 9).

Wysokie zasilanie opadowe, długi okres zalegania pokrywy śnieżnej i związane z tym wysokie zasilanie roztopowe sprzyjają formowaniu się wysokich stanów i przepływów w rzekach. Sprzyja temu także wykształcenie litologiczne podłoża krystalicznego o słabych własnościach retencyjnych. Większość rzek omawianego obszaru ma charakter typowo górski, przejawiający się dużymi amplitudami wahań przepływów. Główne maksima przepływów w rzekach przypadają na okres wiosenny (IV–V), związany z tajaniem pokrywy śnieżnej w górach, oraz latem (VII–VIII), w wyniku długotrwałych opadów. Wielkości ekstremalnych przepływów wielokrotnie przekraczają wartości średnie. Charakterystykę wielkości przepływów opracowano dla głównych rzek omawianego obszaru, kontrolowanych w punktach wodowskazowych sieci IMGW dla wielolecia 1974–1998 (ryc. 9, 10). Pomiary obejmowały Bóbr w przekrojach Wojanów i Jelenia Góra oraz jego

Ryc. 10. Przepływy charakterystyczne Q wybranych rzek Sudetów Zachodnich dla wielolecia 1974–1998

SNQ – średni niski przepływ [m³/s], SSQ – średni przepływ [m³/s], SWQ – średni wysoki przepływ [m³/s]

Fig. 10. Characteristic flows (discharges) Q of main rivers in Western Sudetes in the period of 1974–1998

SNQ – mean low flow [m³/s], SSQ – mean flow [m³/s], SWQ – mean high flow [m³/s]

większe lewostronne dopływy: Kamienicę, Kamienną i Łomnicę wraz z Jedlicą. Dla potoku Jedlica, kontrolowanego w przekroju Kowary, analizie poddano okres 1975–1998.

Najwyższe wielkości średnich przepływów wykazują rzeki typowo górskie, odwadniające najwyżej położone obszary o wysokim zasilaniu opadowym. Średnie natężenie przepływu Kamiennej w przekroju Jelenia Góra, wynoszące $5,27 \text{ m}^3/\text{s}$, jest niewiele niższe od przepływu Bobru w Wojanowie, gdzie wynosi ono $5,91 \text{ m}^3/\text{s}$ (ryc. 10). Uwidacznia się to bardziej przy przeliczeniu wartości średnich przepływów na moduły odpływu całkowitego. Dla Kamiennej w przekroju Piechowice średnia z wielolecia 1974–1998 wartość modułu odpływu całkowitego wynosi prawie 33 l/s km^2 , a dla górnej części zlewni Jedlicy ponad 27 l/s km^2 (ryc. 10).

Najwyższe w analizowanym okresie 25-lecia przepływy z roku 1977 oraz 1997 spowodowały stan powodziowy, natomiast ekstremalnie niskie stany notowano w większości analizowanych zlewni cząstkowych w 1990 (ryc. 10) oraz w sierpniu 2003 roku.

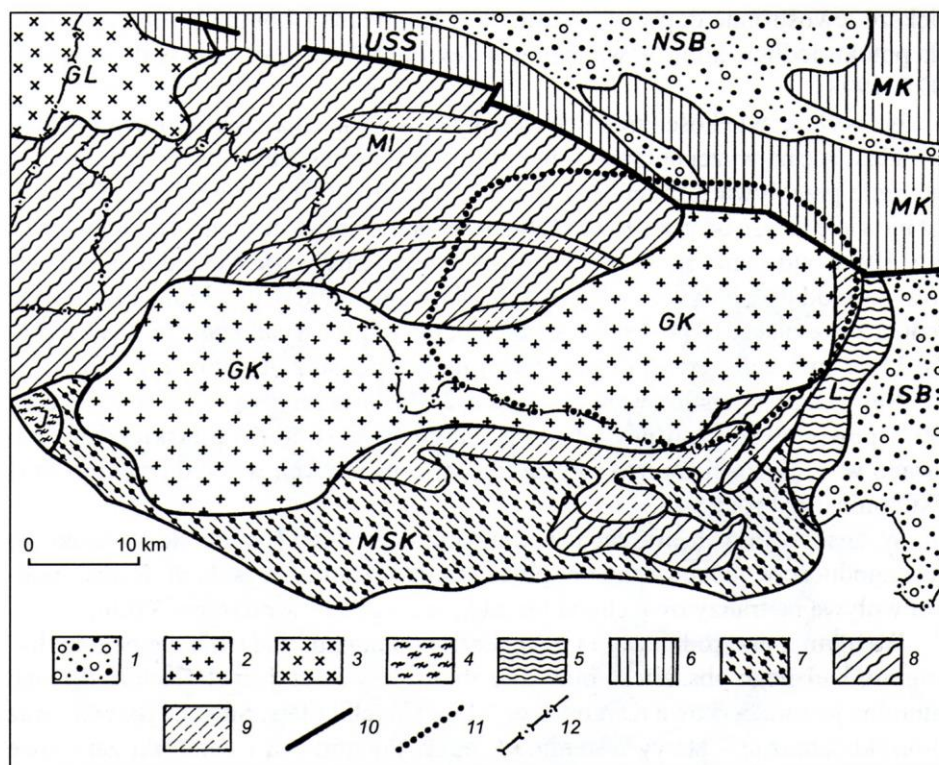
W analizowanych profilach wodowskazowych uwidacznia się stosunkowo duża zgodność w jednoczasowym pojawianiu się stanów wysokich. Rodzaj podłoża wpływa na tranzytowy charakter rzek, szczególnie w obszarze Kotliny.

Ważnym z przyrodniczego i gospodarczego punktu widzenia elementem hydrografii badanego obszaru są nieliczne zbiorniki wód stojących. Należą do nich naturalne jeziora cyrkowe Karkonoszy (Mały i Wielki Staw, Śnieżne Stawki) oraz zbiorniki sztuczne – stawy w rejonie Cieplic–Podgórzyna i zbiorniki zaporowe – „Sosnówka” i „Jezioro Pilichowickie” (ryc. 9).

Silne zróżnicowanie morfologiczne pasm górskich sprzyja istnieniu znacznej ilości naturalnych wypływów wód podziemnych w postaci młak, wycieków i typowych źródeł, omówionych w dalszej części pracy.

4.4. Budowa geologiczna

Historia badań geologicznych Sudetów Zachodnich jest bardzo długa, sięga bowiem początków XX wieku. Omawianie istniejącej obszernej literatury przedmiotu wykracza poza ramy niniejszej pracy. Szczegółowe informacje i literaturę tematu znaleźć można w wielu opracowaniach. Wyniki badań geologicznych z pierwszej połowy XX wieku znaleźć można m.in. w pracach Ahrensa (1926), Berga (1919, 1923, 1925, 1935, 1940) czy Cloosa (1925), natomiast w okresie powojennym geologia Sudetów Zachodnich była przedmiotem zainteresowań Oberca (1961, 1965, 1967, 1972, 1975), Oberc-Dziedzic (1985, 1988), Mierzejewskiego (1966, 1967, 1973, 1977, 1980, 1985, 1986, 1995, 2005), Mierzejewskiego i Oberc-Dziedzic (1990), Szałamachów (Szałamacha J., 1956, 1957, 1968, 1969, 1970, 1971, 1974, 1978; Szałamacha M., 1957, 1964, 1971; Szałamacha J., Szałamacha M., 1968, 1971, 1973, 1990, 1993), Żaby (1984a, b), Mazura (1995,



Ryc. 11. Położenie obszaru badań na tle głównych jednostek geologicznych Sudetów Zachodnich (wykorzystano: Kozdrój i in., 2001; Mazur, 2003; zmienione)

1 – utwory klastyczne i wulkanity niecki śródsudeckiej (ISB) i północnosudeckiej (NSB) wieku karbon górny–kreda górna, 2 – granit Karkonoszy (GK) – górny karbon, 3 – kadomskie (proterozoik–kambr) granodiority łuzyckie (GL), 4 – skały metaosadowe jednostki Ještědu (J) wieku dewon–karbon, 5 – ordowickie metabazyty i gnejsy jednostki Leszczyńca (L), 6 – metamorfik kaczawski (MK), 7 – metabazyty i fylity jednostki południowych Karkonoszy (MSK), 8 – staropaleozoiczne (ordowik) gnejsy metamorfiku izerskiego (MI), 9 – łupki łyszczykowe metamorfiku izerskiego (proterozoik), 10 – uskoc śródsudecki (USS), 11 – granica opracowania, 12 – granica państwa

Fig. 11. Location of the study area in relation to the main geological units of Western Sudetes (geological division after: Kozdrój et al., 2001; Mazur, 2003; changed)

1 – sedimentary-volcanic succession of Intra-Sudetic basin (ISB) and North-Sudetic basin (NSB) of Upper Carboniferous – Upper Cretaceous age, 2 – Karkonosze granites (Upper Carboniferous), 3 – Cadomian Lausitz granodiorites (GL – Proterozoic – Cambrian), 4 – metasedimentary rocks of Ještěd unit (J) of Devonian – Carboniferous age, 5 – Ordovician gneisses and other metamorphic rocks of Leszczyńiec unit (L), 6 – metamorphic rocks of Kaczawa unit (MK), 7 – metabasites and phyllites of the South Karkonosze unit (MSK), 8 – Ordovician gneisses of Izera unit (MI), 9 – mica schists of Izera unit (Proterozoic), 10 – intrasudetic fault (USS), 11 – limits of the study area, 12 – country border

1998, 2003) oraz Mazura i Aleksandrowskiego (2001). Znaczną część cytowanych prac zajmują opracowania kartograficzne. Najnowsze informacje dotyczące budowy geologicznej tej części Sudetów zawiera praca zbiorowa pod redakcją Ciężkowskiego, Wojewody i Żelaźniewicza (2003).

W budowie geologicznej omawianego obszaru widoczna jest wyraźna dwudzielnosc, przejawiajaca sie w wystepowaniu proterozoiczno-paleozoicznego

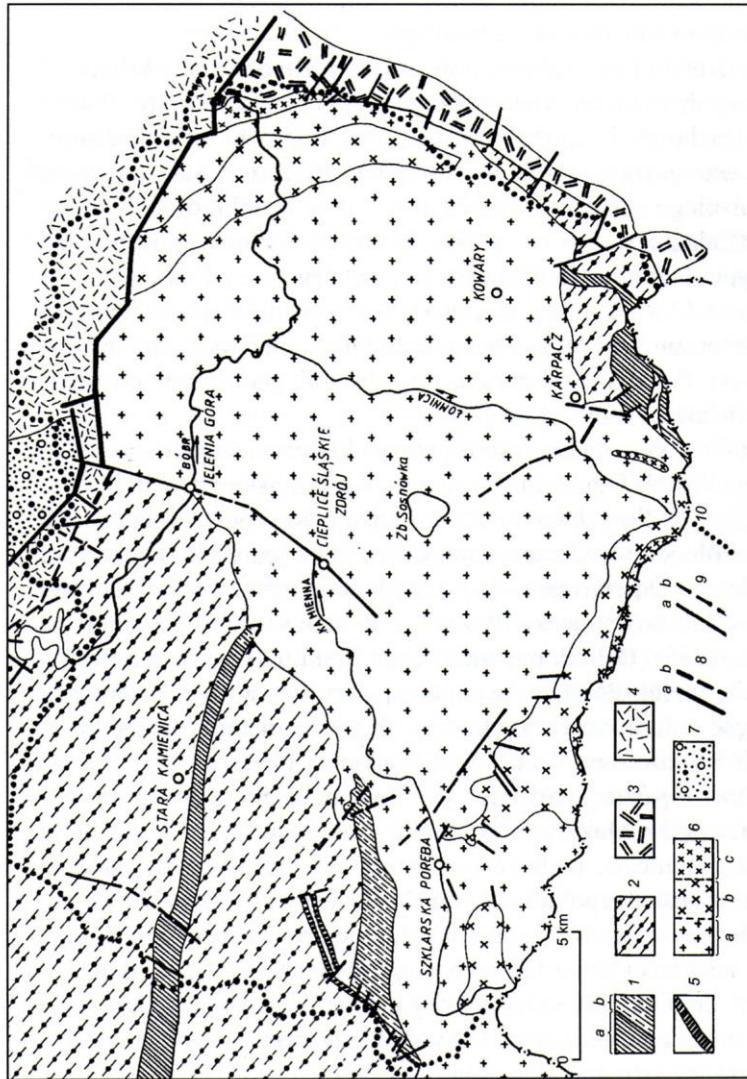
podłoża krystalicznego i zalegających na nim niewielkiej miąższości utworów pokrywowych wieku plejstoceno-holoceno.

Obszar badań położony jest w zdecydowanej większości w obrębie największej jednostki tektonicznej Sudetów Zachodnich, jaką jest blok karkonosko-izerski. Północno-wschodnia granica obszaru nachodzi fragmentarycznie na część jednostki kaczawskiej, głównie w obrębie metamorfiku kaczawskiego. Całość stanowi północne obramowanie masywu czeskiego.

Blok karkonosko-izerski jest strukturą poligeniczną, zbudowaną z kilku elementów litotektonicznych różnego wieku i genezy (Żelaźniewicz i in., 2003). Jako część Sudetów Zachodnich stanowi on wschodni fragment strefy saksoturynskiej w obrębie warsycydów środkowoeuropejskich. Terran Saksoturynii, jako część armorykańskiego zespołu terranów, powstał w wyniku ordowickiego rozpadu Gondwany (Żelaźniewicz i in., 2003). Traktując Sudety jako przykład obszaru o budowie typu kolażu tektonicznego, składającego się z kilku terranów tektonostratygraficznych (Aleksandrowski, 2003), w ich zachodniej części można wyróżnić następujące terrany: łuzyczko-izerski, południowych i wschodnich Karkonoszy oraz kaczawski. Położenie obszaru na tle jednostek geologicznych Sudetów Zachodnich przedstawia rycina 11.

Blok karkonosko-izerski stanowi zespół jednostek tektonicznych zbudowanych z różnowiekowych skał. Jego centrum tworzy warwicyjska intruzja granitu Karkonoszy, obejmująca Kotlinę Jeleniogórską i pasmo Karkonoszy na zachód od Śnieżki (ryc. 12). Północno-wschodni kontakt granitu z jednostką kaczawską ma charakter tektoniczny. Od staropaleozoicznych serii metamorfiku kaczawskiego oddziela go uskoki śródsudecki. Pozostałe kontakty mają charakter intruzyjny (Borkowska, 1966). Osłona metamorficzna granitu składa się z dwóch izolowanych od siebie części. Północno-zachodnią okrywą stanowi metamorfik izerski, natomiast część południowa i wschodnia obejmuje metamorficzne kompleksy południowych Karkonoszy, Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. W ich obrębie wyróżnia się cztery, różniące się litostratygią, jednostki tektoniczne, interpretowane przez Mazura (1998) jako płaszczowiny. Idąc od dołu, są to: stanowiąca autochtoniczne podłoże jednostka Gór Izerskich-Kowar oraz nasunięte płaszczowiny: Ještědu, południowych Karkonoszy i Leszczyńca. Obecność łupków glaukofanowych we wschodniej i południowej okrywie Karkonoszy sugeruje istnienie w tej części szwu tektonicznego (Mazur, 2003). Wydzielane we wschodniej osłonie granitu Karkonoszy cztery jednostki tektono-litostratygraficzne zbudowane są przez następujące systemy skalne (Kryza R., 1997):

- dla gnejsów kowarskich: gnejsy i łupki łyszczykowe,
- dla formacji łupków z Czarnowa: łupki łyszczykowe, marmury, kwaśne i zasadowe metawulkanity,
- dla formacji łupków Niedamirowa: fyllity i zieleńce,
- dla kompleksu metamagmowego Leszczyńca: metabazyty i tzw. gnejsy z Paczyna.



Ryc. 12. Odkryta mapa geologiczna obszaru badań (wykorzystano: Kozdroj i in., 2001; zmienione)

1 - łupki tyczynkowe (a) i łupki tyczynkowe zhornfelsowane (b) (proterozoik), 2 - gnejsy i granitognejsy (starszy paleozoik), 3 - kompleks metamorficzny S i E Karkonoszy (kambry-ordowik), 4 - metamorfik kaczawski (kambry-ordowik), 5 - żyły i mylonity kwarcowe (paleozoik), 6 - granity karkonoskie (monzogranity biotytowe): a - gruboziarniste porfirowate, b - średnioziarniste, c - drobnoziarniste (górny karbon), 7 - margle, mułowce i piaskowce (górnokreda), 8 - usłoki główne: a - pewne, b - przypuszczalne, 9 - usłoki drugorzędne: a - pewne, b - przypuszczalne, 10 - granica opracowania

Fig. 12. Geological map of the study area without Caimozoic deposits (geological division after: Kozdroj et al., 2001; changed)

1 - mica schists (a) and hornfelses (b) (Proterozoic), 2 - gneisses and granitogneisses (Upper Paleozoic), 3 - metamorphic complex of Southern and Western Karkonosze (Cambrian - Ordovician), 4 - metamorphic rocks of Kaczawa unit (Cambrian - Ordovician), 5 - quartz veins and mylonites (Paleozoic), 6 - Karkonosze granites (biotite monzogranites): a - porphyritic, b - equigranular, c - finegrained (Upper Carboniferous), 7 - marls, mudstones and sandstones (Upper Cretaceous), 8 - main faults: a - proved, b - assumed, 9 - second order faults: a - proved, b - assumed, 10 - limits of the study area

W omawianym obszarze największe rozprzestrzenienie ma jednostka Gór Izerskich–Kowar, składająca się głównie z gnejsów i łupków łyszczykowych. Protolitem gnejsów izerskich były staropaleozoiczne granity, zmienione w następstwie waryscyjskiego metamorfizmu. Ich odpowiednikiem w południowej i wschodniej części masywu są gnejsy kowarskie i karkonoskie. Wiek protolitu określono metodami izotopowymi na około 500 mln lat (m.in. Oliver i in., 1993, za Mazurem, 1998). Łupki łyszczykowe stanowią pozostałość górnoproterozoicznej osłony granitu izerskiego (Mazur, 1998). Wiek gnejsów izerskich mieści się w przedziale 515–480 Ma (Żelaźniewicz i in., 2003). Wymienione serie skalne poddawane były w czasie trzeciorzędowych ruchów młodoalpejskich tektonice blokowej, podczas której uaktywniały się niektóre starsze uskoki i tworzyły nowe. Efektem tego są w Sudetach Zachodnich depresje, często o charakterze zapadlisk śródgórskich, o większych możliwościach akumulacji wody, oraz elewacje tworzące ich obramowania, będące głównie obszarami zasilania.

Występujący fragmentarycznie w północnej części obszaru epimetamorficzny kompleks kaczański wieku paleozoicznego oddzielony jest od bloku karkonosko-izerskiego uskokiem śródsudeckim (ryc. 11, 12). Występujące w nim dwa typy jednostek tektonicznych (łuski wraz z fragmentami płaszczowin oraz melanże) rozdzielone są rowem Świerzawy na dwie części. Przyjmuje się, że utwory te powstały w warunkach rozwijającego się ryftu, początkowo kontynentalnego, później morskiego (Kryza, 1997). Cały kompleks kaczański uważa się za część waryscyjskiej pryzmy akrecyjnej (Baranowski i in., 1990).

4.4.1. Litostratygrafia

4.4.1.1. Utwory krystaliczne

Łupki łyszczykowe należą do najstarszych proterozoicznych skał omawianego kompleksu. Jako relikty osłony granitów izerskich zachowały się w postaci wydłużonych równoleżnikowo w obrębie kompleksu gnejsowego pasm o niewielkiej szerokości w przedziale od 0,5 do 2,5 km. Z występujących w obrębie metamorfiku izerskiego pasm łupkowych w granicach badanego obszaru rozprzestrzeniają się dwa: w całości pasmo Szklarskiej Poręby i część łupków Starej Kamienicy. Mimo monotonnego składu mineralnego utwory te wykazują duże zróżnicowanie petrograficzne (Szałamacha M., 1971). Ze względu na zawartość łyszczyków wyróżnia się łupki muskowitzowo-biotytowe, muskowitzowo-chlorytowe i muskowitzowo-biotytowo-chlorytowe. Występujące w południowym paśmie łupkowym (Szklarskiej Poręby) łupki kordierytowo-biotytowe i skały wapniowo-krzemianowe, powstałe wskutek termicznego oddziaływania intruzji granitowej Karkonoszy, opisywane są w literaturze jako hornfelsy (Smulikowski, 1972). Wśród nich wyróżnia się odmiany kordierytowo-andaluzytowe, andaluzytowo-biotytowe i biotytowe (Szałamacha J., 1971; Szałamacha M., 1971).

W omawianym obszarze największe rozprzestrzenienie ma jednostka Gór Izerskich–Kowar, składająca się głównie z gnejsów i łupków łyszczykowych. Protolitem gnejsów izerskich były staropaleozoiczne granity, zmienione w następstwie waryscyjskiego metamorfizmu. Ich odpowiednikiem w południowej i wschodniej części masywu są gnejsy kowarskie i karkonoskie. Wiek protolitu określono metodami izotopowymi na około 500 mln lat (m.in. Oliver i in., 1993, za Mazurem, 1998). Łupki łyszczykowe stanowią pozostałość górnoproterozoicznej osłony granitu izerskiego (Mazur, 1998). Wiek gnejsów izerskich mieści się w przedziale 515–480 Ma (Żelaźniewicz i in., 2003). Wymienione serie skalne poddawane były w czasie trzeciorzędowych ruchów młodoalpejskich tektonice blokowej, podczas której uaktywniały się niektóre starsze uskoki i tworzyły nowe. Efektem tego są w Sudetach Zachodnich depresje, często o charakterze zapadlisk śródgórskich, o większych możliwościach akumulacji wody, oraz elewacje tworzące ich obramowania, będące głównie obszarami zasilania.

Występujący fragmentarycznie w północnej części obszaru epimetamorficzny kompleks kaczański wieku paleozoicznego oddzielony jest od bloku karkonosko-izerskiego uskokiem śródsudeckim (ryc. 11, 12). Występujące w nim dwa typy jednostek tektonicznych (łuski wraz z fragmentami płaszczowin oraz melanże) rozdzielone są rowem Świerzawy na dwie części. Przyjmuje się, że utwory te powstały w warunkach rozwijającego się ryftu, początkowo kontynentalnego, później morskiego (Kryza, 1997). Cały kompleks kaczański uważa się za część waryscyjskiej pryzmy akrecyjnej (Baranowski i in., 1990).

4.4.1. Litostratygrafia

4.4.1.1. Utwory krystaliczne

Łupki łyszczykowe należą do najstarszych proterozoicznych skał omawianego kompleksu. Jako relikty osłony granitów izerskich zachowały się w postaci wydłużonych równoleżnikowo w obrębie kompleksu gnejsowego pasm o niewielkiej szerokości w przedziale od 0,5 do 2,5 km. Z występujących w obrębie metamorfiku izerskiego pasm łupkowych w granicach badanego obszaru rozprzestrzeniają się dwa: w całości pasmo Szklarskiej Poręby i część łupków Starej Kamienicy. Mimo monotonnego składu mineralnego utwory te wykazują duże zróżnicowanie petrograficzne (Szałamacha M., 1971). Ze względu na zawartość łyszczyków wyróżnia się łupki muskowitzowo-biotytowe, muskowitzowo-chlorytowe i muskowitzowo-biotytowo-chlorytowe. Występujące w południowym paśmie łupkowym (Szklarskiej Poręby) łupki kordierytowo-biotytowe i skały wapniowo-krzemianowe, powstałe wskutek termicznego oddziaływania intruzji granitowej Karkonoszy, opisywane są w literaturze jako hornfelsy (Smulikowski, 1972). Wśród nich wyróżnia się odmiany kordierytowo-andaluzytowe, andaluzytowo-biotytowe i biotytowe (Szałamacha J., 1971; Szałamacha M., 1971).

Wśród łupków występują, zgodnie z ich rozprzestrzenieniem, wkładki gnejsów, amfibolitów, kwarcytów, łupków chlorytowych i łupków kwarcytowych z granatami. Utwory łupkowe wraz ze wstęgowymi kwarcytami występującymi w rejonie Rozdroża Izerskiego i drobnoziarnistymi paragnejsami zaliczane są do jednego kompleksu osadowego, pelitowo-piaskowcowego z wtrąceniami dolomitów, zmetamorfizowanego regionalnie przed lub w czasie intruzji granitów izerskich (Achramowicz, Żelaźniewicz, 1998).

Gnejsy rozprzestrzeniają się w większości w północno-zachodniej części omawianego obszaru, obejmując swym zasięgiem Górę Izerską wraz z ich Pogórzem (gnejsy izerskie), oraz we wschodniej osłonie metamorficznej granitu karkonoskiego. Tu przyjęto dla nich nazwę gnejsów kowarskich. Wśród gnejsów izerskich wyróżnia się kilka odmian litologicznych (cienkolaminowanych drobnooczkowych, słojuowo-oczkowych, drobnoziarnistych), o rozciągłości najczęściej zgodnej z przebiegiem pasm łupkowych. W ich obrębie obserwuje się przejścia do granitów izerskich. W składzie mineralnym gnejsów dominują skalenie, kwarc i łuszczyki, przy czym ich ilościowe koncentracje w poszczególnych odmianach są zróżnicowane.

Genetycznie oprócz gnejsów magmowego pochodzenia, powstałych ze zgnejszowania granitów izerskich, występują paragnejsy, powstałe w wyniku metamorficznych procesów osadowego protolitu bogatego w minerały jasne. Poddane anatektycznemu topieniu paragnejsy przekształcone zostały w diateksyty, a w skrajnych przypadkach w granity (Żelaźniewicz i in., 2003). Występują one głównie na południe od pasma łupków Starej Kamienicy. Na północ od tego pasma granity dominują nad paragnejsami. Oprócz zgnejszowanych granitów i paragnejsów wyróżnia się także leukogranity, o składzie mineralnym i chemicznym odbiegającym nieco od gnejsów izerskich. Podobnie jak granity izerskie, skały te są strefowo sfoliowane i zmienione w leukognejsy (Żelaźniewicz i in., 2003). Datowanie gnejsów metodą izochrony Rb–Sr wykazało ich ordowickie wieki (450–480 Ma; Borkowska i in., 1980). Powtórzone w następnych latach oznaczenia metodami U–Pb i Pb–Pb przesunęły ich wiek na okres 480–515 Ma (Oliver i in., 1993; Żelaźniewicz i in., 2003).

Metamorficzny kompleks kaczawski obejmuje słabo zmetamorfizowane skały pochodzenia osadowego i wulkanicznego wieku kambr–dolny karbon (Kryza, Muszyński, 2003). W objętej obszarem badań południowej części kompleksu dominującymi wydzieleniami litologicznymi są **zieleńce** i **keratofiry**, należące według różnej nomenklatury geologicznej do metabazaltów Dziwiszowa i Skopca (Kryza R., 1993) lub formacji spilitowo-keratofirowej (Szałamacha J., Szałamacha M., 1993). Przeważające na tym obszarze zieleńce powstały z przeobrażenia law zasadowych i obojętnych oraz ich tufów. Są to maficzne skały laminowane, silnie pofałdowane, występujące w formie złupkowanej i masywnej wieku staropaleozoicznego (kambr–ordowik).

Większość omawianego obszaru buduje waryscyjski, górnokarboński **granit karkonoski** (ryc. 11, 12). Spośród trzech podstawowych odmian petrograficznych największe rozprzestrzenienie wykazuje gruboziarnisty granit (monzogranit) porfirowaty, występujący w Kotlinie Jeleniogórskiej i niższych partiach Karkonoszy. Charakterystyczne dla tego rodzaju granitu są duże, najczęściej różowej barwy, kryształy skaleni potasowego, tkwiące w równo- i gruboziarnistej masie skalnej złożonej ze skaleni, kwarcu i biotytu. Biotyt tworzy często kilkunastocentymetrowej średnicy skupienia w postaci szlirów. Wśród granitów porfirowatych wyróżnia się granity sporadycznie porfirowate z mniejszą ilością dużych kryształów skaleni (Mierzejewski i in., 1983; Mierzejewski, 1985). W Grzbiecie Głównym Karkonoszy od Jakuszyc do Śnieżki oraz we wschodniej części plutonu dominuje granit średnio- i równoziarnisty. Jest on skałą bardziej masywną od innych odmian granitu, barwy jasnoszarej. Podrzednie, głównie na kulminacjach Karkonoszy i w NE części plutonu występuje granit drobnoziarnisty, przechodzący niekiedy w odmiany aplitowe. Granit aplitowy nazywany jest także granitem granofirowym (Borkowska, 1966).

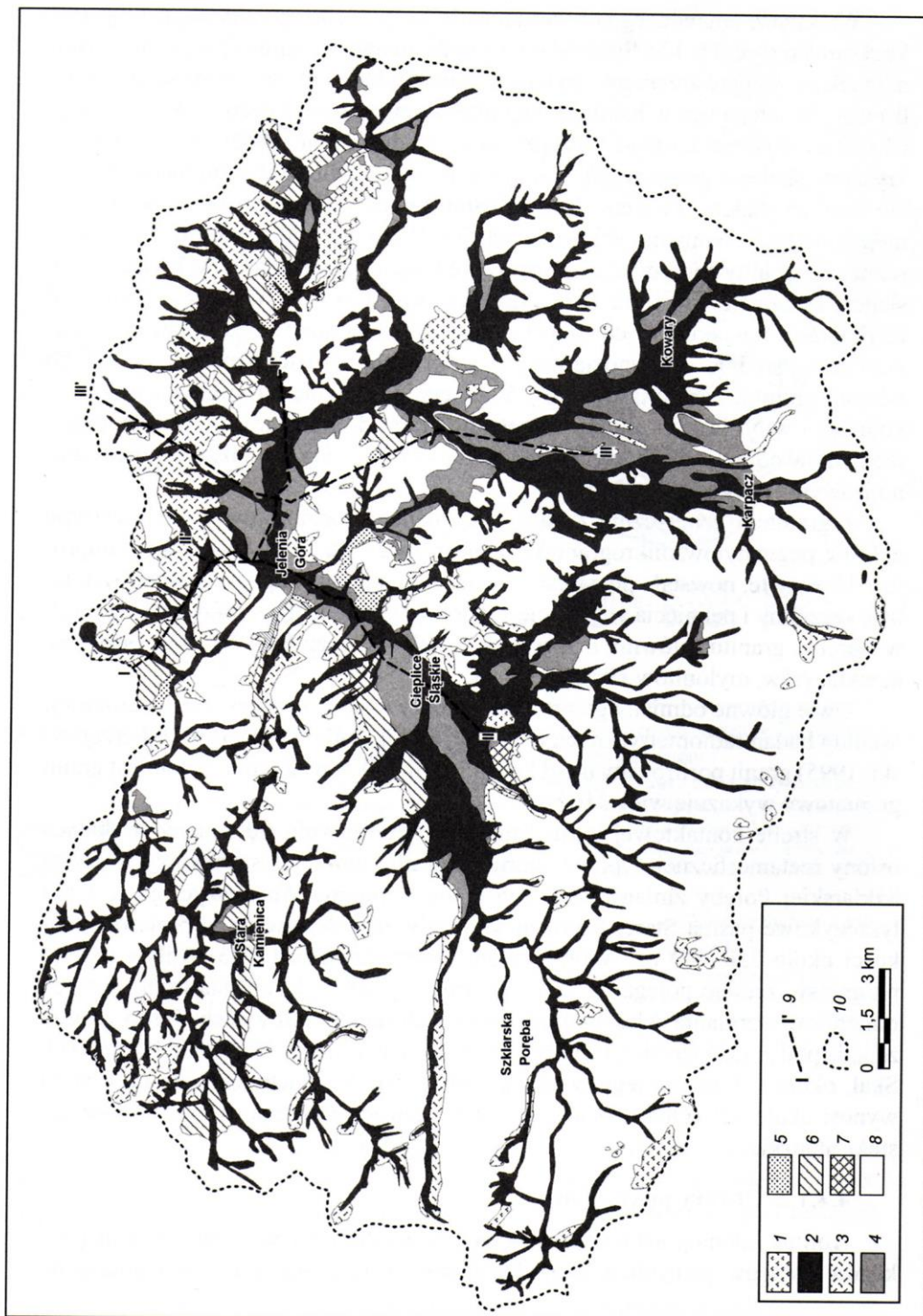
Z granitem genetycznie związane są różnego rodzaju utwory żyłowe typu aplitów, pegmatytów, mikrogranitów, którym towarzyszą żyły kwarcowe i lamprofiry. Utwory te, powstałe po zakrzepnięciu stopu magmowego, wypełniały istniejące szczeliny i pęknięcia w granicie. Charakterystyczna dla stref dyslokacyjnych w obrębie granitu, głównie o kierunkach NW–SE oraz SW–NE, jest obecność kataklazytów, mylonitów i brekcji.

Dwie główne odmiany granitu Karkonoszy wykazują różny wiek izotopowy. Według badań radiometrycznych (Pin i in., 1987; Duthou i in., 1991; Mierzejewski, 1995) granit porfirowaty uległ konsolidacji 330 mln lat temu, natomiast granit grzbietowy wykazuje wiek 310 Ma.

W strefie kontaktowej intruzji granitowej obserwuje się zmiany w skałach osłony metamorficznej. Oprócz zhornfelsowania łupków łyszczykowych pasma Szklarskiej Poręby zmiany takie występują w rejonie Wojcieszyc, gdzie łupki łyszczykowe pasma Starej Kamienicy zostały zhornfelsowane w pasie o szerokości około 350–400 m. Według badań Oberc-Dziedzic (1985) wpływ granitu na gnejsy izerskie polega na zmianie struktury gnejsów, powstawaniu nowych minerałów i zmianie właściwości optycznych niektórych z nich. Strop granitu zapada pod gnejsy izerskie i wykazuje lokalne wyniesienia. W rejonie Bobrowych Skał, około 0,5 km od jego wychodni, obliczony kąt nachylenia stropu granitu wynosi około 12° (Oberc-Dziedzic, 1985). Utwory hornfelsowe budują również stoki Śnieżki.

4.4.1.2. Utwory pokrywowe

Kotlina Jeleniogórska stanowi obniżenie śródgórskie wypełnione cienką pokrywą utworów luźnych, z których największe rozprzestrzenienie i miąższość



wykazują piaszczysto-żwirowe i gliniaste osady kenozoiczne (plejstoceno-holoceny), występujące w jej centralnej części (ryc. 13). Należą do nich głównie osady rzeczne Bobru i jego dopływów oraz utwory polodowcowe, głównie zlodowacenia środkowopolskiego i północnopolskiego.

Drugim rodzajem utworów luźnych, występujących zarówno w Kotlinie, jak i w otaczających ją pasmach górskich, są zwietrzliny skał krystalicznych. Na wyniesieniach morfologicznych pokrywają je gliniaste utwory stokowe.

Prowadzone od kilkudziesięciu lat badania utworów pokrywowych (m.in. Dumanowski, 1952, 1961; Jahn, 1965, 1968; Czerwiński, 1975, 1985; Jahn i in., 2000; Szałamacha M., 1971) pozwalają na przedstawienie profilu osadów luźnych wypełniających dno Kotliny Jeleniogórskiej.

W profilu pionowym wyróżnia się, idąc od dołu: żwiry preglacjalne, iły warwowe, gliny morenowe dwóch zlodowaceń przedzielone piaskami i żwirami wodnolodowcowymi oraz przykrywające je najmłodsze osady rzeczne.

Żwiry preglacjalne zalicza się do najstarszych osadów w dnie Kotliny Jeleniogórskiej (Szałamacha M., 1971), powstałych na przełomie pliocenu i plejstocenu. Tworzą je niewysortowane gruz i słabo obtoczone żwiry granitowe z piaskami, zbudowane z materiału miejscowego, z zalegającymi wśród nich silnie zwietrzalymi blokami granitu. Miąższość powstałych w warunkach szybkiego przepływu osadów waha się od 0,5 do 3–4 m. Bloki granitu mają postać trójkątów, oszlifowanych przez wiatr w warunkach peryglacjalnej pustyni. Mimo pozornie bezładnego ułożenia materiału, zaznacza się rytmiczność osadu, przejawiające się w formie występujących na przemian warstw piasków, żwirów i gruzu. Przypuszczalnie są one zachowanymi fragmentami najwyższego systemu terasów erozyjno-akumulacyjnych (terasów wysokiego zasypania doliny).

Utwory te przykryte są ciemnoszarymi **iłami warwowymi** (mulkami wstęgowymi) o zmiennej miąższości 3–8 m, powstałymi w dwóch basenach (sobieszowskim i łomnickim) jeziora zastoiskowego przed czołem lodowca. Czas trwania zastoiska szacuje się na 3 tys. lat (Dumanowski, 1952; Walczak, 1968). Ich powstanie wiąże się ze zlodowaceniem środkowopolskim (Szałamacha M., 1971).

Ryc. 13. Mapa plejstoceno-holocenich utworów pokrywowych Kotliny Jeleniogórskiej (wykorzystano: Bobiński, 1990; Mierzejewski, 1980; Szałamacha J., 1956, 1957, 1968, 1970, 1974; Szałamacha M., 1957, 1964; Szałamacha J., Szałamacha M., 1968, 1990; Szałamacha M., Tucholska, 1957; zmienione)

1 – torfy, 2 – osady rzeczne, 3 – deluwialne gliny piaszczysto-pylaste z rumoszem skalnym, 4 – piaski i żwiry tarasów rzecznych, 5 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 6 – gliny zwałowe i ich eluwia piaszczyste, 7 – żwiry preglacjalne, 8 – skały podłoża krystalicznego, 9 – linie przekrojów hydrogeologicznych (ryc. 19), 10 – granica opracowania

Fig. 13. Map of Holocene and Pleistocene sedimentary cover in Jelenia Góra Basin region (after: Bobiński, 1990; Mierzejewski, 1980; Szałamacha J., 1956, 1957, 1968, 1970, 1974; Szałamacha M., 1957, 1964; Szałamacha J., Szałamacha M., 1968, 1990; Szałamacha M., Tucholska, 1957; changed)

1 – peats, 2 – alluvial deposits, 3 – sand-dusty slope wash clay with rubble, 4 – sands and gravels of fluvial terraces, 5 – fluvioglacjal sands and gravels, 6 – till, 7 – preglacial gravels, 8 – crystalline bedrock, 9 – lines of hydrogeological cross-sections (Fig. 19), 10 – limits of the study area

Strop ich wykazuje silne zaburzenia glacitektoniczne i wymieszanie z zalegającymi wyżej glinami zwałowymi.

Gliny zwałowe zalegają bezpośrednio na granicie lub na omówionych wcześniej osadach. Wykazują one zróżnicowane wykształcenie w zależności od zawartości frakcji grubszych, piaszczystych i żwirowych. W dolnej części profilu występuje ciemnoszara glina ilasto-mulasta (Szałamacha M., 1971), a wyżej brunatno-szara glina piaszczysta. Miąższość ich zmienia się w zakresie 1–5 m.

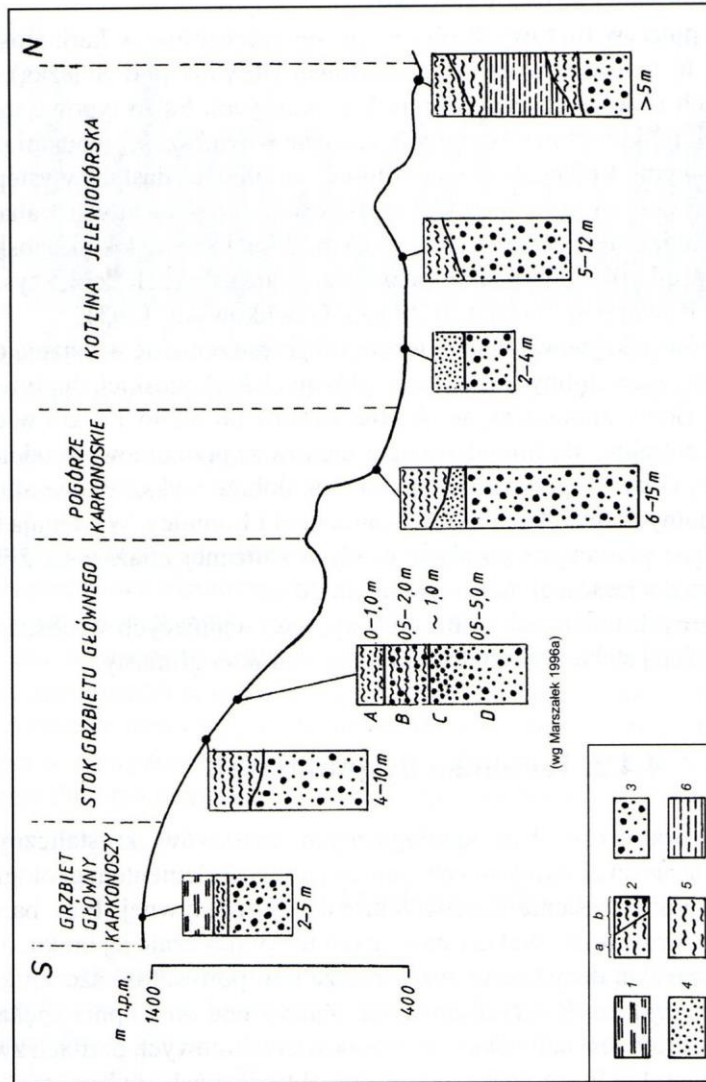
Nad glinami zwałowymi zalegają **piaski i żwiry wodnolodowcowe** zlodowacenia środkowopolskiego, występujące w różnych częściach Kotliny. Osady te tworzą niewysortowane żwiry i piaski grubo- i średnioziarniste, o miąższości dochodzącej do 4–6 m.

Utwory piaszczysto-żwirowe budują również różnowiekowe terasy rzeczne oraz wypełniają dna dolin rzecznych. Najwyższe terasy zachowały się fragmentarycznie na wysokości 9–12 m n.p.rz., średnie na 5–7 m, a najniższe – zalewowe (najczęściej 1–2 m), pokrywa pylasto-piaszczysta warstwa typu mad.

Typowymi utworami pokrywowymi zalegającymi na skałach krystalicznych są rezydualne zwietrzeliny, pochodzące z różnych okresów kenozoiku. Występujące w Sudetach Zachodnich zwietrzeliny mają w większości miąższość rzadko przekraczającą 5 m (Jahn i in., 2000). Wykształcenie zwietrzelin granitów karkonoskich wraz z innymi utworami pokrywowymi w różnych częściach profilu wysokościowego omawianego obszaru przedstawiono na rycinie 14.

W profilu zwietrzelin granitu karkonoskiego obserwuje się wyraźną dwudzielną. Dolna część odpowiada zwietrzelinie zalegającej *in situ* na skale litej, stanowi więc typową pokrywę nieprzemieszczoną, czyli saprolit. W przypadku granitów są to przede wszystkim piaszczysto-żwirowe zwietrzeliny ziarniste (tzw. kasza granitowa). W ich składzie mineralnym stwierdza się obecność wszystkich minerałów skałotwórczych skały macierzystej i najczęściej kilkunastoprocentowy udział frakcji iłowej (Borkowska, Czerwiński, 1973), składającej się głównie z minerałów grupy smektytu (Migoń, August, 1998). Występują one w szerokim przedziale wysokości przekraczającym 1000 m (ryc. 14). Spotyka się je zarówno na wierzcholinie Karkonoszy, jak i w dolinach Kotliny Jeleniogórskiej. Najwyższą miąższość, nawet powyżej 10 m, osiągają one w strefie dolnego załomu stoku u podnóża krawędzi morfologicznych (Jahn i in., 2000). Granulometria zwietrzelin granitu Karkonoszy była przedmiotem badań Kostrzewskiego (1968).

Do zwietrzelin nieprzemieszczonych zalicza się także typowe, zwłaszcza dla wierzchowiny Karkonoszy, rumowiska skalne tworzące gołoborza. Górną część profilu tworzą utwory deluwialne, powstałe wskutek grawitacyjnego przemieszczania zwietrzelin na stoku, o miąższości wzrastającej przeciętnie do 1,5–3,0 m. Często w obrębie deluwiów (mających charakter soliflukcyjnych utworów gliniasto-piaszczystych czy gliniasto-gruzowych) widoczna jest dwudzielną w ich wykształceniu. Górna, stropowa część, odpowiada piaszczystej glinie stokowej z małą ilością głazów, natomiast dolna – gliniastym utworom gruzowo-



Ryc. 14. Wykształcenie utworów pokrywowych Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej (wg Migoń, 1998; Marszałek, 1996a; zmienione)
 1 – torfy, 2 – osady stokowe: a – glina stokowa piaszczysta, b – glina stokowa gruzowo-blokowa, 3 – zwietrzelnina ziarnista, 4 – osady rzeczne, 5 – gliny morenowe, 6 – ility warstwowe

Fig. 14. Lithology of sedimentary cover in Karkonosze Mts. and Jelenia Góra Basin (after Migoń, 1998; Marszałek, 1996a; changed)

1 – peats, 2 – slope clays, 3 – rubble clay, 4 – alluvial deposits, 5 – till, 6 – varved clay

-blokowym. Stopień zwięzłości obu poziomów jest różny, często górny poziom jest bardziej luźny.

W obrębie pokryw zwietrzelinowych Jahn (1968) wyróżnia kilka poziomów związanych z różnymi fazami klimatycznymi ostatniego zlodowacenia.

Do najmłodszych (holoceńskich) osadów zalicza się pokrywy organogeniczne (torfy), osady dolinne oraz osady stokowe.

Wystąpienia **pokryw torfowych** obserwuje się szczególnie w karkonoskiej części obszaru, i to zarówno w części grzbietowej (Równia pod Śnieżką), jak i na spłaszczeniach stokowych czy dolinnych (Jakuszyce). Są to typowe torfowiska wysokie lub górnoreglowe (stokowe), zasilane w większości wodami podziemnymi i opadowymi. Rozległe połacie torfów i namulów torfiastych występują także w NE części obszaru (ryc. 13). Miąższość osadów organicznych waha się przeciętnie od kilkudziesięciu centymetrów do 3 m. Wiek torfowisk karkonoskich jest zróżnicowany, od 10 w przypadku torfowiska w Jakuszycach do 3,5 tys. lat dla torfowiska na Równi pod Śnieżką (Bobiński, Gawlikowska, 1993).

Spśród osadów pokrywowych największe rozprzestrzenienie wykazują **osady rzeczne**, wypełniające doliny Bobru i jego głównych karkonoskich dopływów. Szerokość doliny Bobru zmienia się w obrębie Kotliny od około 1,5 km w części wschodniej i centralnej, do kilkudziesięciu metrów w przełomowym odcinku na NW od Jeleniej Góry. W przypadku innych rzek dobrze wykształcone aluwia obserwuje się w dolnych odcinkach doliny Kamiennej i Łomnicy. Występują tam dobrze wysortowane piaszczysto-żwirowe osady o zmiennej miąższości kilku-kilkunastu metrów, dochodzącej maksymalnie do 20 m.

Aluwia w górnych odcinkach dolin rzecznych występujących w obszarach górskich są najczęściej słabo wykształcone i mają charakter gliniasty.

4.4.2. Tektonika dysjunktywna

Przy ocenie warunków hydrogeologicznych masywów krystalicznych, a zwłaszcza ich własności zbiornikowych, bardzo istotnym elementem geologicznego rozpoznania jest określenie zjawisk tektoniki dysjunktywnej. Przy bardzo niskiej pierwotnej porowatości skał krystalicznych lub praktycznie jej braku, o zaopasowaniu tego typu skał decyduje w dużej mierze tzw. porowatość szczelinowa (ang. *fracture porosity*), czyli szczelinowatość. Zależy ona od stopnia spękania masywu skalnego, który jest największy w przypowierzchniowych partiach związanych z wietrzeniem lub w strefach nieciągłości tektonicznych, zwłaszcza uskokach. Hydrauliczny charakter stref uskokowych może być dwojakiego rodzaju: mogą one stanowić uprzywilejowane strefy przepływu o dużo wyższej w porównaniu z otoczeniem przepuszczalności lub bariery na drodze przepływu wód.

W celu rozpoznania zjawisk tektoniki dysjunktywnej zinwentaryzowano i przedstawiono na mapie (ryc. 15) przebieg uskoków i lineamentów, wyko-

rzystując większość dostępnych publikowanych i niepublikowanych opracowań kartograficznych w różnych skalach (m.in. Bażyński i in., 1981, 1986; Bobiński, 1990; Bobiński, Gawlikowska, 1993; Kozdrój i in., 2001; Mierzejewski, 1980; Mierzejewski i in., 1983; Mroczkowski, Ostaficzuk, 1985; Mroczkowski, 1992; Mroczkowska i in., 1983; Sawicki, 1995; Szałamacha J., 1969, 1971; Szałamacha M., 1971, Szałamacha J., Szałamacha M., 1971, 1993).

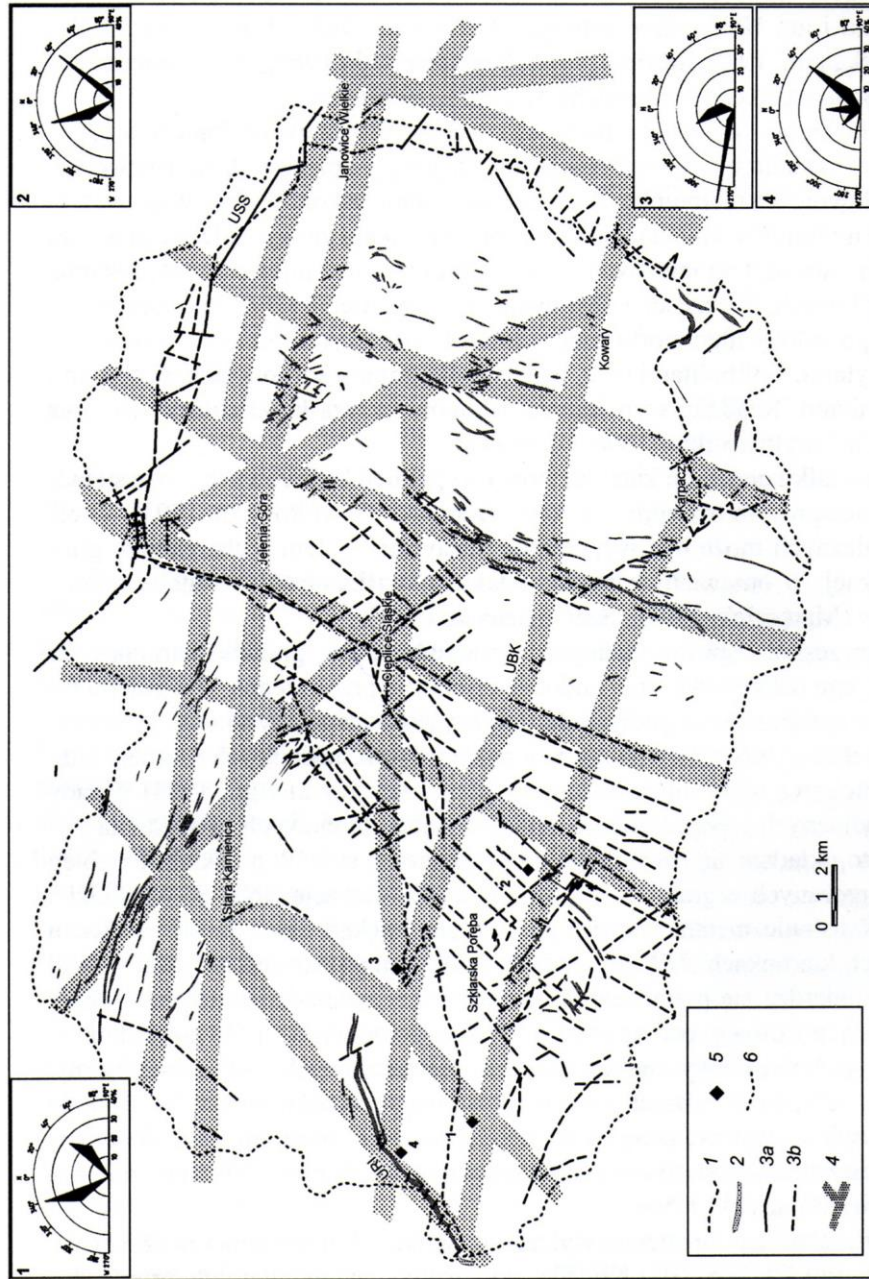
W strefach uskokowych dochodzi do przesunięcia ogniw litologicznych, powstania stref kataklazy i mylonityzacji oraz migracji różnego rodzaju roztworów bogatych głównie w krzemionkę. W efekcie, w rejonie uskoków obserwuje się występowanie mylonitów, kataklazytów oraz brekcji i skał żyłowych. Dlatego w celu interpretacji zjawisk tektonicznych prześledzono również miejsca występowania utworów żyłowych. Najczęściej obserwuje się wypełnienie szczelin uskokowych granitu i jego osłony metamorficznej skałami kwarcowymi, ponadto lamprofirami, pegmatytami, amfibolitami oraz, w przypadki granitu karkonoskiego, aplitami i mikrogranitami. Rzadziej wypełnienia uskoków tworzą łupki chlorytowe oraz mineralizacja barytowo-fluorytowa i uranowa.

Istnienie kilku generacji kataklazytów i wypełnień kwarcowych może świadczyć o kilkuetapowym rozwoju uskoków (Bobiński, Gawlikowska, 1993). Wiele stref tektonicznych może być wypełnione plastycznym ilem o charakterze glinki tektonicznej. W omawianym obszarze takie zjawiska obserwowane w rejonie Karkonoszy (Marszałek, 1996a; Szałamacha J., 1971).

Główne zespoły spękań skalnych występujących w granicie karkonoskim i w skałach jego osłony wykazują podobną orientację przestrzenną. Dla granitu typowe są trzy systemy prostopadłych do siebie spękań syngenetycznych: poprzecznych Q, podłużnych S i poziomych L – pokładowych, nadających mu charakterystyczną blokową oddzielność (Cloos, 1925; Mierzejewski i in., 1983). Upady szczelin podłużnych i poprzecznych zbliżone są do pionowych, a spękania poziome często układają się równolegle do powierzchni stoków górskich. Przebieg spękań poprzecznych w granicie wykazuje na ogół orientację NNE–SSW, rzadziej NE–SW. W osłonie metamorficznej płaszczyzny spękań układają się w dwóch zasadniczych kierunkach: NW–SE oraz NE–SW i mają najczęściej stromy upad (40–80°). Stwierdza się ponadto nieliczne szczeliny pochodzenia tektonicznego, tnące krystaliczne utwory osłony metamorficznej południkowo i równoleżnikowo.

Zasięg głębokościowy spękań szczelin wietrzeniowych jest zróżnicowany. Obserwacje zebrane w różnych częściach badanego obszaru wykazują istnienie wyraźnej strefy spękań wietrzeniowych do głębokości około 30 m, chociaż stwierdzano również ślady procesów wietrzeniowych na większych głębokościach, nawet do 80 m (Marszałek, 1996a).

Podobny przebieg do spękań wykazują uskoki. W granicie przeważają dyslokacje o kierunkach NW–SE i NE–SW, podkreślone przebiegiem utworów żyłowych, o stromych z reguły upadach. Odrębną grupę stanowią uskoki o kierunkach NNE–SSW lub N–S, wykorzystywane często przez doliny potoków, oraz usko-



Ryc. 15. Mapa elementów tektonicznych obszaru badań

1 – zasięg granitu Karkonoszy, 2 – utwory żyłowe, 3 – uskoki: a – pewne, b – przypuszczalne (USS – uskoki śródsudecki, URI – uskoki Rozdroża Izerskiego, UBK – uskoki brzeżny Karkonoszy), 4 – fotolinieamenty, 5 – punkty pomiaru spękań (1–4 – róże spękań), 6 – granica opracowania

Fig. 15. Tectonic map of the study area

1 – limits of Karkonosze granites, 2 – vein rocks, 3 – faults: a – proved, b – assumed (USS – intrasudetic fault, URI – Rozdroże Izerskie fault, UBK – marginal fault of the Karkonosze Mts.), 4 – photolineaments, 5 – points of joints measurements (1–4 – joint orientation roses), 6 – limits of the study area

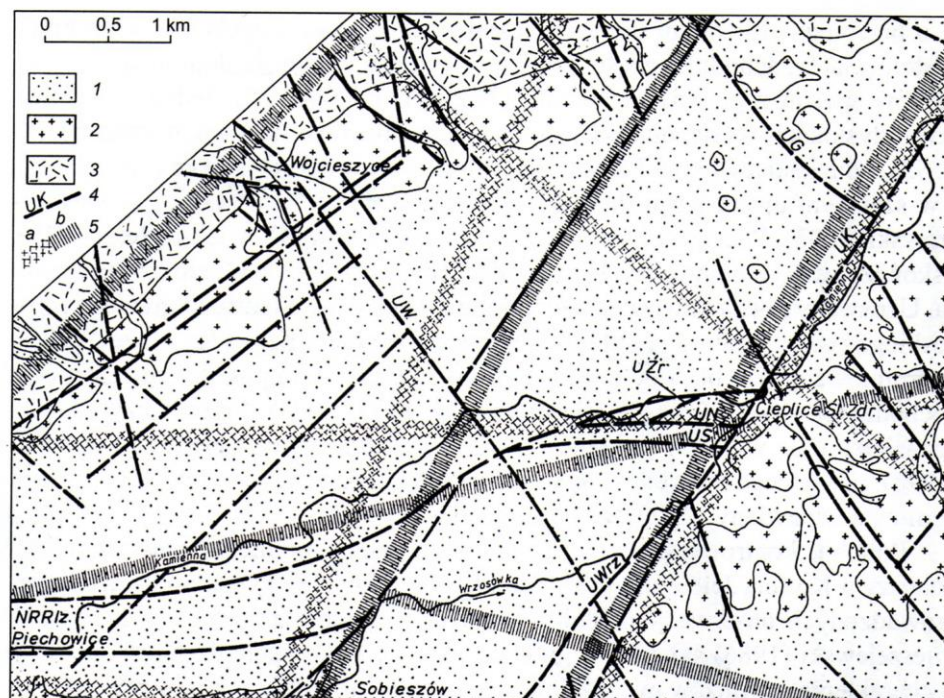
ki o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Analiza spękań w wybranych odsłonięciach zachodniej części obszaru wykazuje zgodność dominujących kierunków spękań z głównymi liniami tektonicznymi (ryc. 15). Jedną z ważniejszych dyslokacji występujących w omawianym obszarze jest uskoku śródsudecki (USS), oddzielający granit karkonoski od kompleksu kaczawskiego (ryc. 11, 15), a w szerszym ujęciu terranu łżycko-izerski od terranu kaczawskiego (Aleksandrowski, 2003). Począwszy od prac Berga z początków XX wieku (Berg, 1919), a skończywszy na najnowszych opracowaniach strefa ta była różnie interpretowana. Uznawany początkowo za uskoku normalny, młodszy od intruzji granitu karkonoskiego (*vide* literatura przedmiotu cytowana w pracy: Kryza R., Mazur, 1995), interpretowany jest obecnie jako uskoku przesuwczy o amplitudzie przesunięcia dochodzącego do 300 km (Aleksandrowski, 1995, 2003). Przesuwczy charakter uskoku oraz wielkość przemieszczenia kwestionowane są przez Cymermana (1998), uznającego tę strefę za system kruchych uskoków powstałych w dolnym permie, a odnawianych podczas deformacji alpejskich.

Podobne kontrowersje dotyczą charakteru granicy pomiędzy masywem Karkonoszy a Kotliną Jeleniogorską (*vide* Mierzejewski, 1986). Na podstawie przeprowadzonych obserwacji rdzeni z otworów w rejonie zbiornika „Sosnówka”, Mierzejewski (1986) skłania się ku tezie tektonicznego pochodzenia tej granicy, o charakterze polifazowym. Według tego autora na granicy miało miejsce powstanie najpierw uskoku listwowego i nasunięcia, a następnie neotektonicznego uskoku. Omawiana dyslokacja nosi nazwę uskoku brzeżnego Karkonoszy – UBK (ryc. 15; Dyjor i in., 1995).

Ruchy neotektoniczne mogą odgrywać istotną rolę w odnawianiu zabliźnionych uskoków. Przesłanki odnośnie do istnienia takich ruchów obserwowano w rejonie Jakuszy (Bobiński, Gawlikowska, 1993).

Inną ważną strefą jest dyslokacja Rozdroża Izerskiego (URI), ciągnąca się pasem w formie łuku o przebiegu SW–NE w zachodniej części omawianego obszaru (ryc. 15). Wypełniona jest skałami kwarcowymi (mylonitami, brekcjami) i poprzecinana uskokami poprzecznymi. Dyslokacja ta powstała przed intruzją granitu Karkonoszy i rozdziela gnejsy izerskie od waryscyjskiego granitu karkonoskiego.

W obrazie satelitarnym omawianego obszaru uwidaczniają się struktury liniowe o kierunkach zgodnych z kierunkami uskoków (ryc. 15). Większość lineamentów ma przebieg NNE–SSW lub równoleżnikowy. Z tym pierwszym związany jest m.in. zespół lineamentów położonych pomiędzy Szklarską Porębą a Kowarami, podkreślonych przebiegiem dolin rzecznych, np. Wrzosówki i Czerwienia. Od Przełęczy Karkonoskiej biegnie wzdłuż doliny potoku Czerwień i dalej w kierunku Cieplic i Jeżowa Sudeckiego fotolineament, mający swoją kontynuację aż poza granicę sudeckiego uskoku brzeżnego (Mroczkowski, 1993). Wzdłuż jego biegu, oprócz dolin rzecznych, występuje wiele zgodnych żył w granicie, podkreślonych strefami kataklazy lub mylonityzacji, źródeł wód zwykłych i termalnych Cieplic Śląskich. Podobny przebieg ma fotolineament



Ryc. 16. Przebieg uskoków w rejonie wystąpienia wód termalnych Ciepliec Śl. (wg Fistek, Dowgiałło, 2003; Wiśniewska, 1982; uzupełnione)

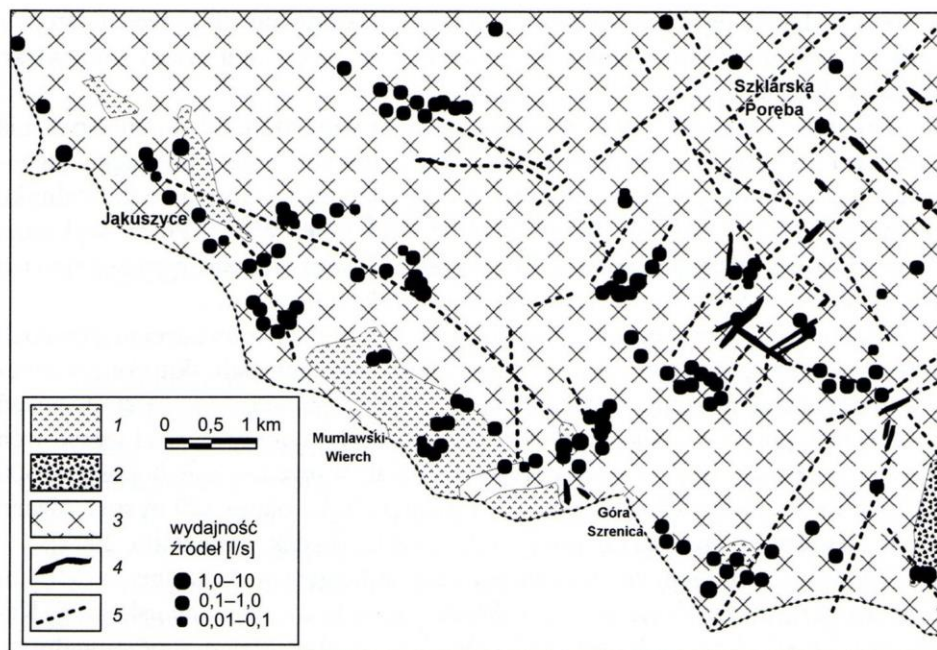
1 – holoceno-plejstocenykne utwory pokrywowe, 2 – granity karkonoskie, 3 – skały metamorfiku izerskiego, 4 – uskoki: UW – Wojcieszyc, UG – Goduszyna, UK – Kamiennej, UWz – Wrzosówki, UZr – źródłowy, UN – północny Parku Zdrojowego, US – południowy Parku Zdrojowego, NRRiz – neotektoniczny rów Rozdroża Izerskiego, 5 – fotolineamenty (wyznaczone przez: a – Mroczkowski, Ostaficzuk, 1985, b – Doktor i in., 1985)

Fig. 16. Faults in the area of thermal water occurrence in Cieplice Śl. Spa (after Fistek, Dowgiałło, 2003; Wiśniewska, 1982; supplemented)

1 – Holocene and Pleistocene sedimentary rocks, 2 – Karkonosze granites, 3 – metamorphic rocks of Izera unit, 4 – faults: UW – Wojcieszyc, UG – Goduszyn, UK – Kamienna, UWz – Wrzosówka, UZr – spring fault, UN – northern fault of Park Zdrojowy, US – southern fault of Park Zdrojowy, NRRiz – neotectonic graben of Rozdroże Izerskie, 5 – photolineaments (after: a – Mroczkowski, Ostaficzuk, 1985, b – Doktor et al., 1985)

biegnący wzdłuż Rudaw Janowickich, w brzeżnej, wschodniej części obszaru. Według Mroczkowskiego (1993) lineament zarówno Ciepliec, jak i Rudaw Janowickich jest odbiciem ważnych regionalnych linii tektonicznych, stanowiących strefy spękań i rozluźnień, podatnych na penetrację wód podziemnych i okruszcowanie polimetaliczne. Zależności występowania wód mineralnych i termalnych Sudetów Zachodnich z nieciągłościami teledetekcyjnymi badali Ciężkowski i in., 1989. Stwierdzili oni obecność wszystkich ujęć wód termalnych w obrębie, wydzielanego na terenie Czech, a przedłużającego się na obszar Polski, ryftu ochrzańskiego.

Fotolineamenty o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego występują na granicy Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej, przedłużając się w kierunku



Ryc. 17. Występowanie stref źródłowych na tle przebiegu uskoków i utworów żyłowych w zachodniej części Karkonoszy

1 – torfy, 2 – utwory morenowe, 3 – granity karkonoskie, 4 – przebieg stref uskokowych i utworów żyłowych, 5 – uskoki

Fig. 17. Occurrence of discharge zones on the background of faults and vein rocks in western part of Karkonosze Mts.

1 – peats, 2 – moraine deposits, 3 – Karkonosze granites, 4 – fault zones and vein rocks, 5 – faults

neotektonicznego rowu Rozdroża Izerskiego (Oberc, 1975). Linie tektoniczne o przebiegu zbliżonym do kierunku sudeckiego (np. uskoki śródsudeckie) stanowią głównie strefy kompresji ograniczające głębokie krążenie wód i gazów (Dy-jor i in., 1995).

Wody głębokiego przepływu występują natomiast w miejscu krzyżowania się struktur liniowych. Taki swoisty węzeł tektoniczny widoczny jest w rejonie Cieplic, w miejscu występowania wód termalnych (ryc. 16).

Analiza przebiegu stref tektonicznych, w tym skał żyłowych, oraz rozmieszczenia wypływów wód podziemnych wykazuje w wielu miejscach istnienie stref źródłowych bezpośrednio na uskoku lub w jego sąsiedztwie (ryc. 17). Wyraźniejszy obraz i większą zgodność uzyskuje się w obszarze górskim, gdzie istnieje silniejsze rozcięcie erozyjne obszaru. Nie oznacza to, że znajdujące się w tych miejscach wypływy wód podziemnych są typowymi źródłami uskokowymi. Takimi jest tylko stosunkowo niewielka ich część, reszta natomiast, ze względu na descenzyjny charakter wypływu, sugeruje drenaż płytszych, rumoszowo-szczelinowych stref wodonośnych. Strefy uskokowe przyczyniają się do intensyfikacji

drenażu podziemnego, stanowią bowiem miejsca wzmożonych procesów erozyjnych i koncentracji strumienia wód podziemnych, w wyniku czego środowisko skalne wykazuje większy stopień spękania.

Drożność uskoków i ich zawodnienie zależą więc m.in. od stopnia spękania górotworu, wtórnego wypełnienia utworami żyłowymi oraz ich zasięgu głębokościowego. Wykonywane w ostatnich latach wiercenia w obszarze krystaliniku karkonoskiego (obserwacje własne autora; Marszałek, Wąsik, 2005) wykazują istnienie zasobniejszych, jak na sudeckie warunki, stref wodonośnych w rejonach uskoków, często wypełnionych kwarcem lub brekcją kwarcową.

Głębokościowy zasięg uskoków rozpoznano w trakcie prowadzenia głębokich wierceń w rejonie występowania wód termalnych w Cieplicach. W trakcie wiercenia i pogłębiania otworu C-1 do głębokości 2002 m przewiercono 11 stref spękań o różnym stopniu zawodnienia, w których stwierdzono dopływy wód termalnych (Dowgiało, Fisteck, 1998). Dopływy te występowały w przedziale głębokości od 500 do 2000 m. W górnych partiach masywu do głębokości około 320 m stwierdzano w szczelinowatym granicie dopływy wody zwykłej (Fisteck, Dowgiało, 2003).

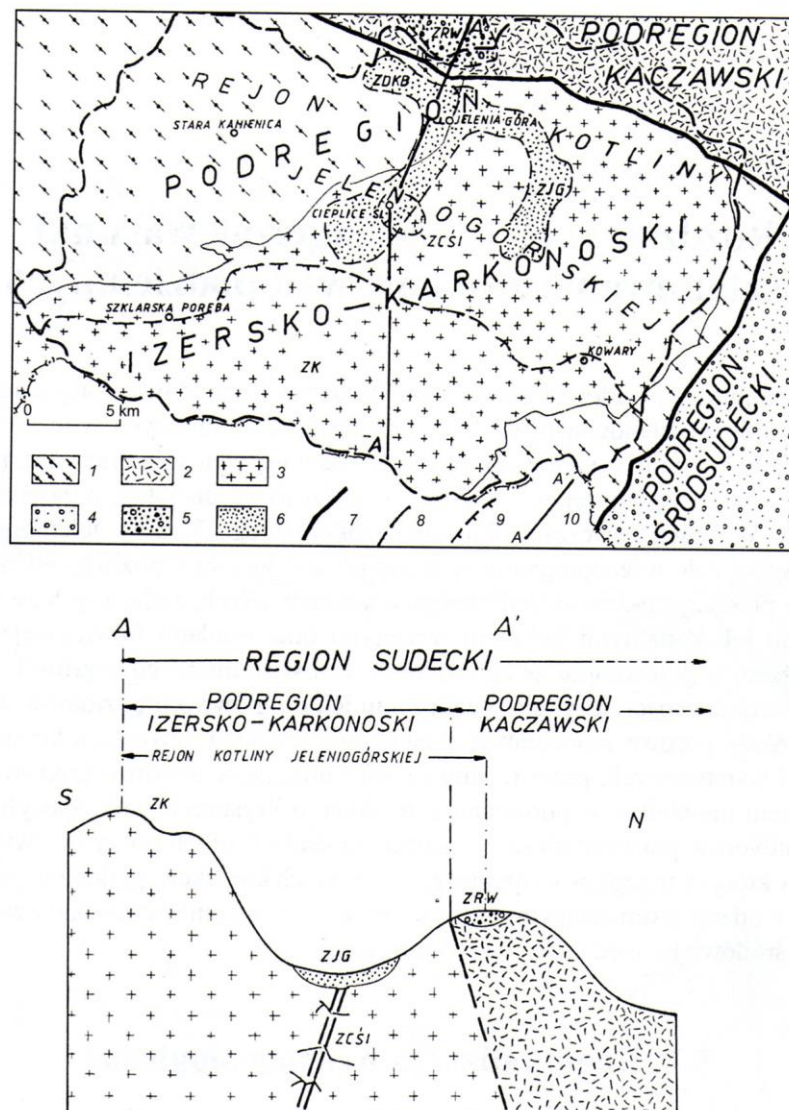
Wpływy wód cieplickich związane są z istnieniem w centralnej części Kotliny sieci krzyżujących się uskoków. Wydziela się tu dwa główne uskoki, tj. Kamiennej (WSW–ENE) i Wrzosówki (SW–NE), o charakterze subregionalnym, a okonturowany nimi obszar uważany jest za niesymetryczny rów tektoniczny, z przebiegającym w jego obrębie tzw. uskokiem zdrojowym, z którym wiąże się występowanie wód termalnych (Dowgiało, Fisteck, 1998). Oprócz nich wyznaczono jeszcze przebieg północnego i południowego uskoku Parku Zdrojowego (ryc. 16). Przebieg dyslokacji podkreślony jest przez fotolineamenty. Granity karkonoskie pocięte są też żyłami aplitów, pegmatytów, lamprofirów i mikrogranitów. W rejonach zaburzeń tektonicznych obserwowano stosunkowo gęstą sieć szczelin.

Rozdział 5. Hydrogeologiczne warunki kształtowania zasobów wód podziemnych

Dominujące w budowie geologicznej Sudetów Zachodnich skały magmowe i metamorficzne stanowią podstawowy zbiornik szczelinowych wód podziemnych. Skały krystaliczne, ze względu na ich rozprzestrzenienie oraz znaczny głębokościowy zasięg występowania stref wodonośnych, decydują o zawodnieniu masywu. W centralnej części obniżenia śródgórskiego Kotliny Jeleniogórskiej podstawową rolę w zaopatrzeniu w wodę pitną odgrywają poziomy wód porowych w piaszczysto-żwirowych utworach kenozoicznych, związanych ze współczesnymi lub kopalnymi dolinami rzecznyymi oraz osadami fluwioglacjalnymi. Ich wyższe, w porównaniu ze zbiornikiem wód szczelinowych, wartości wskaźników wodonośności decydują o zaliczeniu ich do głównych poziomów użytkowych. Wody porowe reprezentują stosunkowo rzadki w obszarach krystaliniku typ wód warstwowych, przestrzenny zasięg i miąższość utworów pokrywowych są bowiem niewielkie w porównaniu ze skałami krystalicznymi. Specyficznym typem utworów porowatych są zalegające na skałach litych pokrywy zwietrzelinowe, w których przepływ następuje głównie na ich kontakcie ze skałami podłoża. Wraz z wodami gromadzącymi się w szczelinach wietrzeniowych skał związanych tworzą środowisko wód szczelinowo-porowych.

5.1. Regionalizacja hydrogeologiczna

Zgodnie z przyjętymi w Polsce regionalnymi podziałami hydrogeologicznymi, omawiany obszar leży w nadrzędnej jednostce taksonomicznej, jaką jest **region sudecki** (Paczyński, 1991, 1993, 1995) lub **masyw sudecki** w podziale Kleczkowskiego (1988, 1990). Jednostkami hydrogeologicznymi niższego rzędu są podregiony oraz rejony hydrogeologiczne. Zgodnie z podziałem zaproponowanym na mapie hydrogeologicznej Polski w skali 1:200 000, krystalinik karkonosko-izersko-kaczawski wchodzi w skład dwóch podregionów hydrogeologicznych: izersko-karkonoskiego i północno-kaczawskiego (Michniewicz i in., 1980, 1983). W podziale tym południową część Gór Kaczawskich włączono do podregionu karkonosko-izerskiego. Wynikiem hydrogeologicznych prac regionalnych prowadzonych w Sudetach i na ich przedpolu był podział przedsta-



Ryc. 18. Regionalizacja hydrogeologiczna Kotliny Jeleniogórskiej wraz z jej górskim obramowaniem

1 – metamorfik izerski i wschodnich Karkonoszy, 2 – metamorfik Gór Kaczawskich, 3 – granit Karkonoszy, 4 – osady klastyczne niecki śródsudeckiej, 5 – utwory górnokredowe rowu Wlenia, 6 – wodonośne osady plejstoceno-holoceno, 7 – granica podregionu hydrogeologicznego, 8 – granica rejonu hydrogeologicznego, 9 – granica zbiornika wód podziemnych; wybrane zbiorniki: ZK – karkonoski (P_2-P_1), ZCS1 – wód termalnych Cieplice Śląskich Zdroju (C_2), ZRW – rowu Wlenia (K_2), ZDKB – doliny kopalnej Bobru (Q), ZIG – Jeleniej Góry (Q), 10 – linia przekroju A-A'

Fig. 18. Hydrogeological division of Jelenia Góra Basin region with adjacent regions

1 – metamorphic complex of Izera unit and Eastern Karkonosze, 2 – metamorphic rocks of Kaczawa Mts., 3 – Karkonosze granites, 4 – sedimentary succession of Intrasedimentary Basin, 5 – Upper Cretaceous rocks of Wleń graben, 6 – Holocene and Pleistocene water-bearing sedimentary rocks, 7 – boundary of hydrogeological subregion, 8 – boundary of hydrogeological domain, 9 – aquifer boundary; selected aquifers: ZK – Karkonosze (P_2-P_1), ZCS1 – thermal water of Cieplce Śląskie Spa (C_2), ZRW – Wleń graben (K_2), ZDKB – buried valley of Bóbr River (Q), ZIG – Jelenia Góra (Q), 10 – line of A-A' cross-section

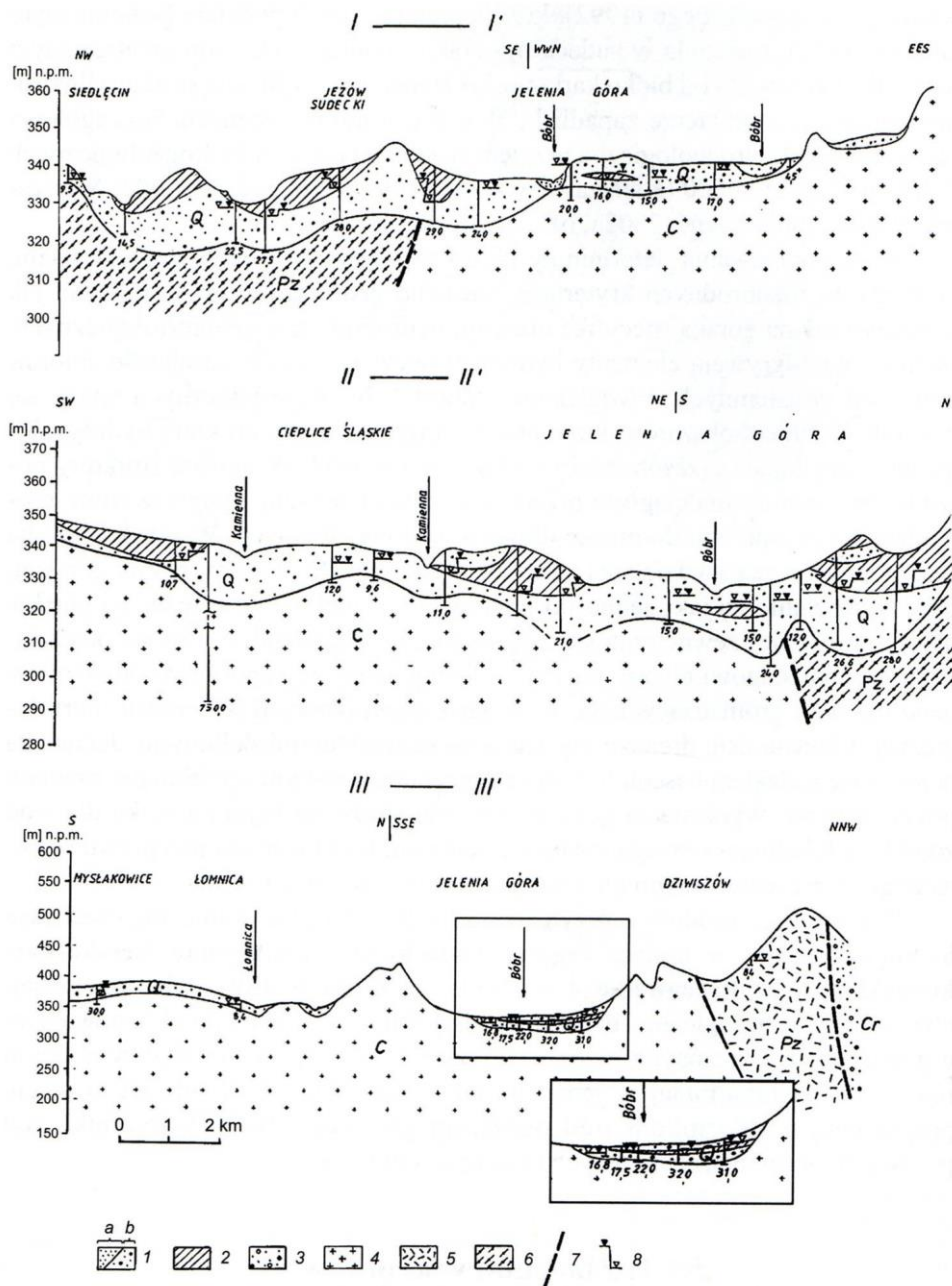
wiony przez Kowalskiego (1992), który opierając się na podziale geologicznym Oberca (1972), rozdziela w sudeckim-górskim podregionie hydrogeologicznym jednostkę kaczawską od bloku karkonosko-izerskiego i wydziela struktury hydrogeologiczne o charakterze zapadlisk, zlewni czy dolin rzecznych. Szczegółowa regionalizacja hydrogeologiczna przyjęta została na mapach hydrogeologicznych Polski w skali 1:50 000 (Kiełczawa, Czerski, 1997; Grzegorzczak, 2002; Marszałek, Wąsik, 2002; Kieć, 2002a, b).

Skala opracowania determinuje przeprowadzenie szczegółowego podziału, opartego na różnorodnych kryteriach, zarówno geologiczno-strukturalnych, jak i, zważywszy na górką specyfikę obszaru, hydrograficzno-geomorfologicznych. Istotną rolę odgrywają elementy hydrogeologiczne, głównie zasobność zbiorników wód podziemnych. Wydzielanie jednostek hydrogeologicznych wiąże się z wyodrębnieniem obszarów, które obejmowałyby główne struktury hydrogeologiczne, decydujące o zasobności i wykorzystaniu wód. W ramach struktury powinna być zachowana ciągłość przepływu od stref zasilania, poprzez strefę gromadzenia i przepływu, do miejsc drenażu wód podziemnych. Warunek krążenia determinuje zasięg wydzielanej struktury. W przypadku Kotliny Jeleniogórskiej, przy wydzielaniu jej jako jednostki hydrogeologicznej, włącza się też jej górskie obramowanie. Jej zewnętrzną granicę wyznacza wododział, a wieniec otaczających ją pasm stanowi obszar zasilania i formowania się naporu hydrodynamicznego dla wód gromadzących się w skałach zbiornikowych w depresji morfologicznej. Główne osie drenażu związane są ze strukturami dolinnymi. Jednostka ta jest więc rodzajem basenu hydrogeologicznego o słabym wypełnieniu osadami pokrywowymi. Wyniesienia górskie stanowią strefy zasilania nie tylko dla wód zwykłych lokalnego i przejściowego przepływu, lecz także dla przepływu regionalnego, reprezentowanego głównie przez wody termalne Cieplic.

Reasumując, zgodnie z przyjętą w niniejszym opracowaniu regionalizacją hydrogeologiczną, w ramach **regionu sudeckiego i podregionu izersko-karkonoskiego** oraz **kaczawskiego** wydziela się **rejon Kotliny Jeleniogórskiej**, obejmujący morfologiczne obniżenie śródgórskie wraz z górkim obramowaniem o granicach wyznaczonych przez wododziały (ryc. 18). W tak wyodrębnionym rejonie wydzielono mniejsze jednostki taksonomiczne, odpowiadające w ujęciu przestrzennym **zbiornikom wód podziemnych**. Należą do nich zbiorniki wód porowych, porowo-szczelinowych oraz szczelinowych.

5.1.1. Zbiorniki wód porowych

Zbiorniki wód porowych w utworach piaszczysto-żwirowych kenozoiku (plejstocen–holocen) najlepiej wykształcone są w dnie Kotliny Jeleniogórskiej. Stanowią one struktury niższego rzędu, związane głównie z wypełnieniem współczesnych i kopalnych dolin rzecznych oraz osadami fluwiogłacjalnymi. Jednostki



te, ze względu na wyższą w porównaniu z otoczeniem zasobność, tworzą główne poziomy użytkowe w obszarze Kotliny Jeleniogórskiej.

Poziom wód porowych najlepiej wykształcony jest w dolinie Bobru, Kamienicy i Łomnicy, gdzie osiąga zmienne miąższości, od kilku metrów w brzeżnych partiach kotliny i na wyniesieniach morfologicznych masywu krystalicznego,

Ryc. 19. Przekroje hydrogeologiczne przez Kotlinę Jeleniogórską
(lokalizacja przekrojów na ryc. 13)

1 – piaski (a) i utwory piaszczysto-żwirowe (b), 2 – gliny zwałowe, 3 – utwory górnokredowe rowu Wlenia, 4 – granity karkonoskie, 5 – metamorfik kaczawski, 6 – metamorfik izerski, 7 – uskoki, 8 – zwierciadło wód podziemnych

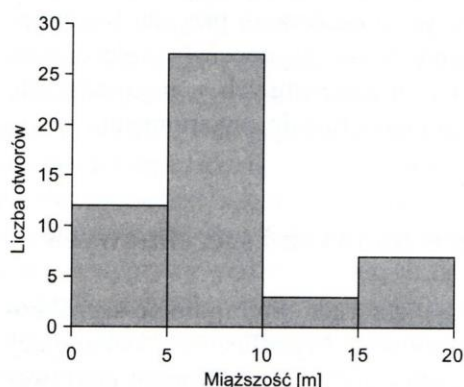
Fig. 19. Hydrogeological cross-sections through Jelenia Góra Basin region
(location on fig. 13)

1 – sands (a) and sandy-gravel rocks (b), 2 – till, 3 – Upper Cretaceous rocks of Wleń graben, 4 – Karkonosze granites, 5 – metamorphic rocks of Kaczawa unit, 6 – metamorphic rocks of Izera unit, 7 – faults, 8 – groundwater table

do ponad 19 m w jej centrum (ryc. 19). Zasięg warstwy wodonośnej o miąższości powyżej 5 m stał się podstawą wydzielenia granic plejstoceno-holoceno **zbiornika wód podziemnych Jelenia Góra** (ZJG, ryc. 18). W różnych opracowaniach hydrogeologicznych zbiornik ten nazywany był zbiornikiem jeleniogórskim (Janicki i in., 1994) lub Jelenia Góra–Cieplice (Zaleska i in., 1999). Rozciąga się on wzdłuż doliny Bobru pomiędzy Wojanowem a Jelenią Górą, przedłużając się w dolinę Kamiennej do Cieplic Śl. oraz w dolinę Łomnicy do miejscowości Mysłakowice (ryc. 18, 19). W przeważającej liczbie otworów nawiercono w nim warstwę wodonośną o miąższości w przedziale 5–10 m (ryc. 20).

Ważnymi zbiornikami wód podziemnych o potencjalnie wysokich zasobach są doliny kopalne, jednak stopień ich rozpoznania w tej części Sudetów jest zróżnicowany. Najlepiej rozpoznana jest plejstocenska dolina kopalna pra-Bobru w części północno-zachodniej obszaru, między Jelenią Górą a Jeżowem Sudeckim (Michniewicz i in., 1995; Kiełczawa, Czerski, 1997), oraz w rejonie Marciszowa, już poza obszarem opracowania (Michniewicz, Wojtkowiak, 2001). Wydzieloną w obszarze Kotliny Jeleniogórskiej, na odcinku Jelenia Góra–Jeżów Sudecki–Siedlęcina, kopalną strukturę dolinną nazwano **zbiornikiem doliny kopalnej Bobru** (ZDKB; ryc. 18).

Badania geofizyczne i wiercenia wykazały obniżenie podłoża krystalicznego Kotliny w kierunku NW oraz istnienie kopalnego odcinka w rejonie Jeżowa i Siedlęcina. Zagłębienie w podłożu osiąga w skrajnym przypadku 40 m.



Ryc. 20. Histogram rozkładu miąższości wodonośnych osadów rzecznych i wodnolodowcowych

Fig. 20. Distribution of alluvial and fluvio-glacial sediments thickness

W rejonie Jeżowa Sudeckiego wiercenia potwierdziły obecność piaszczysto-żwirowych osadów rzecznych z otoczkami o miąższości dochodzącej do 20 m, przykryte warstwą glin, pyłów i iłów o grubości 3–7 m (ryc. 19). Miąższość przewierconego holocenu i plejstocenu wynosi tu około 28 m. Przypuszcza się, że ós doliny kopalnej pokrywa się z przebiegiem potoku Szumiąca.

Struktura ta przedłuża się ku E w kierunku Maciejowej i Kaczorowa, gdzie stanowi fragment starego przepływu Bobru. Jej odcinek w rejonie Kaczorowa został rozpoznany głównie badaniami geofizycznymi (Michniewicz i in., 1995). Istnienie wschodniego odcinka tej struktury może sugerować drugi epigenetyczny przełom Bobru przez Rudawy Janowickie.

Zbiornik doliny kopalnej Bobru łączy się ze zbiornikiem „Jelenia Góra”. Powierzchnia tak okonturowanego zbiornika „Jelenia Góra” wynosi około 59 km². Płaty wodonośnych osadów występują ponadto w rejonie Maciejowej, Komarna i Radomierza. Generalnie w układzie hydrostrukturalnym występuje jeden swobodny poziom wodonośny, wykształcony w postaci zawodnionych żwirów i osadów piaszczysto-żwirowych, z występującymi w ich obrębie wkładkami gliniastymi o małej (2–3 m) miąższości. Lokalnie tylko, i to głównie w dolinie kopalnej, występują dwa połączone hydraulicznie poziomy wodonośne, miejscami rozdzielone słabo przepuszczalnymi osadami glin zwałowych i iłów zastoisowych. Przykrywające warstwę wodonośną utwory gliniaste powodują tu napór zwierciadła, którego stabilizacja kształtuje się na tej samej wysokości jak zwierciadła swobodnego. Głębokość zalegania zwierciadła zmienia się w stosunkowo szerokim przedziale od 1,1 do prawie 18 m p.p.t., jednak w większości studni wierconych (65%) oraz kopanych (95%) nie przekracza ono głębokości 4,0 m p.p.t. W przypadku poziomów naporowych zwierciadło stabilizuje się na głębokości w przedziale 0,1–10, najczęściej 1,0–4,0 m p.p.t.

Poziom aluwiiów rzecznych wykazuje łączność hydrauliczną z wodami sieci powierzchniowej, które przy sprzyjających warunkach mogą zasilać wody podziemne.

Zgodnie z wprowadzonymi ostatnio przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną zmianami w tabeli stratygraficznej, eliminującymi podział kenozoiku na trzeciorząd i czwartorzęd, w niniejszym opracowaniu przyjęto traktować hydrogeologiczne piętro czwartorzędowe jako piętro plejstoceno-holoceno. Zaliczono do niego wymienione zbiorniki wód podziemnych w najmłodszych, luźnych pokrywach osadowych, zaliczanych pierwotnie do czwartorzędu.

5.1.2. Zbiorniki wód porowo-szczelinowych i szczelinowych

Największe rozprzestrzenienie zajmuje zbiornik wód porowo-szczelinowych, występujących w górnych partiach utworów krystalicznych, obejmujący strefę szczelin wietrzeniowych wraz z zalegającymi na niej utworami pokryw-

wymi o charakterze zwietrzelin. Przyjmuje się zasięg głębokościowy tego zbiornika w przedziale 20–30 m. W opracowaniach regionalnych (m.in. Janicki i in., 1994; Zaleska i in., 1999) zbiornik ten przyjmuje lokalne nazwy, np. **zbiornik karkonoski** lub zamiennie „**Karkonosze**” (ZK, ryc. 18). Na początku lat 90. był on zaliczany do Głównych Zbiorników Wód Podziemnych Polski (GZWP nr 344 „Zbiornik Karkonosze”) o powierzchni 150 km² i zasobach dyspozycyjnych szacowanych na 50 tys. m³/d (Kleczkowski, 1990). Wartość modułu zasobów dyspozycyjnych oceniano na 3,86 l/s km². Obecność w nim wód niespełniających określonych kryteriów GZWP, szczególnie w zakresie ich jakości, przejawiającej się niskim odczynem pH wody, było przyczyną usunięcia tego zbiornika pod koniec lat 90. z rejestru Głównych Zbiorników Wód Podziemnych.

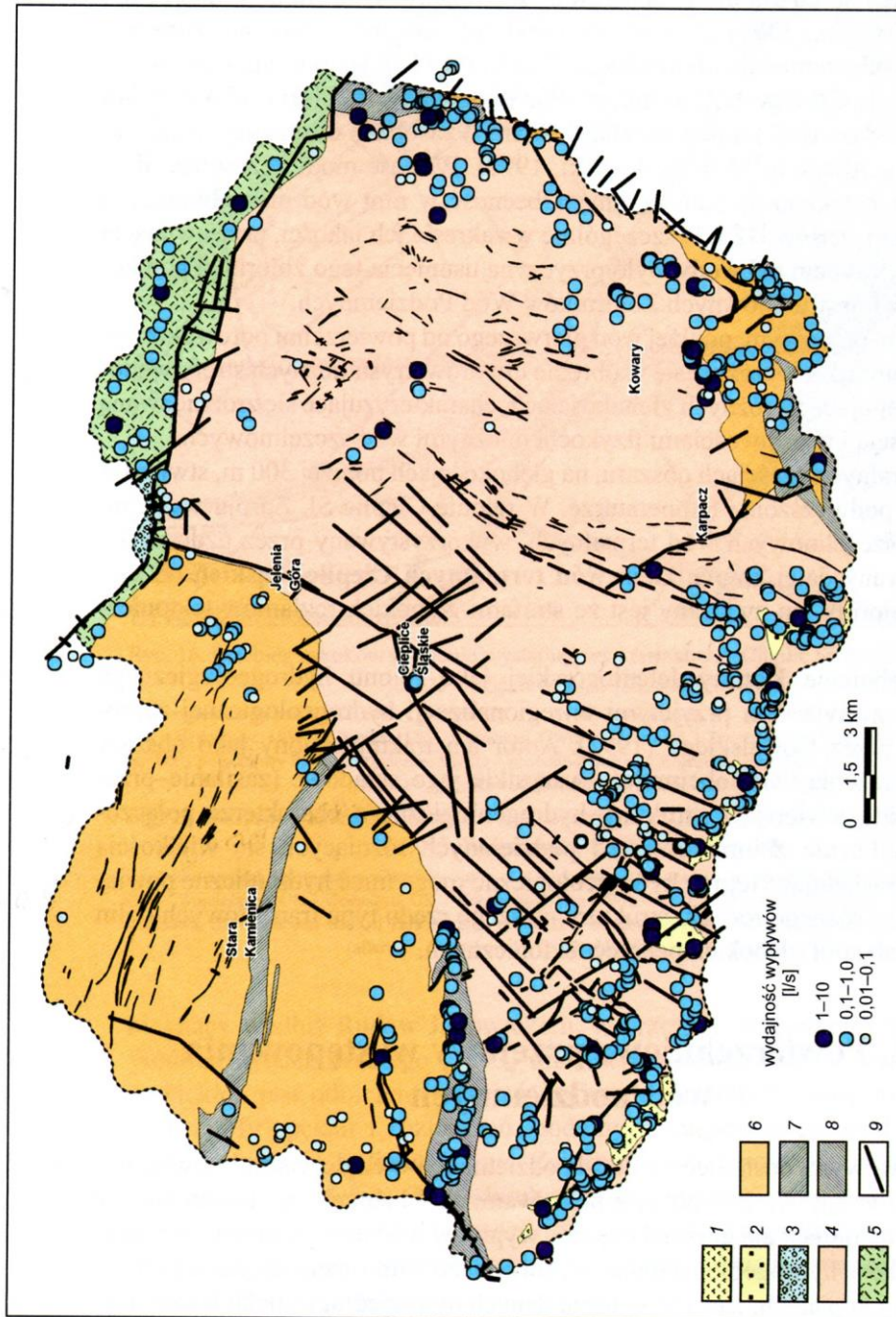
W profilu pionowym, poniżej wód pierwszego od powierzchni porowo-szczelinowego zbiornika, wyróżnia się w obrębie utworów krystalicznych strefy wodonośne, występujące na różnych głębokościach, charakteryzujące się zróżnicowaną wodonośnością i właściwościami fizykochemicznymi wód szczelinowych.

W centralnych częściach obszaru, na głębokościach poniżej 300 m, stwierdza się wody o podwyższonej temperaturze. W rejonie Cieplic Śl. Zdroju występuje zbiornik szczelinowych wód termalnych, wykorzystywany przez uzdrowisko Cieplice, zwany dalej **zbiornikiem wód termalnych Cieplic Śląskich** (ZCŚl., ryc. 18). Zbiornik ten związany jest ze strefami głębokich rozłamów tektonicznych.

Wyodrębnienie Kotliny Jeleniogórskiej jako rejonu hydrogeologicznego jest zgodne z kryteriami przyjętymi w regionalizacji hydrogeologicznej zaproponowanej przez Kowalskiego (1992). Autor ten traktuje rejon jako obszary lokalnego krążenia wód, obejmujące wszystkie jego składowe (zasilanie–przepływ–drenaż), zawierające struktury hydrogeologiczne o charakterze połączonych hydraulicznie zbiorników wód podziemnych różniących się wielkością i wiekiem. Sąsiadujące rejonu hydrogeologiczne mogą mieć hydrauliczne powiązania poprzez różnego rodzaju struktury niższego rzędu typu tranzytowych dolin rzecznych lub stref głębokich pęknięć tektonicznych.

5.2. Powierzchniowe przejawy występowania wód podziemnych

Podstawowymi odsłonięciami wód podziemnych w części centralnej obszaru, obejmującej tereny Kotliny pokryte pokrywami skał luźnych, są studnie kopane i wiercone, natomiast dla górskiej części – wypływy wód podziemnych. Przy analizie warunków hydrogeologicznych wykorzystano informację dotyczącą studni wierconych i kopanych, zawartą w bazie danych hydrogeologicznych Banku Hydro, materiałach niepublikowanych (m.in. Janicki i in., 1994; Zaleska i in., 1999) oraz otworów dokumentowanych przez autora. Podstawą analizy studni i źródeł



Ryc. 21. Mapa rozmieszczenia wypływów wód podziemnych i ich wydajności na tle budowy geologicznej

1 – torf, 2 – uwory morenowe, 3 – margle, mulowce, piaskowce, 4 – granity karkonoskie, 5 – metamorfik kaczawski, 6 – gnejsy i granitognejsy, 7 – łupki tyczyszykowskie, 8 – łupki tyczyszykowe zhornfelsowane, 9 – przebieg stref uskoku i utworów żyłowych

Fig. 21. Location of springs with their discharge on the geology background

1 – peats, 2 – moraine deposits, 3 – marls, mudstones and sandstones, 4 – Karkonosze granites, 5 – metamorphic rocks of Kaczawa unit, 6 – gneisses and granitogneisses, 7 – mica schists, 8 – hornfelses, 9 – faults and vein rocks

były jednak głównie wyniki kartowania hydrogeologicznego przeprowadzonego przez autora oraz jego dyplomantów w różnych latach, przedstawione na mapach (ryc. 21, 28). Pomocna również była informacja zawarta w szczegółowych opracowaniach kartograficznych (Kiełczawa, Czerski, 1997; Marszałek, Wąsik, 2002). Ogółem do interpretacji wykorzystano bazę 346 otworów wiertniczych, 175 studni kopanych oraz 907 wypływów wód podziemnych.

5.2.1. Wypływy wód podziemnych

Rozpoznanie wypływów wód podziemnych jest zróżnicowane. Najwięcej wykartowano ich w południowej części obszaru, obejmującej najwyższe masywy górskie. Najmniej natomiast zarejestrowano w części północno-zachodniej, obejmującej Pogórze Izerskie, gdzie znaczna część źródeł miała charakter wypływów okresowych, których nie uwzględniono w analizie hydrogeologicznej.

Silne rozcięcie erozyjne terenu i wysokie zasilanie opadowe sprzyja występowaniu licznych naturalnych wypływów wód podziemnych w obramowaniu górskim Kotliny, szczególnie w Karkonoszach i Grzbiecie Wysokim Gór Izerskich (ryc. 21).

Obliczony na podstawie zestawionych z różnych okresów pomiarowych wyników kartowania hydrogeologicznego, dla wybranych fragmentów badanego obszaru, wskaźnik krenologiczny W_k (uźródlenia), charakteryzujący liczbę wypływów wód podziemnych przypadających na 1 km² powierzchni, wykazuje zróżnicowane wartości. Obliczenia mają charakter szacunkowy ze względu na brak wyników kompleksowego i w miarę jednoczasowego kartowania całego analizowanego obszaru. Obliczenia prowadzono zarówno dla głównych jednostek geograficznych w granicach opracowania, jak i dla wybranych zlewni badawczych. Wyniki obliczeń przedstawiono w tabeli 3.

Najwyższą wartość wskaźnika uźródlenia wykazują Karkonosze, gdzie uzyskano średnią 3 wypływy na 1 km². Wartość ta jest znacznie niższa od podawanej w literaturze dla tego masywu wartości $W_k = 5,6$ (Tomaszewski, 1977; Kryza H. i in., 2005) i wynika głównie z uwzględnienia w obliczeniach stałych wypływów wód podziemnych o charakterze źródeł, młak i wycieków. W obliczeniach nie uwzględniono natomiast wysięków, które zdaniem autora mają w Karkonoszach w większości charakter okresowy.

Dla pozostałych partii badanego obszaru wskaźnik ten zmienia się od skrajnie niskich wartości $W_k = 0,2$ dla wyrównanego dna Kotliny Jeleniogórskiej okonturowanej poziomą 400 m n.p.m., do wartości $W_k = 1,6$ dla Gór Izerskich i $W_k = 1,7$ dla zachodniej części Rudaw Janowickich. Najwyższy stopień nacięcia stref wodonośnych występuje w najwyższych partiach obszaru, głównie w strefach wysokogórskich Karkonoszy.

Tabela 3. Wartości wskaźnika krenologicznego w obszarze wybranych jednostek geograficznych oraz w poszczególnych zlewniach w granicach opracowania

Table 3. Spring density index in the area of selected geographical units and in catchments

W tym zlewnia	Jednostka geograficzna					
	Góry Izerskie z Pogórzem	Góry Izerskie	Karkonosze	Rudawy Janowickie	Kotlina Jeleniogórska	Góry Kaczawskie
	1,0	1,60	3,00	1,70	0,2	0,5
Kamienica		0,36				
Kamienna (do Piechowic)			2,56			
Wrzosówka			3,13			
Łomnica (bez zl. Jedlicy)			2,10			
Jedlica (do Kowar)			2,76			
Karpnicki Potok				1,37		
Radomierka						1,40

Uwzględniając systematykę wypływów (Pazdro, Kozerski, 1990; Wieczysty, 1982; Tomaszewski, 1977), wyróżniono typowe wypływy punktowe, czyli **źródła**, oraz dominujące w całym obszarze **wypływy strefowe** o charakterze wycieków i młak.

Młaki lub ich skupienia w postaci pól młacznych cechuje wypływ wody z zabagnionej powierzchni porośniętej roślinnością hydrolubną. Wypływy te zajmują niekiedy znaczne powierzchnie i mogą mieć charakter młak odpływowych lub ewapotranspiracyjnych. Koncentrują się głównie w wierzchowinowej partii Karkonoszy, zwłaszcza w ich zachodniej części. Szczególnym rodzajem wypływów genetycznie związanym z młakami mogą być torfowiska, które występują często na spłaszczeniach morfologicznych, a nie dają powierzchniowego odpływu. Torfowiska zasilane są przypuszczalnie w znacznej mierze wodami krążącymi w skałach podścielających warstwę organiczną, głównie z granitu.

Wycieki, różniące się od młak brakiem warstwy organicznej, stanowią, oprócz typowych źródeł, najliczniejszą (50%) grupę wypływów. Razem tworzą one ponad 85% wszystkich wypływów podziemnych (tab. 4).

Wypływy punktowe stanowią 35% całej populacji wypływów. Udział ich jest znacznie większy w osłonie metamorficznej niż w granicie karkonoskim (Marszałek, 1996a).

Najmniej, bo około 14%, jest natomiast młak, a także sztucznych wypływów w postaci sztolni (poniżej 1%).

Ilościowy udział poszczególnych rodzajów wypływów wód podziemnych przedstawia tabela 4.

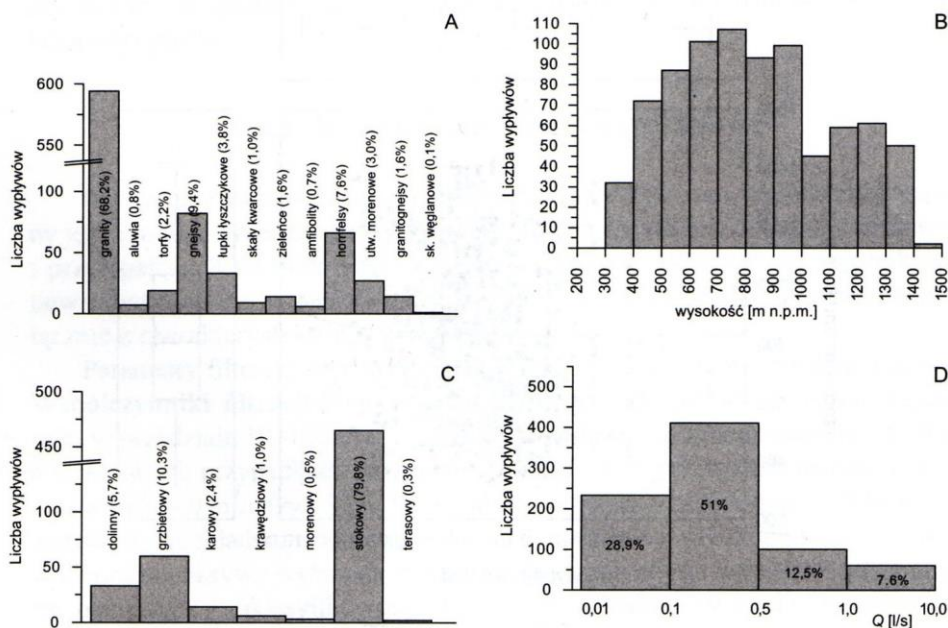
Tabela 4. Ilościowy udział poszczególnych rodzajów wypływów wód podziemnych w obszarze badań

Table 4. Quantitative participation of type springs in the study area

	Rodzaj wypływu				Suma
	źródło	wyciek	młaka	sztolnia	
liczba	320	452	126	9	907
udział w %	35	50	14	1	100

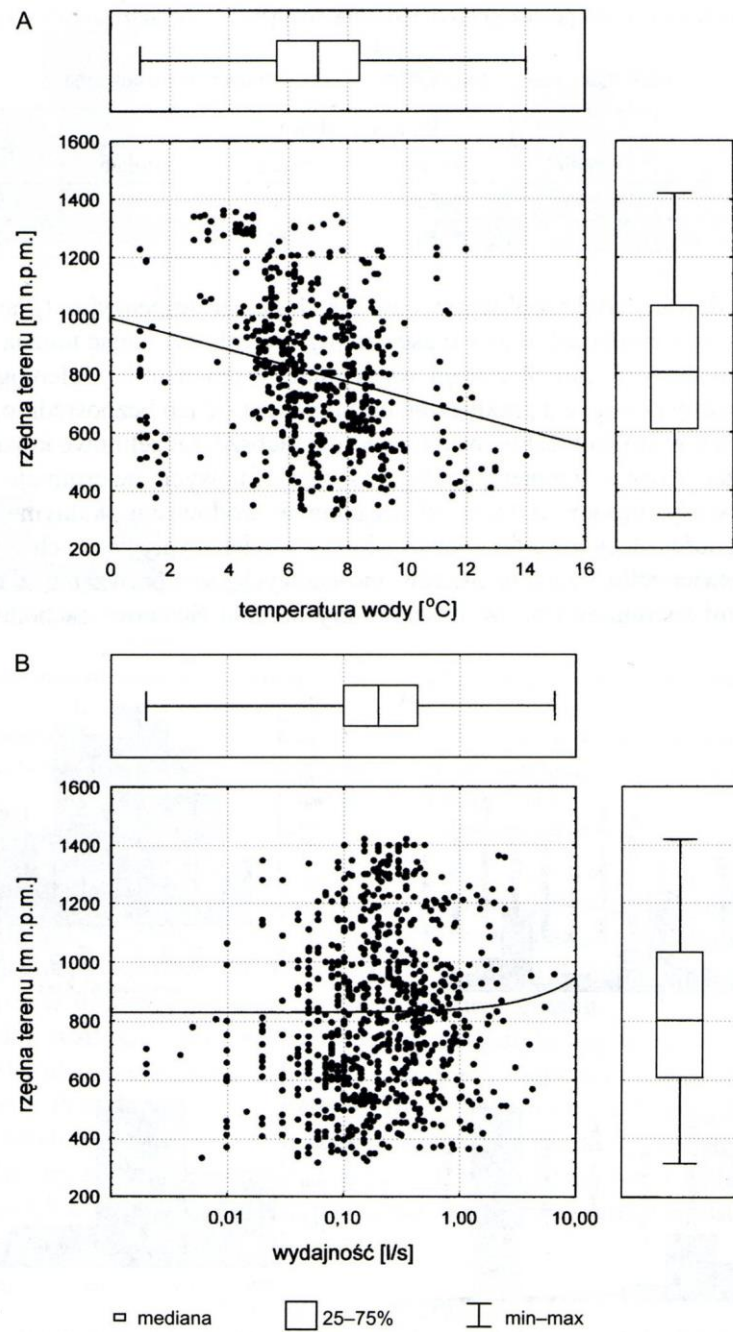
Zdecydowana większość wypływów ma charakter descenzyjny (grawitacyjny). Za typowe źródła uskoku o ascenzyjnym wypływie uznać można właściwie dopiero termy Cieplic Śl. Zdroju, występujące w dnie Kotliny Jeleniogórskiej. W górskiej części masywu praktycznie nie stwierdza się ich bezpośrednio, jednak położenie ich w strefach uskoku sugeruje głębsze, szczelinowe krążenie.

Znaczne rozprzestrzenienie pokryw zwietrzelinowych determinuje sposób wypływu wody, będący efektem jej krążenia w środowisku skalnym. Rzutuje to na obecność zdecydowanie większej liczby źródeł wypływających z pokryw (głównie zwietrzelin, rzadziej osadów morenowych) w porównaniu z typowymi źródłami szczelinowymi. W obszarze krystaliniku Sudetów Zachodnich po-



Ryc. 22. Zależność liczby wypływów wód podziemnych od litologii strefy wodonośnej (A), wysokości położenia n.p.m. (B), lokalizacji w morfologii terenu (C) i ich wydajności (D)

Fig. 22. Dependence of springs numbers upon lithology of water-bearing zone (A), altitude a.s.l. (B), morphological location (C) and spring discharge (D)



Ryc. 23. Zależność temperatury wód (A) i wydajności (B) od wysokości położenia źródeł

Fig. 23. Dependence of groundwater temperature (A) and springs discharge (B) upon altitude of springs

wszechny jest typ mieszany wypływów, drenujących ośrodek porowo-szczelinowy. Ze względu na litologię drenowanych utworów przeważają wypływy z granitu karkonoskiego (ryc. 22 A).

Duże zróżnicowanie hipsometryczne, o amplitudzie przekraczającej 1200 m, powoduje znaczny rozrzut występowania stref drenażu źródłanego. Główne strefy występowania źródeł mieszczą się w przedziale wysokości od 600 do 1000 m n.p.m. (ryc. 22 B, 23). Większość z nich (ryc. 22 C) położona jest na stokach (źródła stokowe). W partiach wierzchowinowych występują wypływy grzbietowe lub podgrzbietowe. W charakterystycznych dla morfologii górnych partii Karkonoszy kotłach polodowcowych występują źródła karowe, często wypływające bezpośrednio ze szczelin skalnych. Głębokie rozcięcia erozyjne w strefie kotłów polodowcowych i nisz niwalnych powodują intensywny drenaż stref wodonośnych masywu krystalicznego. Źródła wypływające z niewielkich płątów moren czołowych, zamykających kotły polodowcowe, osiągają wydajności przekraczające 6 l/s. Mają one jednak często charakter wypływów okresowych oraz wtórnych.

Tak duże wydajności źródeł, osiągające w skrajnych przypadkach kilkanaście l/s (tab. 5), zdarzają się rzadko, głównie po intensywnym zasilaniu w okresie wiosennych roztopów. Typowa dla omawianego obszaru, podobnie jak w całym krystaliku sudeckim, jest niska wydajność wypływów wód podziemnych, najczęściej w przedziale 0,1–0,5 l/s (ryc. 22 D), co pozwala je zaklasyfikować do VI klasy wydajności Meinzera (Pazdro, Kozerski, 1990). Analizując jednak wszystkie zarejestrowane źródła, rozszerza się zakres klas od IV do VII, obejmujących źródła o wydajnościach od bliskich 0,01 l/s w okresie głębokich niżówek do kilkunastu l/s podczas tajania pokrywy śnieżnej.

Nie obserwuje się wyraźnych zależności wydajności źródeł od wysokości ich położenia, słabą natomiast korelację ($r = -0,310$) uzyskano w przypadku temperatury wód źródłanych (rys. 23 A, B). Taki wynik korelacyjny jest efektem nie tylko drenażu zróżnicowanych głębokościowo stref wodonośnych, lecz także różnoczesowych pomiarów temperatury wody. Wartości temperatur dla przeważającej liczby źródeł mieszczą się w przedziale 5,7–8,6°C i zbliżone są do średnich rocznych temperatur powietrza. Świadczy to o drenażu przez nie podstawowego, porowo-szczelinowego zbiornika wód podziemnych w utworach krystalicznych. Znacznie odbiegające od średnich temperatury są typowe dla mało wydajnych wycieków, drenujących płytko położone strefy zawodnionych zwietrzelin, mierzonych w okresie letnim lub zimowym. Zakres zarejestrowanych w nich w trakcie kartowania hydrogeologicznego temperatur wód wykazywał szeroką rozpiętość, od zbliżonych do 1 do ponad 16°C (ryc. 23 B, 24 C). Tak skrajne wartości związane są z wpływem temperatury otoczenia na płytko krążące wody źródeł, szczególnie na spłaszczeniach stokowych strefy wierzchowinowej Karkonoszy.

Statystyczny rozkład rzędnej wypływu, wydajności i temperatury wody dla poszczególnych wydzieliń litologicznych drenowanych przez źródła przedstawiono na rycinie 24.

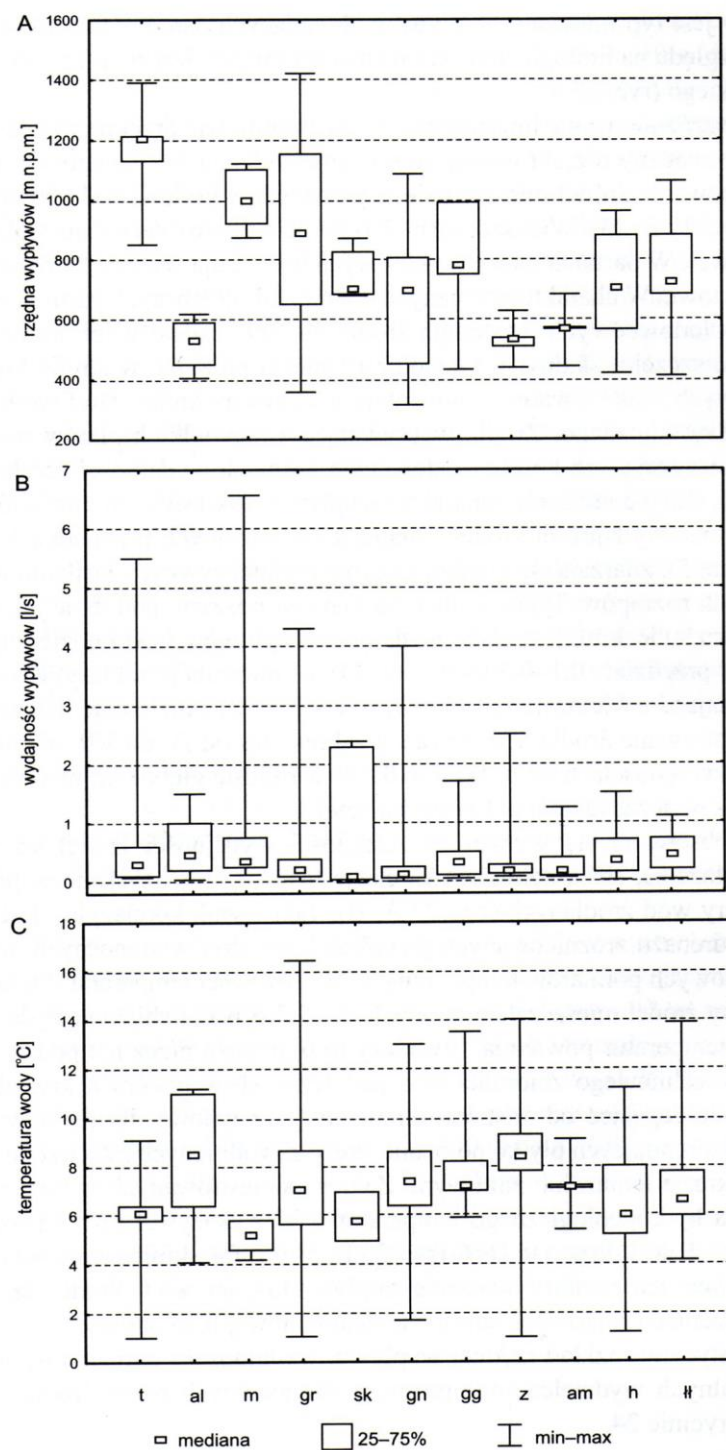


Tabela 5. Charakterystyka hydrogeologiczna wybranych źródeł (numeracja zgodna z ryc. 25)

Table 5. Hydrogeological characteristic of selected springs (numbers of springs according to fig. 25)

Nr źródła	Rzędna [m n.p.m.]	Litologia strefy wodonośnej	Okres pomiarowy	Wydajność [l/s]		$R = \frac{Q_{\max}}{Q_{\min}}$	Temperatura wody [°C]		α [1/d]
				max	min		max	min	
1*	855	brekcje i mylonity kwarcowe	04.1986–03.1990	9,40	0,76	12,4	5,8	4,0	0,0235 0,0101
2	702	gnejsy	09.1986–03.1990	1,20	0,05	24,0	8,8 8,2	3,4 5,2	0,0294 0,0109
3	653	hornfelsy	04.1986–03.1990	4,78	0,23	20,1	6,7	4,8	0,0129 0,0073
4	460	granity/hornfelsy	12.1987–09.1989	4,35	0,35	12,4	8,9	4,5	0,0590 0,0103
5	917	granity	09.1989–07.2000	2,23	0,23	9,7	8,4	2,9	0,0163 0,0055
6	1220	granity	05.1987–12.1989	16,00	0,45	35,5	7,2	1,2	0,0867 0,0260
7	758	granity	09.1986–03.1990	1,50	0,24	6,25	8,8 7,7	2,6 3,8	0,0137 0,0048
8	1292	granity	09.1986–10.1989	1,19	0,32	3,7	4,8	1,3	0,0146
9	725	granity	09.1986–09.1989	5,15	0,58	8,9	5,1	7,2	0,0174 0,0027
10**	780	granity	05.1989–10.2003	1,00	0,01	100			0,0276 0,0166
11**	542	granity	08.1987–10.2003	7,20	0,10	72			0,0347 0,0163
12	580	granity	1995–2001	0,60	0,10	6	7,4	6,0	0,0114 0,0022
13**	418	granity	05.1989–10.1998	8,00	0,48	16,7			0,0214 0,0065

* sztolnia, ** źródła obserwowane w ramach monitoringu krajowego, dane udostępnione przez PIG

* adit, ** springs measured in the frame of national monitoring, data from PGI

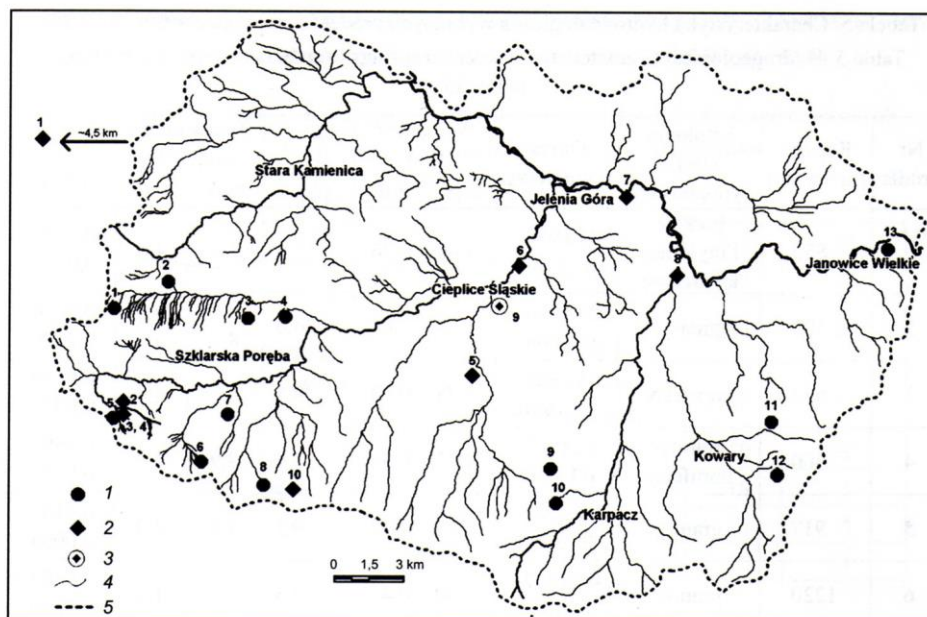


Ryc. 24. Statystyczny rozkład rzędnej (A) i wydajności (B) oraz temperatury wód (C) dla wypływów z głównych wydzieli litologicznych

t – torfy, al – aluwia rzeczne, m – utwory morenowe, gr – granity, sk – brekcje i mylonity kwarcowe, gn – gnejsy, gg – granitognejsy, z – zieleńce, am – amfibolity, h – hornfelsy, ł – łupki łuszczykowe

Fig. 24. Statistical distribution of altitude (A), discharge (B) and temperature (C) of springs for main water-bearing rocks

t – peats, al – alluvial deposits, m – moraine deposits, gr – granites, sk – quartz breccia and mylonites, gn – gneisses, gg – granitogneisses, z – greenstones, am – amphibolites, h – hornfelses, ł – mica schists



Ryc. 25. Lokalizacja źródeł i studni badanych okresowo lub stacjonarnie

1 – źródła, 2 – studnie i piezometry, 3 – ujęcia wód termalnych, 4 – rzeki, 5 – granica obszaru opracowania

Fig. 25. Location of monitored springs and wells

1 – springs, 2 – wells and piezometers, 3 – intakes of thermal waters, 4 – rivers, 5 – limits of the study area

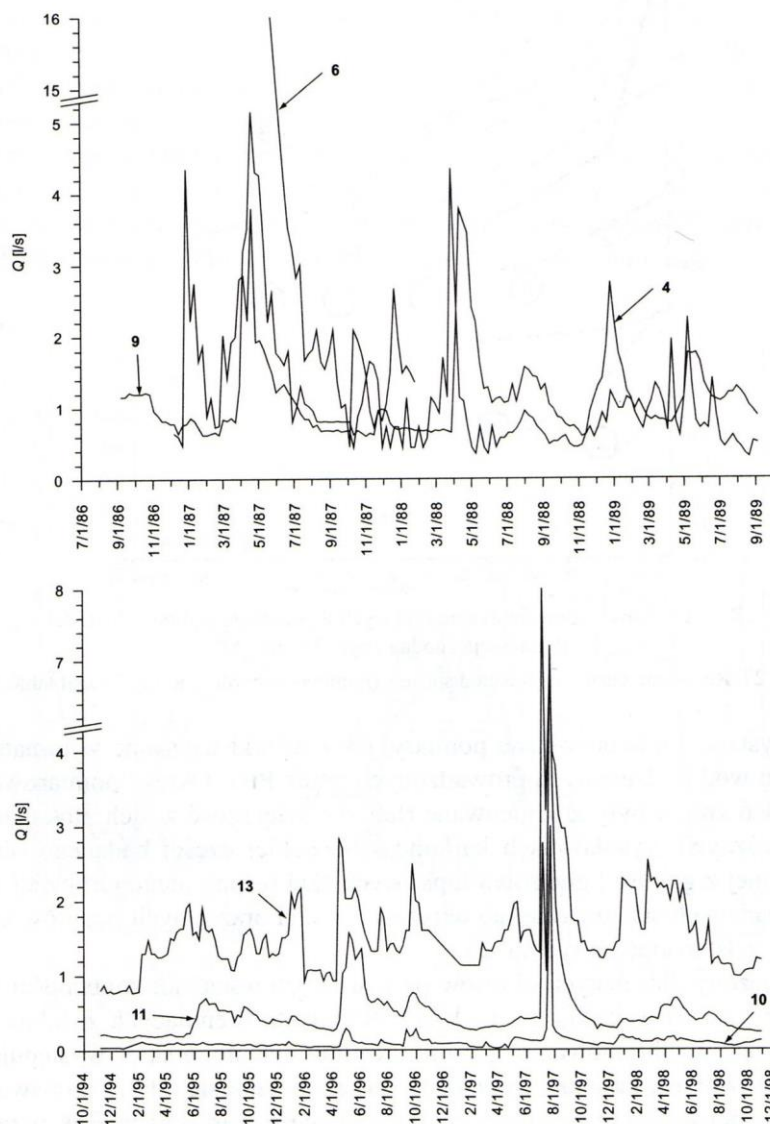
Duże zróżnicowanie hipsometryczne obszaru wpływa na znaczny rozrzut występowania stref drenażu źródłanego głównych wydzieliń litologicznych (ryc. 24 A). Przedstawione na wykresach ramkowych w postaci mediany główne strefy źródeł mieszczą się w przedziale od 520 dla aluwów rzecznych do 1200 m n.p.m. dla wysoko położonych pokryw torfowych. Źródła drenujące skały granitowe, zajmujące w analizowanym obszarze największą powierzchnię wychodni, najliczniej są reprezentowane w strefie wysokości około 700 m n.p.m.

Z analizy określonych populacji źródeł wynika, że największą wydajnością, przekraczającą często 2 l/s, cechują się wypływy drenujące skały kwarcowe strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego (ryc. 24 B). Wpływa na to zarówno silny stopień ich spękania, jak i uwzględnienie w niewielkiej stosunkowo populacji wypływu ze sztolni, nacinającej masyw kwarcowy na długości ponad 200 m. Zbliżone wydajności (średnio 0,3–0,4 l/s) cechowały źródła wypływające z hornfelsów i łupków łyszczykowych. Niewiele niższą średnią wydajnością (około 0,2 l/s) cechowały się wypływy drenujące granity karkonoskie.

Pozycja hipsometryczna poszczególnych stref drenażowych określonych skał zbiornikowych oraz głębokość cyrkulacji wód w masywie skalnym wpływa na wysokość temperatury wód źródłanych (ryc. 24 C). Najwyższe średnie tem-

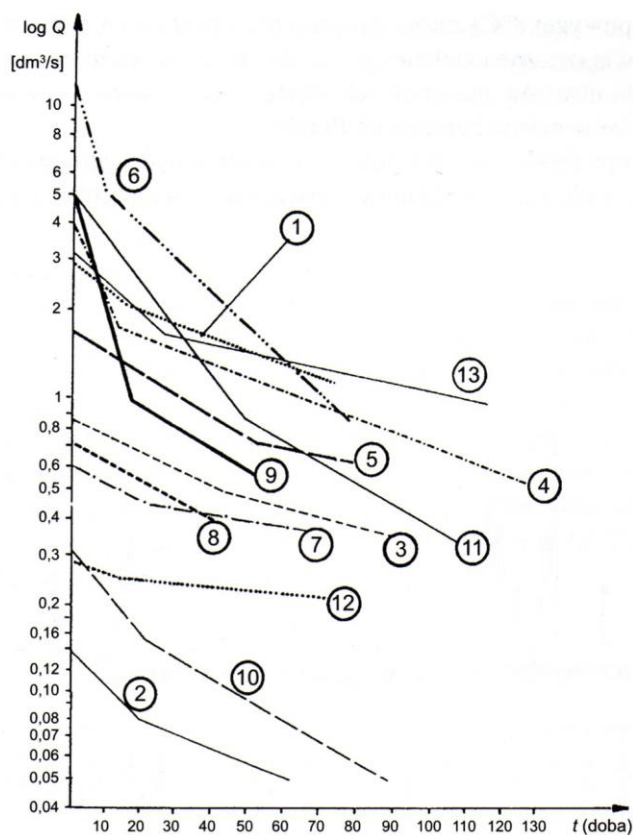
peratury wody (powyżej 8°C) zarejestrowano dla stosunkowo niewielkiej liczby źródeł drenujących aluwia rzeczne i zieleńce jednostki kaczawskiej, najniższe natomiast (poniżej 6°C) dla utworów morenowych występujących poniżej Śnieżnych Kotłów oraz hornfelsów pasma Szklarskiej Poręby.

Z licznej grupy źródeł do szczegółowszej analizy hydrogeologicznej wybrano kilkanaście z nich, które poddano obserwacjom stacjonarnym i okresowym.



Ryc. 26. Zmienność wydajności wybranych źródeł (numery źródeł zgodne z ryc. 25 i tab. 5)

Fig. 26. Discharge changes of selected springs (numbers of springs according to fig. 25 and table 5)



Ryc. 27. Proste reprezentatywne krzywych wysychania wybranych źródeł
(numeracja zgodna z ryc. 25 i tab. 5)

Fig. 27. Recession curves of selected springs (numbers according to fig. 25 and table 5)

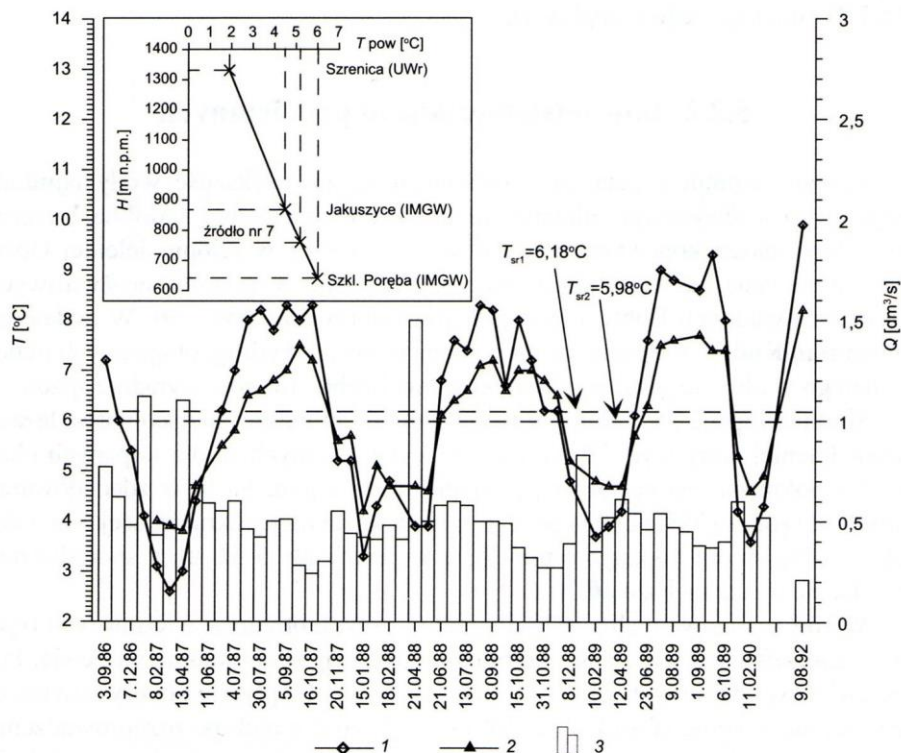
Wykorzystano zarówno własne pomiary, jak i wyniki uzyskane w ramach monitoringu wód podziemnych prowadzonych przez PIG. Okresy pomiarowe i zakres badań źródeł były zróżnicowane (tab. 5). Większość z nich zlokalizowana jest na różnych wysokościach karkonosko-izerskiej części badanego obszaru, zbudowanej z granitu i gnejsowo-lupkowych skał osłony metamorficznej. Lokalizację badanych stacjonarnie lub okresowo źródeł oraz innych punktów badawczych przedstawiono na rycinie 25.

Obliczony dla różnych okresów pomiarowych wskaźnik zmienności wieloletniej R (tab. 5) wskazuje na brak źródeł stałych, drenujących zasobne strefy wodonośne. W obramowaniu górskim Kotliny Jeleniogórskiej występują źródła o wskaźniku R zmieniającym się w szerokim zakresie od 3,7 do nawet 100, w większości jednak przeważają źródła zmienne o wartościach R w przedziale 12,4–35,5. Cechują je duże wahania wydajności ściśle uzależnione od wielkości zasilania opadowego.

Analiza przebiegu zmian wydajności wykazuje istnienie dwóch wyraźnych okresów wysychania: wiosennego i letnio-jesiennego. Wiosenna regresja wydajności następuje po zasilaniu zbiornika wodami roztopowymi i rozpoczyna się w zależności od wysokościowego położenia stref drenażu w przedziale od kwietnia do maja (ryc. 26). Drugi okres wysychania następuje po letnim (lipiec) lub jesiennym zasilaniu opadowym. Obserwowany w źródłach (nr 10, 11, 13; ryc. 26) bardzo duży wzrost wydajności w lipcu 1997 roku związany jest z ekstremalnie wysokim zasilaniem opadowym, którego konsekwencją była powódź na Dolnym Śląsku

Do interpretacji krzywych wysychania wykorzystano zalecany dla obszarów górskich wzór Mailleta (Castany, 1972). Według niektórych autorów (Staśko, Tarka, 1994) wzór ten dobrze opisuje regresję letnią.

Analiza przebiegu procesu opróżniania strefy wodonośnej przez źródła wykazuje często istnienie dwóch różnie nachylnych prostych reprezentatywnych, świadczących o zasilaniu źródła z dwóch zbiorników alimentacyjnych: lokalnego i regionalnego, reprezentowanego przez odcinek o mniejszym nachyleniu



Ryc. 28. Wykres zmian temperatur wód w latach 1986–1992 dwóch wypływów (1, 2) w źródle nr 7 na tle wysokości opadów atmosferycznych (3) (pomiar własne autora)

Fig. 28. Changes of water temperatures in period of 1986–1992 of two outflows (1, 2) in spring nr 7 in relation to precipitation (3) (author's own measurements)

(ryc. 27). Obliczone na podstawie krzywych regresji wydajności współczynniki wysychania zmieniają się w przedziale 0,0129–0,0867 dla bardziej stromego odcinka oraz 0,0027–0,0260 w przypadku drugiego, mniej nachylonego (tab. 5). Pierwsza grupa wartości obrazuje źródła drenujące płytko położone strefy pokryw zwietrzelinowych o różnym wykształceniu i granulacji wraz ze strefą najintensywniej spękanych skał szczelinowatych. Druga grupa jest typowa dla źródeł szczelinowych, drenujących głębiej położone strefy, odpowiadające przypuszczalnie systemowi przepływu przejściowego.

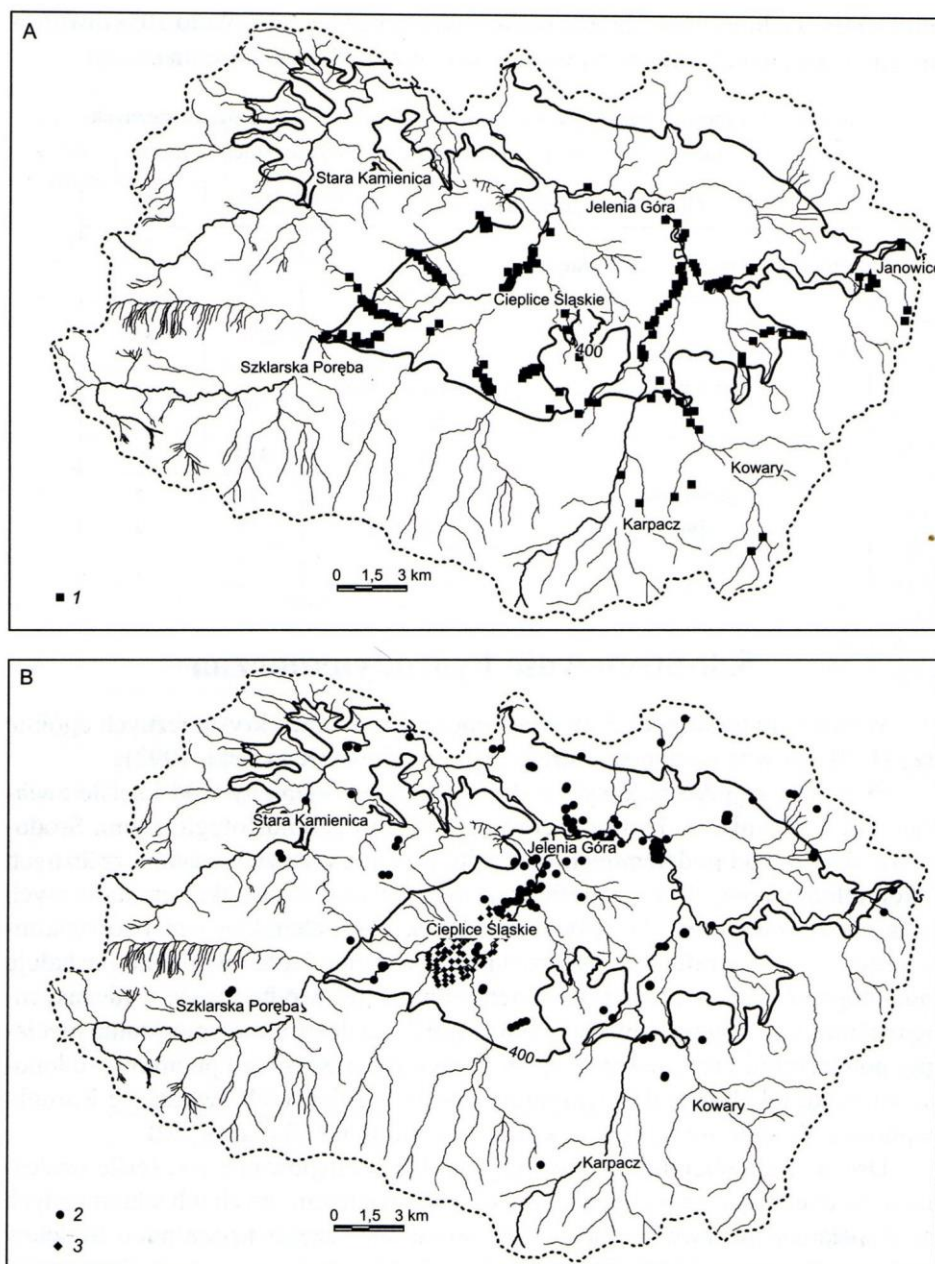
Potwierdzeniem zasilania źródeł z dwóch zbiorników alimentacyjnych może być temperatura wód źródłanych mierzonych w źródle nr 7 (ryc. 28). Wypływające powyżej Szklarskiej Poręby ze zwietrzeliny granitu karkonoskiego źródło składa się z dwóch blisko położonych wypływów różniących się temperaturą wody. Mniejsza amplituda wahań temperatury jednego z wypływów wskazywałaby na głębszy przepływ w porównaniu z drugim wypływem, reprezentującym płytsze krążenie. Drenaż dwóch różnych głębokościowo stref wodonośnych potwierdzają również różne zawartości trytu wód obu wypływów (17,8 TU dla głębszego i 16,7 TU dla płytszego przepływu).

5.2.2. Inne odsłonięcia wód podziemnych

Zarówno studnie kopane, jak i wiercone ujmują w większości wody najmłodszego piętra wodonośnego, dlatego zlokalizowane są głównie w dolinach rzecznych. Największa koncentracja otworów znajduje się w rejonie Jeleniej Góry, gdzie ujmowane są wody podziemne występujące w piaszczysto-żwirowych osadach aluwialnych Bobru i jego głównych dopływów (ryc. 29). W oddaleniu od centrum Kotliny rozpoznanie za pomocą otworów hydrogeologicznych maleje, dlatego w obrębie górskiego obramowania liczba otworów wyraźnie spada.

Studnie kopane zaopatrują w wodę głównie mniejsze miejscowości, leżące wokół Jeleniej Góry (ryc. 29 A). Ze 175 wykartowanych studni kopanych około 80% położona jest na rzędnej poniżej 400 m n.p.m. Są to w zdecydowanej większości (około 75%) ujęcia płytkie, o głębokości nieprzekraczającej 5 m. Głębokość 17% studni kopanych mieści się w przedziale 5–10 m, a sporadycznie spotyka się ujęcia głębsze od 10 m.

Wśród analizowanych 346 hydrogeologicznych otworów wiertniczych (ryc. 29 B) zdecydowaną większość, bo prawie 60%, stanowiły studnie wiercone. Pozostała grupa obejmowała otwory badawcze, w tym 82 płytkie otwory odwiercone w rejonie Cieplic (Fistek i in., 2001). Większość z nich po przeprowadzeniu badań została zlikwidowana. Podobnie jak w przypadku studni kopanych były to otwory płytkie, z których 90% nie przekroczyło 30 m, ujmujące najmłodsze, plejstoceno-holoceno osady wodonośne położone w Kotlinie (tab. 6). Większość profili otworów badawczych obejmowała pokrywę osadową i leżące pod



Ryc. 29. Mapa rozmieszczenia otworów hydrogeologicznych na obszarze badań
 A – studnie kopane (1), B – hydrogeologiczne otwory wiertnicze, w tym: 2 – studnie wiercone, 3 – otwory badawcze w rejonie
 Cieplic; wg Fistek i in., 2001

Fig. 29. Location of hydrogeological boreholes in the study area

A – dug wells (1), B – hydrogeological boreholes, including: 2 – drilled wells, 3 – test boreholes in the Cieplice area;
 after Fistek et al., 2001

nimi strefy wodonośne w obrębie podłoża krystalicznego. W około 10% otworów informacja na temat stratygrafii warstw wodonośnych była nieznana.

Tabela 6. Liczbowa charakterystyka odwierconych otworów hydrogeologicznych

Table 6. Numerical characteristic of drilled boreholes

Otwór hydrogeologiczny		Liczba	%
stratygrafia warstw wodonośnych	$Q+P_z$	243	70
	P_z/P_t	68	20
położenie [m n.p.m.]	Kotlina (do 400)	286	83
	obramowanie górskie (>400)	60	17
głębokość [m]	do 30	310	90
	30–50	18	5
	50–100	13	4
	>100	5	1

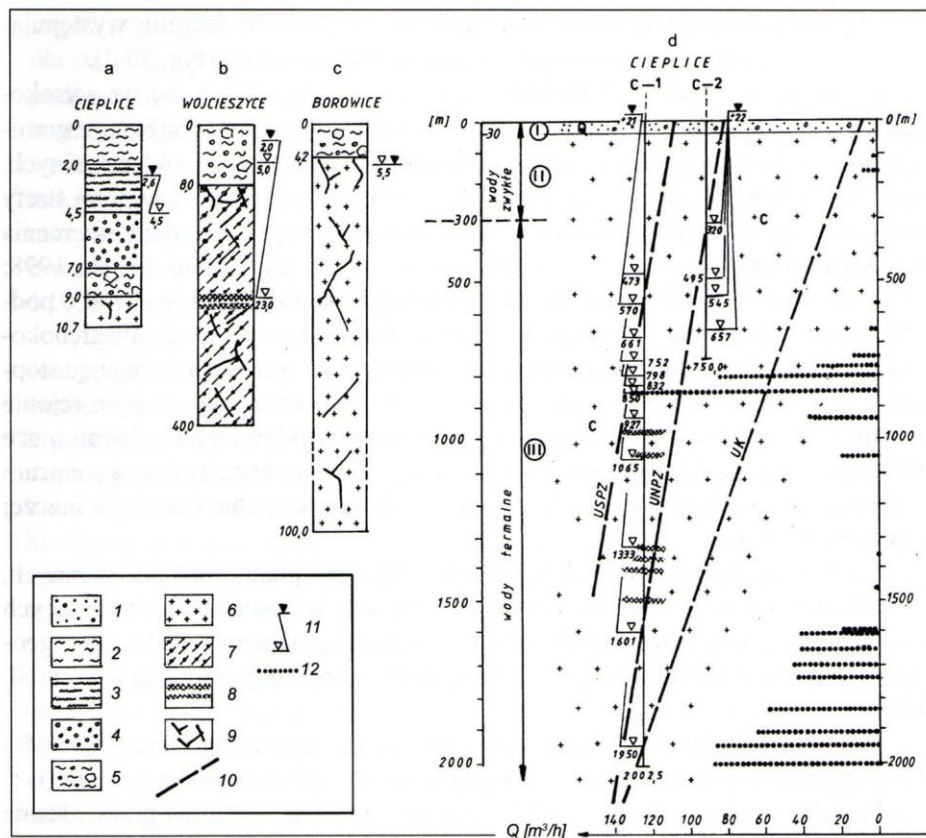
5.3. Strefowość hydrodynamiczna

W całym regionie sudeckim wydziela się w utworach krystalicznych ogólnie trzy (I–III) główne wodonośne strefy głębokościowe (Kowalski, 1992).

Pierwsza, najpłytsza, dotyczy strefy aktywnej wymiany wód i ściśle związana jest z czynnikami hydrometeorologicznymi i geomorfologicznymi. Środowisko skalne wód podziemnych tworzą tu głównie pokrywy osadów rzecznych i wodnolodowcowych oraz strefa szczelin wietrzeniowych skał krystalicznych wraz z ich zwietrzeliną. Przepływ ma w większości charakter warstwowy, koncentrujący się w strefie rozcięć erozyjnych, a zwierciadło swobodne naśladuje morfologię terenu. W przypadku zwietrzelin przepływ odbywa się w nienasyconym ośrodku skalnym (Kowalski, 1987, 1992), co determinuje powstanie nieciągłej powierzchni piezometrycznej. W przypadku pierwszego poziomu wodonośnego, tylko lokalnie pod przykryciem utworów gliniastych, tworzą się warunki naporowe. Głębokość tej strefy ocenia się średnio na 30 m (rys. 30).

Druga strefa obejmuje wody wgłębne. Ich występowanie jest ściśle uzależnione od obecności, na różnych głębokościach, wietrzeniowych lub tektonicznych stref spękania masywu skalnego. Dla omawianej części krystaliniku Sudetów Zachodnich głębokość 80 m p.p.t. przyjmuje się jako granicę szczelinowości wietrzeniowej (Marszałek, 1996a). Poniżej niej występowanie wód podziemnych wiąże się z obecnością szczelin tektonicznych. Za podstawę drenażu tej strefy przyjmuje się bazę erozyjną w obniżeniach śródgórskich, występującą w Sudetach na rzędnej około 400 m n.p.m., o czym świadczy stabilizacja ciśnień artezyjskich na tej wysokości (Kowalski, 1992).

W obszarze Kotliny Jeleniogórskiej wyróżnia się również w profilu pionowym kilka zróżnicowanych głębokościowo stref wodonośnych. Uproszczony schemat występowania poziomów wodonośnych wraz z zasięgiem występowania poszczególnych stref zawodnienia masywu krystalicznego przedstawia rycina 30.



Ryc. 30. Schemat pionowej strefowości hydrodynamicznej w hydrogeologicznym rejonie Kotliny Jeleniogórskiej

1 – plejstoceno–holoceńskie osady rzeczne i lodowcowe, 2 – gliny zwałowe, 3 – iły warwowe, 4 – żwiry preglacjalne, 5 – zwietrzliny skał krystalicznych, 6 – granity karkonoskie, 7 – gnejsy izerskie, 8 – skały żyłowe, głównie kwarcze i lamprophyry, 9 – strefy spękań i szczelin, 10 – uskoki, 11 – zwierciadło wód podziemnych, 12 – wydajność strefy wodonośnej w [m³/h] (wykorzystano: a – dane banku Hydro, b – Marszałek, Wąsik, 2004b, c – Zaleska i in., 1999, d – Fistek, Dowgiałło, 2003 – zmienione); I–III – strefy wodonośne, UK – uskoki Kamiennej, UNPZ – uskoki północny Parku Zdrojowego, USPZ – uskoki południowy Parku Zdrojowego

Fig. 30. Scheme of vertical hydrodynamic zoning in hydrogeological domain of Jelenia Góra Basin region

1 – Holocene and Pleistocene alluvial and fluvioglacial sediments, 2 – till, 3 – varved clay, 4 – preglacial gravels, 5 – weathered cover of crystalline rocks, 6 – Karkonosze granites, 7 – Iżera gneisses, 8 – vein rocks, mainly quartz and lamprophyre, 9 – fractured zones, 10 – faults, 11 – groundwater table, 12 – discharge of water-bearing zones in [m³/h] (after: a – Hydro data bank, b – Marszałek, Wąsik, 2004b, c – Zaleska et al., 1999, d – Fistek, Dowgiałło, 2003 – changed); I–III – water-bearing zones, UK – Kamienna river fault, UNPZ – northern fault of Park Zdrojowy, USPZ – southern fault of Park Zdrojowy

Najpłytsza strefa (I) związana jest z utworami pokrywowymi czwartorzędu wykształconego najpełniej w centralnej części obszaru (ryc. 30 a, d). Na elewacjach morfologicznych zbiorniki dolinne są słabiej wykształcone, a podstawowym i pierwszym w większości zbiornikiem są pokrywy zwietrzelinowe skał krystalicznych wraz ze strefą spękań wietrzeniowych. Występują w nich wody o zwierciadle swobodnym lub pod niewielkim naporem (ryc. 30 b, c).

Głębsze poziomy (II) związane są głównie ze strefami szczelin występujących w obrębie uskoków i głębokich rozłamów tektonicznych (ryc. 30 d).

W przypadku Kotliny Jeleniogórskiej ciśnienia stabilizują się na wysokościach około 20 m p.p.t., a dolny zasięg występowania tej strefy wiąże się z granicą pomiędzy występowaniem strefy wód zwykłych (chłodnych) i wód termalnych, oszacowanych na około 300 m (ryc. 30 d). Informacji na temat zasięgu tej strefy dostarczają wyniki prac geologicznych, przeprowadzonych w trakcie wiercenia głębokich otworów C-1 i C-2 w rejonie Cieplic (m.in. Dowgiałło, Fistek, 1998; Fistek, Dowgiałło, 2003), gdzie w centralnej części Kotliny dopływy wód o podwyższonej temperaturze, osiągającej 15–16°C, nawiercono w przedziale głębokości 112–153 m. Poniżej tej głębokości temperatura wód wzrastała, osiągając stopniowo na wypływie 18,5°C z głębokości 320 m. W hydrogeologicznym rejonie Kotliny Jeleniogórskiej granica pomiędzy wodami zwykłymi a termalnymi może przebiegać na różnych głębokościach. Inaczej może się kształtować w centrum Kotliny, gdzie występuje wyraźna anomalia hydrogeotermalna Cieplic, a inaczej w oddaleniu od niej.

Trzecią, najgłębszą strefę (III), reprezentują wystąpienia wód podziemnych, koncentrujących się w obrębie głębokich rozłamów tektonicznych i tworzących lokalne obszary anomalii hydrodynamicznych, hydrogeochemicznych i hydrogeotermalnych. Przykładem ich są w niniejszym obszarze wody termalne Cieplic Śl. Zdroju.

Rejon Kotliny Jeleniogórskiej należy do uprzywilejowanych obszarów Sudetów o najgłębszym rozpoznaniu hydrogeologicznym, przekraczającym 2 km (ryc. 30). Pogłębiony w Cieplicach w 1997 roku otwór C-1 pozwolił na prześledzenie w granicach karkonoskim stref dopływu wód zwykłych i termalnych do głębokości 2002,5 m (Dowgiałło, Fistek, 1998; Fistek, Dowgiałło, 2003). W otworze tym nawiercono kilkanaście stref spękanego granitu z dopływem wód termalnych, o temperaturze wzrastającej od 24,8 na głębokości 570 m do 87,8°C z głębokości 2 km.

Wydajności poszczególnych stref były zróżnicowane i wahały się od około 0,5 do nawet 130 m³/h z głębokości około 850 m (ryc. 30 d). Poniżej głębokości 1500 m wielkości dopływów wód termalnych, o temperaturze w przedziale 76,4–87,8°C, wzrastały od około 20 na głębokości 1600 m do 88 m³/h w dolnej części otworu.

5.4. Parametry hydrogeologiczne i wodonośność utworów skalnych

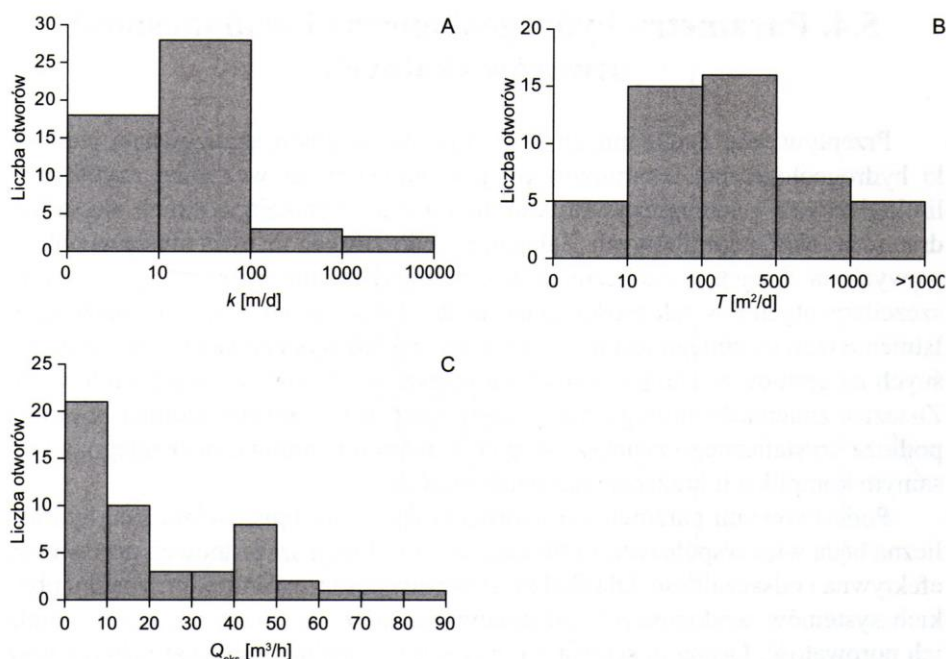
Przepływ wód podziemnych w środowisku skalnym analizowanej jednostki hydrogeologicznej uwarunkowany jest omówionymi wcześniej czynnikami litologicznymi i geologiczno-strukturalnymi oraz wynikającą z nich siecią hydrauliczną skał zbiornikowych. Zaleganie wodonośnych luźnych utworów pokrywowych na skałach krystalicznych determinuje istnienie ośrodków porowatych, szczelinowatych i, w zależności od łączności hydraulicznej, ośrodka mieszanego. Istnienie tego ostatniego jest możliwe w przypadku występowania stref wodonośnych na granicy wychodni skał krystalicznych i ich pokryw zwietrzelinowych. Znaczna zmienność litologiczna pokryw oraz zróżnicowany stopień spękania podłoża krystalicznego zwiększa stopień anizotropii środowiska skalnego, a tym samym komplikacji krążenia wód podziemnych.

Podstawowymi parametrami hydrogeologicznymi opisującymi sieć hydrauliczną będą więc współczynniki filtracji, w tym filtracji szczelinowej, porowatość efektywna i odsączalność. Dla skał krystalicznych, szczególnie w przypadku płytkich systemów wodonośnych, zdecydowanie mniejsze znaczenie będzie miała ich porowatość. Ocena ilościowa poszczególnych parametrów skał luźnych oraz krystalicznych opiera się na wynikach przeprowadzonych badań polowych oraz laboratoryjnych.

5.4.1. Kenozoiczne pokrywy osadowe

Górny, najmłodszy (dawniej „czwartorzędowy”) poziom wodonośny związany jest z osadami rzecznyymi wypełniającymi dna współczesnych dolin rzecznych i przylegających do nich osadów fluwioglacjalnych. Właściwości zbiornikowe, powstałych głównie w plejstocenie, pokryw zwietrzelinowych omówione zostaną łącznie z charakterystyką skał krystalicznych.

Parametry filtracyjne pokryw osadowych zmieniają się w szerokim zakresie. **Współczynniki filtracji** zmieniają się od około 2 do ponad 1200 m/d, najczęściej w przedziale 10–100 m/d, a **wodoprzewodność** od kilkudziesięciu do 1000, a w skrajnych przypadkach nawet kilku tysięcy m²/d, przeważnie jednak w przedziale 100–500 m²/d (ryc. 31 A, B). Zgodnie z przyjętym za Krásným (1993a, b) statystycznym rozkładem wodoprzewodności T , ujmowane w Kotlinie Jeleniogórskiej wodonośne pokrywy wykazują znaczny rozrzut zmienności wartości tego parametru, pozwalający zaklasyfikować je do utworów o średniej i w większości wysokiej klasy wodoprzewodności (ryc. 32). W metodzie tej za reprezentatywne wartości T uznaje się zakres ograniczony percentylami 16 i 84%. Najbardziej reprezentatywne wartości wodoprzewodności, określone na podstawie wydatków jednostkowych, mieszczą się w przedziale 20–400 m²/d. Niewielka tylko część, z wziętej do analizy



Ryc. 31. Histogram rozkładu wybranych parametrów hydrogeologicznych wodonośnych osadów rzecznych i wodnolodowcowych w Kotlinie Jeleniogórskiej

A – współczynnik filtracji k , B – współczynnik wodoprzewodności T , C – wydajność eksploatacyjna studni Q_{eks}

Fig. 31. Distribution of selected hydrogeological parameters of water-bearing alluvial and fluvio-glacial sediments in Jelenia Góra Basin region

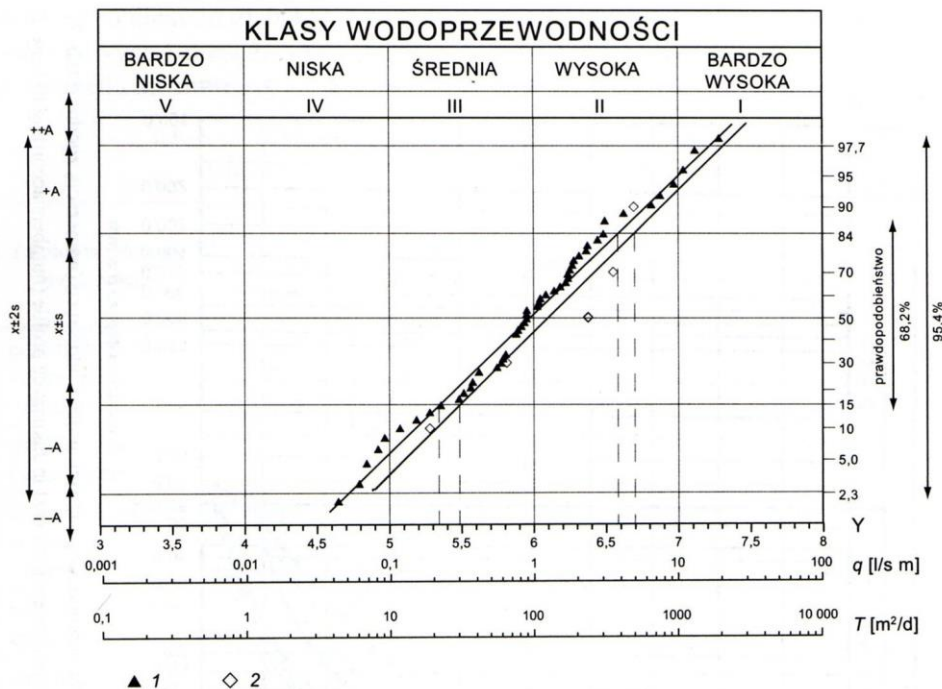
A – hydraulic conductivity k , B – transmissivity T , C – exploited well discharge Q_{eks}

liczby otworów studziennych, ujmowała poziomy o małej lub bardzo wysokiej wodoprzewodności. Podobny rozkład wartości wodoprzewodności wykazywały poziomy wodonośne osadów rzecznych, będące w łączności hydraulicznej z wodami zalegającymi w stropowych zwietrzelinowych partiach granitu.

Wysokie wartości parametrów filtracyjnych spotyka się w dolinie Bobru, w której zlokalizowane zostało ujęcie „Grabarów”, zaopatrujące w wodę pitną Jelenią Górę. Przekładają się one na **wydajności otworów** studziennych, osiągających lokalnie ponad $90 \text{ m}^3/\text{h}$. Większość studni charakteryzuje się jednak maksymalną wydajnością, nieprzekraczającą $10 \text{ m}^3/\text{h}$. Histogram rozkładu wydajności eksploatacyjnych studni ujmujących wody tego piętra przedstawiono na rycinie 31 C.

5.4.2. Utwory krystaliczne

Rozciągające się na całym obszarze badań skały magmowe i metamorficzne tworzą krystaliczne podłoże dla młodszych, wodonośnych pokryw osadowych.



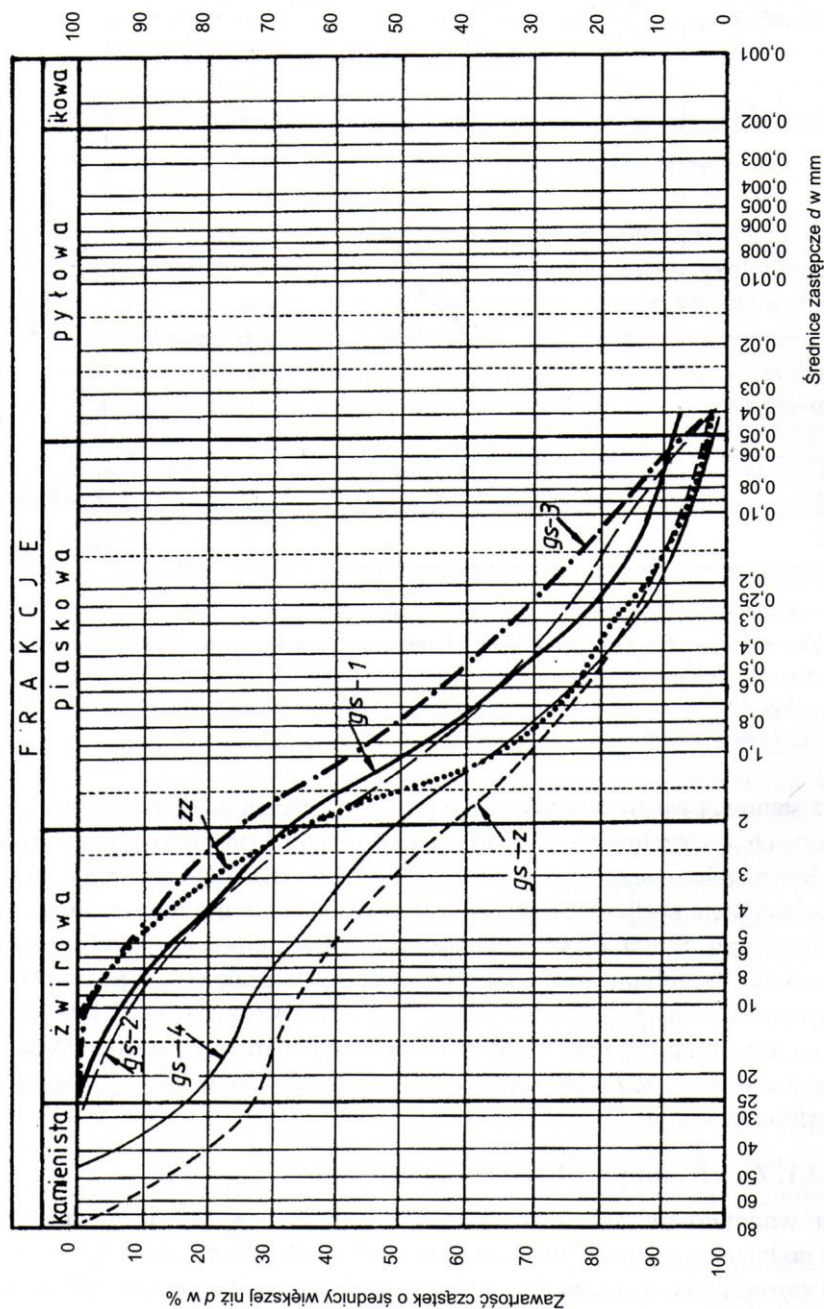
Ryc. 32. Zmienność wodoprzewodności skał zbiornikowych w obszarze Kotliny Jeleniogórskiej
 1 – utwory piaszczysto-żwirowe, 2 – utwory piaszczysto-żwirowe łącznie ze skałami podłoża krystalicznego

Fig. 32. Variability of aquifer transmissivity in Jelenia Góra Basin region
 1 – sandy-gravel deposits, 2 – sandy-gravel deposits with upper part of crystalline bedrock

Same też stanowią ważny z użytkowego punktu widzenia poziom wód porowoszczelinowych i szczelinowych. Górną część profilu krystalicznego zbiornika wód podziemnych tworzą wspaniałe wskutek procesów wietrzeniowych granit wraz z osłoną metamorficzną, pokryty praktycznie na całym obszarze utworami zwietrzelinowymi. Strefa aeracji obejmuje często cały profil zwietrzelin i sięga w głąb ośrodka szczelinowatego. Jej miąższość ściśle uzależniona jest od wielkości zasilania i waha się od kilkudziesięciu centymetrów do nawet kilkunastu i więcej metrów. Im bliżej stref wododziałowych, tym bardziej wzrasta głębokość zalegania pierwszego od powierzchni terenu zwierciadła, układającego się zgodnie z morfologią terenu.

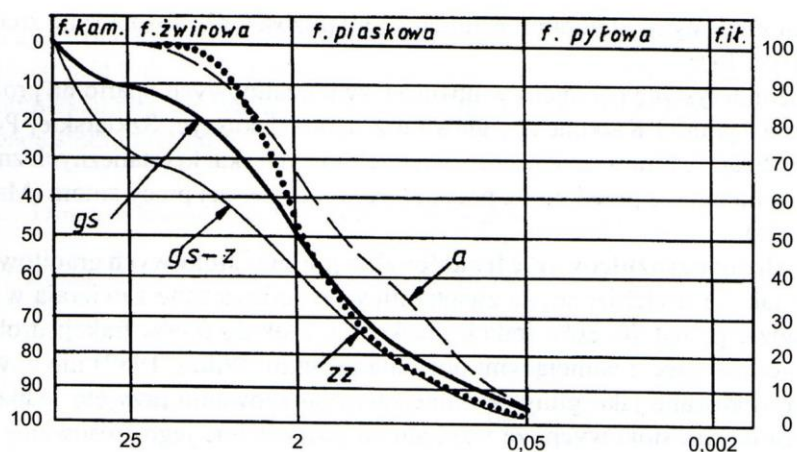
5.4.2.1. Zwietrzeliny skał krystalicznych

Nierównomierne rozmieszczenie pokryw o różnym wykształceniu sprawia, że wody podziemne tworzą w nich odrębne strefy wodonośne, jednak rozpatrując warunki zawodnienia w ujęciu regionalnym, uznaje się istnienie nieciągłego poziomu wodonośnego utworzonego przez pokrywy zwietrzelinowe. Typowe zwietrzeliny zalegające na skale macierzystej przykryte są często przemieszczonymi



Ryc. 33. Krzywe uziarnienia glin stokowych (gs) i zwietrzelin ziarnistych granitu karkonoskiego (zz) w profilu Jakuszyce (numeracja zgodna z tab. 7)

Fig. 33. Grain-size distribution curves of slope clays (gs) and grus saprolite of Karkonosze granites (zz) in Jakuszyce profile (numbers according to table 7)

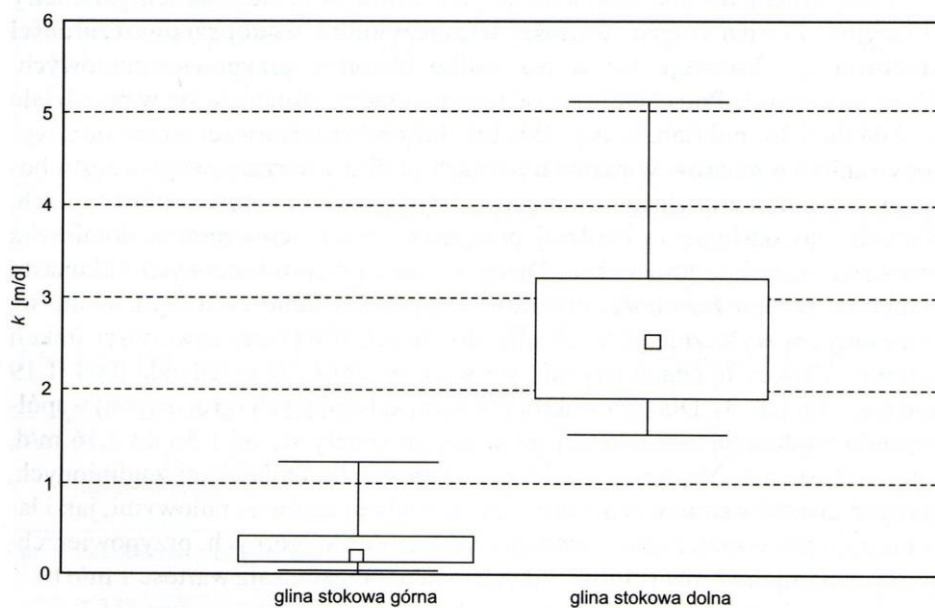


Ryc. 34. Przykładowe krzywe uziarnienia utworów pokrywowych granitu Karkonoszy

a – aluwia rzeczne, gs – gliny stokowe, gs-z – przejście od glin stokowych gruzowych do zwietrzelin ziarnistych, zz – zwietrzeliny ziarniste

Fig. 34. Examples of grain-size distribution curves of Karkonosze granites sedimentary cover

a – alluvial deposits, gs – slope clay, gs-z – transitional zone from slope grus clay to grus saprolite, zz – grus saprolite



Ryc. 35. Rozkład wartości współczynnika filtracji pionowej k_p glin stokowych, określonego metodą Porscheta

Fig. 35. Distribution of vertical hydraulic conductivity k_p of slope clay determined by Porscheta method

na stoku gliniastymi utworami, o zmiennej miąższości, często znacznie zredukowanej (ryc. 14).

Charakterystykę parametrów utworów zwietrzelinowych oparto na profilach zwietrzelin granitu Karkonoszy, głównie z rejonu Jakuszy, Szklarskiej Poręby i Kowar. Szersze omówienie profili zwietrzelinowych skał krystalicznych znaleźć można w literaturze przedmiotu, podanej we wcześniejszej pracy autora (Marszałek, 1996a).

Analizując **zróżnicowanie frakcjonalne pokryw stokowych granitów** (ryc. 33, 34; tab. 7) stwierdzono, że zwietrzeliny przemieszczone zawierają w swoim składzie ponad 70–80% frakcji piaskowej, a około 8–9% frakcji drobniejszej. Zgodnie więc z istniejącymi podziałami (m.in. Wiłun, 1987) nie powinny być klasyfikowane jako gliny. W niniejszym opracowaniu przyjęto jednak dla nich termin glin stokowych, ze względu na powszechne jego stosowanie w literaturze geologiczno-geograficznej. Utwory te wykazują duże zróżnicowanie frakcjonalne, czego przejawem jest znaczna niejednorodność uziarnienia, nawet powyżej 35 (tab. 7). Wraz z głębokością obserwuje się spadek zawartości frakcji pyłowej. W analizowanym profilu zawartość najdrobniejszych frakcji zmieniała się od 9,3% wag. w najwyższych partiach zwietrzelin na głębokości około 0,35 m do 3,9% wag. na głębokości około 5 m, już w obrębie zwietrzelin ziarnistych.

Duże zróżnicowanie frakcjonalne tych utworów rzutuje na ich parametry filtracyjne. Pewien rozrzut wartości **współczynnika wodoprzepuszczalności pionowej k_p** obserwuje się w przypadku utworów przypowierzchniowych. Określona metodą Porscheta wartość tego parametru zmieniała się w przedziale od 0,04 do 5,16 m/d (tab. 8; ryc. 35). Tak duży rozrzut wartości wiąże się z wykonywaniem pomiarów w różnych partiach profilu wietrzeniowego, często bowiem, w wyniku erozyjnego usunięcia górnych partii utworów soliflukcyjnych, dochodzi do odsłonięcia bardziej przepuszczalnych ich części z domieszką grubszego materiału gruzowego. Dlatego z serii przeprowadzonych kilkunastu pomiarów przepuszczalności utworów przypowierzchniowych wydzielono te, które dotyczą wyłącznie górnych glin stokowych o wyższej zawartości frakcji pyłowej. Utwory te charakteryzują się wartościami k_p w przedziale 0,04–1,19 m/d (ryc. 35; tab. 8). Dla glin stokowych niżej zalegających (gruzowych) współczynniki wodoprzepuszczalności pionowej zmieniały się od 1,56 do 5,16 m/d, średnio 2,03 m/d. Najniższe wartości są typowe dla najbardziej zaglinionych, górnych utworów stokowych. Określone metodami zarówno polowymi, jak i laboratoryjnymi współczynniki wodoprzepuszczalności górnych, przypowierzchniowych partii utworów soliflukcyjnych rzadko przekraczają wartość 1 m/d (tab. 8, 9), a określona laboratoryjnie metodą Kinga odsączalność wynosi 0,02.

Lepszymi parametrami cechują się **zwietrzeliny ziarniste granitu**, rzadko odsłaniające się na powierzchni. Dobre parametry filtracyjne zwietrzelin ziarnistych wynikają z ich składu granulometrycznego, w którym przeważa frakcja

piaszczysta (nawet do 87%). Wodoprzepuszczalność ich wynosi przeciętnie kilkadziesiąt m/d (tab. 7, 9), a odsączalność od 0,11 do 0,22. Miąższość omawianego kompleksu pokryw rzadko przekracza 5 m, z czego na zwietrzeliny ziarniste przypada średnio około 1–1,5 m.

Tabela 7. Określone laboratoryjnie właściwości hydrogeologiczne pokryw zwietrzelinowych granitu karkonoskiego w profilu Jakuszyce

Table 7. Hydrogeological properties of weathered cover of Karkonosze granite in Jakuszyce determined by laboratory methods

Nr zgodny z ryc. 32	Litologia	Głębokość poboru próbek [m]	d_{10} [mm]	d_{60} [mm]	d_{10}/d_{60}	Zawartość frakcji pylastych i ilastych [% wag.]	k_p [m/d]
	gleba	0,15	–	–	–	–	0,34
gs-1	glina stokowa, piaszczysta	0,35	0,064	1,5	23,4	9,3	0,40–0,75
gs-2	glina stokowa, piaszczysta	0,50	0,064	1,8	28,1	8,6	0,75–1,20
gs-3	glina stokowa, piaszczysta	1,50	0,060	1,1	18,3	8,1	3,3–4,8
gs-4	rumosz piaszczysto-żwirowy, gliniasty	2,50	0,170	3,2	18,8	5,8	19,0–27,0
gs-5	przejście od rumoszu do zwietrzeliny ziarnistej	4,00	0,140	5,0	35,7	4,8	>29,0
zz	zwietrzelina ziarnista granitu	5,00	0,150	1,8	12,0	3,9	75,0–87,0

Tabela 8. Wyniki pomiarów wodoprzepuszczalności pionowej glin stokowych na granitach karkonoskich, wykonanych metodą Porscheta

Table 8. Vertical transmissivity of slope clay lying on Karkonosze granite determined by Porschet method

Typ litologiczny utworów przypowierzchniowych	Liczba oznaczeń	Współczynnik wodoprzepuszczalności pionowej k_p [m/d]		
		minimum	maksimum	średnia
glina stokowa zwięzła, piaszczysta (górna)	18	0,04	1,19	0,36
glina stokowa gruzowa (dolna)	15	1,56	5,16	2,03

Tabela 9. Parametry hydrogeologiczne utworów stokowych granitu karkonoskiego
 Table 9. Hydrogeological parameters of weathered slope cover of Karkonosze granite

Litologia (liczba oznaczeń)	Badania laboratoryjne			Badania polowe
	zakresy zmienności			
	n	μ	k [m/d]	k_p [m/d]
gleba (5)	0,57–0,64	–	0,34–0,42	–
gliny stokowe (16)	0,32–0,44	0,02–0,09	0,40–4,80	0,08–5,61
zwietrzeliny ziarniste granitu (11)	0,36–0,40	0,11–0,22	29,0–87,0	>29,0

5.4.2.2. Spękany masyw skalny

Na przeważającej części obszaru stanowiącego górskie obramowanie Kotliny Jeleniogórskiej występuje poziom wód szczelinowych związanych ze strefą spękań i szczelin wodonośnych skał krystalicznych, głównie granitu i jego osłony metamorficznej. Wodonośność granitu karkonoskiego i skał osłony metamorficznej scharakteryzowano opierając się na wynikach przeprowadzonego przez autora w różnych latach kartowania hydrogeologicznego źródeł, pomiarach stacjonarnych i okresowych źródeł oraz cieków, a także wynikach wierceń hydrogeologicznych. Liczba przeprowadzonych wierceń hydrogeologicznych w utworach krystalicznych w porównaniu z rozpoznaniem zbiorników rzecznych jest w tym obszarze niewielka.

Podstawą oceny zawodnienia masywu krystalicznego były parametry filtracyjne, w tym określone różnymi metodami współczynniki filtracji i wodoprzewodności hydraulicznej, oraz – głównie w obszarze górskiego obramowania – wydajności źródeł. Te ostatnie posłużyły do obliczeń podstawowych parametrów hydrogeologicznych charakteryzujących drenaż źródłany, w tym odpływ źródłany z podstawowych wydzielen litologicznych występujących na badanym obszarze.

Stopień zawodnienia masywu krystalicznego cechuje się znacznym zróżnicowaniem w ujęciu zarówno przestrzennym, jak i głębokościowym. Anizotropia ośrodka skalnego determinowana jest głównie stopniem spękania masywu wpływającym na jego wodonośność. Przedstawiona na rycinie 30 liczba stref wodonośnych uwarunkowana szczelinowatością skał może się zmieniać na stosunkowo niedużym obszarze. W otworach do głębokości 100 m może występować tylko jedna strefa (ryc. 30 c) lub dwie (ryc. 30 b), a nawet trzy wyraźne strefy wodonośne (okolice Rybnicy) często połączone hydraulicznie (Marszałek, Wąsik, 2005b).

Porowatość całkowita skał krystalicznych przyjmuje niskie wartości, stąd jej znaczenie dla przewodzenia wody jest marginalne. Według oznaczeń prowadzonych przez różnych autorów (*vide* Dziedzic i in., 1979) waha się ona od 0,01–0,06% dla zielenców i metadiabazów Gór Kaczawskich do 0,34–2,20% dla granitu karko-

noskiego oraz 1,3–2,1% dla amfibolitów wschodniej osłony metamorficznej Karkonoszy.

Największy stopień spękania skał, warunkujący **szczelinowatość** masywu i możliwości przepływu wody, wykazują utwory w strefie przypowierzchniowej, gdzie do głębokości kilkunastu metrów rozwarcie szczelin wietrzeniowych jest największe. Wraz z głębokością parametr ten wyraźnie się zmniejsza, wpływając na obniżenie przepuszczalności ośrodka. Ocena szczelinowatości ośrodka nastręcza wielu trudności. Wykonane w odsłonięciach południowo-zachodniej części omawianego obszaru, zgodnie z metodyką podaną przez Liszkowskiego i Stochlaka (1976), pomiary szczelinowatości skał na głębokości w przedziale od kilku do około 50 m posłużyły do obliczeń **współczynnika filtracji szczelinowej** ze wzoru Louisa (Marszałek, 1996a). Uzyskano stosunkowo niskie wartości, kształtujące się w granicach od 0,02 m/d dla granitów do 2,3–2,8 m/d w przypadku skał kwarcowych i gnejsów. Wyniki te zdają się mało reprezentatywne, zważywszy na fakt niewielkiej ilości oznaczeń oraz selektywny wybór stanowisk pomiarowych w dolnych partiach ścian badawczych o najmniejszym rozwarcie szczelin. Uzyskana przez Michniewicza (1983) tą samą metodą dla skał metamorficznych wschodniej osłony granitu Karkonoszy wartość współczynnika filtracji, wynosząca 0,114 m/d, jest bardziej reprezentatywna, ze względu na znacznie większą liczbę punktów badawczych.

Duży rozrzut wartości tego parametru uzyskano przy zastosowaniu innych metod polowych. Stosując metodę zalewania otworów zarówno przez dno, jak i ściany boczne, wartości współczynnika filtracji gnejsów izerskich okolic Górzycna na głębokości od 2 do 31 m wahały się 0,02 do 19,9 m/d (Jawański i in., 1959, w: Marszałek, 1996a).

Odsączalność granitów karkonoskich określono w warunkach polowych w rejonie Jakuszyce, wykorzystując wznios zwierciadła wód podziemnych w piezometrze oraz krzywą wysychania źródła (Castany, 1972). Dla górnych partii profilu skalnego, obejmującego spękaną granitową przykrytą warstwą zwietrzelin, uzyskano odsączalność równą 0,03. Wartość ta mieści się w przedziale podawanym dla skał krystalicznych z innych obszarów Sudetów. Dla skał metamorficznych Masywu Śnieżnika odsączalność ośrodka szczelinowatego wraz z zalegającą na nim pokrywą zwietrzelin zmienia się w przedziale 1,9–7,3%, przy czym dla samego spękanego masywu przyjmuje się wartości niższe, od 0,8 do 1,91% (Staśko, 1996).

Najbardziej wiarygodne informacje na temat wodonośności skał uzyskano na podstawie próbnich pompowań, wykonywanych w różnych latach na obszarze krystaliniku Zachodnich Sudetów i z różnym zakresem prac badawczych. Podstawą obliczeń parametrów hydrogeologicznych skał krystalicznych były wyniki próbnich pompowań, zamieszczone w bazie danych banku Hydro oraz w dokumentacjach hydrogeologicznych (Marszałek Wąsik, 2004 a, b, c; 2005, 2006). Wyniki obliczeń przedstawiono w tabeli 10.

Tabela 10. Parametry ujmowanych stref wodonośnych w skałach krystalicznych uzyskane na podstawie próbnych pompowań

Table 10. Hydrogeological parameters of water-bearing zones in hard-rocks determined by pumping tests

Lp.	Q [m ³ /h]	s [m]	q [m ³ /h m]	q [l/s m]	Y [log10 ⁶ q]	k [m/d]	T [m ² /d]
Gnejsy, leukogranity, podrzędnie łupki łyszczykowe podregionu izersko-karkonoskiego							
1	2,0	10	0,200	0,056	4,74	0,135	7,10
2	3,3	13	0,250	0,069	4,84	0,560	21,40
3	2,4	32	0,089	0,0247	4,32	0,052	1,72
4	2,2	15	0,150	0,0407	4,61	3,490	112
5	2,2	10	0,220	0,0611	4,79	0,700	45,10
6	1,8	21	0,080	0,022	4,35	0,076	1,30
7	2,2	17	0,130	0,036	4,56	0,130	3,30
8	2,7	4,9	0,108	0,030	4,48	0,158	3,96
Zieleńce podregionu kaczawskiego							
9	6	—	5,7	1,58	6,20	3,02	21,10
10	—	—	—	—	—	3,37	50,50
11	10	6,3	1,590	0,441	5,64		
12	2,1	4,1	0,510	0,142	5,15	0,096	1,92
13	2,3	1,2	1,920	0,533	5,73	2,80	67,3
14	4,2	16,3	0,260	0,072	4,86	0,81	12,1
Granity karkonoskie							
15	0,5	14,70	0,034	0,009	4,00	0,19	1,71
16	0,5	14,00	0,036	0,010	3,97	0,13	2,31
17	0,72	4,00	0,180	0,050	4,70		
18	0,72	4,00					
19	5,60	4,50	1,240	0,344	5,54		
20	1,60	2,60	0,620	0,172	5,24		
21	3,60	5,50	0,650	0,181	5,26	3,80	34,20
22	6,0	0,50	12,000	3,333	6,52		
23	6,0	2,70	0,680	0,189	5,28		
24	0,60	13,60	0,044	0,012	4,09		
25	0,40	8,80	0,045	0,012	4,10		
26	1,80	13,20	0,136	0,038	4,58		
27	3,50	3,57	0,980	0,272	5,43		
28	3,78	1,80	2,100	0,583	5,77		
29 (C-1)	4,50	19,60	0,229	0,064	4,80		
30 (C-1)	9,70	46,10	0,210	0,058	4,77		

Lp.	Q [m ³ /h]	s [m]	q [m ³ /h m]	q [l/s m]	Y [log10 ⁶ q]	k [m/d]	T [m ² /d]
Granity karkonoskie							
31 (C-1)	13,90	99,90	0,04	0,011	4,05		
32 (C-2)	10,10	2,00	5,050	1,403	6,15		
33 (C-2)	18,10	10,00	1,800	0,5	5,70		
34 (C-2)	27,80	18,00	1,540	0,428	5,63		
35	0,20	18,60	0,010	0,003	3,44		
36	1,50	24,50	0,060	0,017	4,22		
37	2,70	5,56	0,490	0,136	5,13		
38	1,20	6,70	0,180	0,050	4,70		
39	0,23	15,60	0,010	0,003	3,44		
40	0,20	8,50	0,020	0,006	3,74		
41	0,70	12,40	0,060	0,017	4,22		
42	0,61	2,75	0,221	0,061	4,79		
Amfibolity podregionu izersko-karkonoskiego							
43	0,5	7	0,0713	0,020	4,30	0,28	2,24

Q – wydajność otworu, s – depresja, q – wydajność jednostkowa, Y – wskaźnik (indeks) wydajności jednostkowej, k – współczynnik filtracji, T – wodoprzewodność, C-1, C-2 – studnie ujmujące wody termalne Cieplice

Q – well discharge, s – drawdown, q – specific discharge of well, Y – index of specific discharge of well, k – hydraulic conductivity, T – transmissivity, C-1, C-2 – intakes of thermal water in Cieplice Spa

Uzyskane w kilkunastu otworach pomiary współczynnika filtracji szczelinowej skał krystalicznych mieszczą się w przedziale od 0,052 do 3,80 m/d, jednak w większości przypadków zawężają się do wartości 0,1–0,8 m/d. Najwyższe wartości uzyskano w przypadku pompowania stref wodonośnych położonych w najwyższych partiach profilu, odpowiadających silnie spękanej strefie wietrzeniowej.

O ile uzyskane na podstawie próbnych pompowań wartości wodoprzepuszczalności można uznać za wiarygodne, o tyle podawane w niektórych opracowaniach obliczenia wodoprzewodności mogą budzić wątpliwości. Szczególnie dotyczy to tych otworów, w których zdaniem autora zawyżone zostały miąższości nawierconych stref wodonośnych, dające w efekcie zbyt duże wartości T , nieprzystające do uzyskiwanych wydajności. W takich przypadkach lepiej jest opierać się na analizie innych parametrów wodonośnych, takich jak wydajność jednostkowa studni q (tab. 10). Wyrażona w l/s m i przeliczona na indeks Y (Krásný, 1993a, b), pozwala na regionalną ocenę wodoprzewodności T bez potrzeby wykorzystania współczynnika filtracji i miąższości stref wodonośnych. Statystyczną ocenę wydajności jednostkowej studni dla różnych wydzielen litologicznych przedstawiono w tabeli 11.

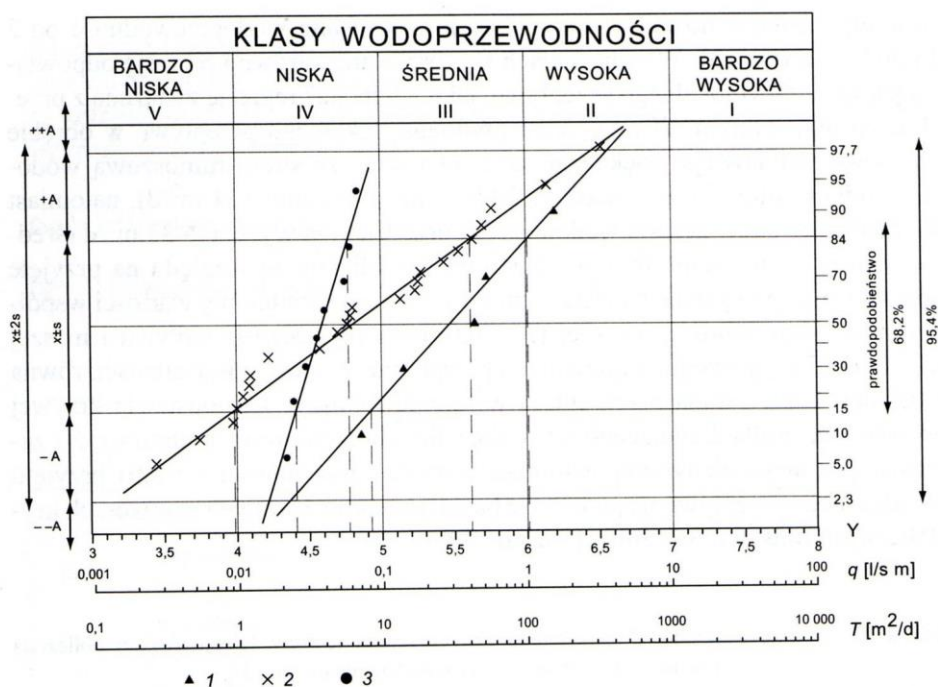
Dla analizowanych otworów wartości **wodoprzewodności** uzyskane z przemnożenia współczynnika filtracji k przez miąższość m wahają się od 1,3 do 112 m²/d. Zgodnie z klasyfikacją Krásnego (1993a) reprezentują one trzy klasy wodoprzewodności od niskiej, przez średnią do wysokiej. Zdecydowana większość obliczeń zamyka się w przedziale od 1,3 do 67 m²/d, co odpowiada niskiej i średniej wodoprzewodności. W przypadku zaproponowanej przez Krásnego (1993a) statystycznej analizy wydajności jednostkowej studni i indeksu Y , odpowiadającemu $\log 10^6 q$, uzyskano wyraźne zróżnicowanie wodoprzewodności T dla głównych skał zbiornikowych omawianego obszaru, tj. granitów, gnejsów i zieleńców (ryc. 36). Największy rozrzut wartości (przy największej liczbie oznaczeń) uzyskano dla granitów karkonoskich (klasy II–V), a najmniejszy dla gnejsów, mieszczących się w IV, niskiej klasie wodoprzewodności. Zieleńce zaklasyfikowano do III, średniej klasy wodoprzewodności. Statystycznie przeważająca wodoprzewodność analizowanych skał zamyka się w przedziałach: dla granitu karkonoskiego 1–40 m²/d, dla zieleńców strefy kaczawskiej 8–60 m²/d, a dla gnejsów izerskich 2–6 m²/d (ryc. 36). Wartości te są bardzo zbieżne z uzyskanymi przez Krásnego w czeskiej części Sudetów, gdzie dla granitu wynosiły 1,25–42,3 m²/d, a dla gnejsów 1,2–8,6 m²/d (Krásný, 1993b). Szerszy zakres dominującej wodoprzewodności dla granitu karkonoskiego (od około 2 do 115 m²/d) podaje Staško (1996). Najwyższe wartości odpowiadają tu ujmowanym płytkim horyzontom szczelin wietrzeniowych wraz ze zwietrzeliną.

Ocenę wodoprzewodności skał krystalicznych przeprowadzono też wykorzystując zarówno odpływ podziemny i podstawowe parametry morfometryczne zlewni badawczych, zgodnie z metodyką podaną przez Krásnego i Knežka (1977), jak i wyniki analizy wysychania źródeł.

Tabela 11. Statystyczna ocena wydajności jednostkowych studni q (l/s m) dla różnych wydzieliń litologicznych

Table 11. Statistical assessment of specific discharge of wells q in l/s m for different rocks

Wskaźnik statystyczny	Skały zbiornikowe					
	piasek i żwir	piasek, żwir i granit	piaskowiec	granit	gnejs	zieleniec
liczebność	50	5	13	24	8	4
średnia	2,31	2,34	1,59	0,33	0,04	0,297
mediana	0,98	2,38	0,05	0,06	0,038	0,29
wariancja	13,66	3,93	10,37	0,503	0,00031	0,05
odchylenie standardowe	3,70	1,98	3,22	0,71	0,017	0,22
minimum	0,044	0,19	0,009	0,0028	0,022	0,072
maksimum	19,14	4,94	10,06	3,33	0,069	0,53
rozstęp	19,09	4,75	10,05	3,33	0,047	0,46



Ryc. 36. Zmienność wodoprzewodności skał krystalicznych w hydrogeologicznym rejonie Kotliny Jeleniogórskiej

1 – zieleńce, 2 – granity, 3 – gnejsy

Fig. 36. Variability of hard rocks transmissivity in hydrogeological region of Jelenia Góra Basin region

1 – greenstones, 2 – granites, 3 – gneisses

Pierwsza z metod ma zastosowanie w strukturach hydrogeologicznych, w których dochodzi do formowania się odpływu podziemnego w przypowierzchniowej strefie zwietrzelinowo-szczelinowej (Krásný, Knežek, 1977). Z przekształcenia wzoru

$$M_g = T 2HS,$$

uwzględniającego odpływ podziemny M_g , gęstość sieci rzecznej H i średni spadek terenu S , określono wodoprzewodność ośrodka skalnego T . Dla różnych powierzchniowo zlewni zbudowanych ze skał krystalicznych oraz częściowo przykrytych osadami czwartorzędowymi uzyskano wartości wodoprzewodności od 0,44 do 2,46 m²/d, czyli mieszczące się w bardzo niskiej i niskiej klasie wodoprzewodności (tab. 12).

Znacznie wyższy zakres T dają obliczenia wodoprzewodności skał krystalicznych drenowanych przez źródła (tab. 13). Stosując podawany przez wielu autorów (m.in. Wieczysty, 1982; Herbich, 1991; Staško, 1996), wzór $[T = 0,406aa^2\mu]$, wykorzystujący współczynnik wysychania $[a]$, odsączalność $[\mu]$ i odległość

od strefy zasilania do miejsca wypływu [a], uzyskano wodoprzewodność od 2 do 363 m²/d (tab.13). W obliczeniach wykorzystano zarówno regresję odpowiadającą systemowi lokalnego przepływu, jak i „głęboką” regresję związaną z przepływem regionalnym. W przypadku płytkiego, lokalnego przepływu w obrębie przypowierzchniowego spękanego zbiornika wraz ze strefą rumoszową wodoprzewodność mieści się w zakresie 30–363 m²/d (średnio 134 m²/d), natomiast dla głębszych stref szczelin wodonośnych przedział ten wynosi 2–33 m²/d (średnio 9 m²/d). Obliczenia te mają charakter przybliżony ze względu na przyjęte uproszczenie, polegające na wstawieniu do obliczeń uśrednionej wartości współczynnika odsączalności, wyższej ($\mu = 0,03$) dla płytszego przepływu i niższej ($\mu = 0,01$) dla głębszego, regionalnego przepływu. Wartość odsączalności, równa 0,03, określona została przez autora w rejonie Jakuszyce na podstawie krzywej wysychania źródła drenującego strefę szczelin wietrzeniowych granitu wraz z zalegającą na niej zwietrzeliną, natomiast wartość odsączalności $\mu = 0,01$ przyjęto dla głębszego przepływu na podstawie badań przeprowadzonych w utworach krystalicznych Masywu Śnieżnika (Staśko, 1996).

Tabela 12. Wodoprzewodność T skał krystalicznych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej obliczona na podstawie niskiego odpływu podziemnego rzek M_g

Table 12. Transmissivity T of hard rocks in Jelenia Góra Basin region estimated on the base of low groundwater runoff M_g

Nazwa ciek (posterunek)	F [km ²]	H [m/km ²]	S	M_g [l/s km ²]	T [m ² /d]	Dominujące i podrzędnie występujące rodzaje skał
Kamienica	113,9	2371	0,0643	4,92	1,39	gnejsy (łupki łyszczykowe)
Kamienna (Piechowice)	99,2	3133	0,1129	11,79	1,44	granity
Kamienna (Jakuszyce)	6,0	2507	0,1331	15,5	2,00	granity
Szklarka	18,4	3522	0,2420	10,4	0,53	granity
Wrzosówka	96	2687	0,1176	3,79	0,52	granity
Łomnica	118	2364	0,1156	10,21	1,61	granity
Karpnicki Potok	36,7	3583	0,0975	3,54	0,44	granity
Jedlica (Kowary)	13,3	1259	0,2303	16,54	2,46	granity (łupki łyszczykowe, gnejsy)
Radomierka	43,7	3135	0,0581	2,65	0,63	granity (zieleniec)

H – gęstość sieci rzecznej, S – średni spadek terenu

H – river network density, S – mean slope gradient

Tabela 13. Parametry hydrogeologiczne skał krystalicznych obliczone na podstawie analizy wysychania wybranych źródeł

Table 13. Hydrogeological parameters of hard rocks estimated on the base of recession analyse of selected springs

Nr źródła zgodny z ryc. 22	Litologia strefy wodonośnej	α [1/d]	a [m]	μ	$T=0,406aa^2\mu$ [m ² /d]
1	brekcje i mylonity kwarcowe	0,0235 0,0101	760	0,03 0,01	165 24
2	gnejsy	0,0294 0,0109	440	0,03 0,01	69 9
3	hornfelsy	0,0129 0,0073	640	0,03 0,01	64 12
4	granity/ hornfelsy	0,0590 0,0103	480	0,03 0,01	165 7
5	granity	0,0163 0,0055	750	0,03 0,01	112 13
6	granity	0,0867 0,0260	560	0,03 0,01	331 33
7	granity	0,0137 0,0048	515	0,03 0,01	44 5
8	granity	0,0146	470	0,03	39
9	granity	0,0174 0,0027	720	0,03 0,01	110 6
10	granity	0,0390	650	0,03	201
11	granity	0,0097 0,0021	625	0,03 0,01	46 3
12	granity	0,0114 0,0022	500	0,03 0,01	35 2
13	granity	0,0218 0,0012	1170	0,03 0,01	363 7

T – wodoprzewodność, α – współczynnik wysychania, a – odległość od strefy zasilania do miejsca wypływu, μ – współczynnik odsączalności

T – transmissivity, α – recession coefficient, a – distance from recharge area to the discharge point, μ – specific capacity

Zróznicowane wartości wodoprzewodności skał krystalicznych przekładają się na uzyskiwane **wydajności otworów** Q , zmieniające się w bardzo szerokim przedziale od niskich, poniżej 1,0 m³/h, do nawet 130 m³/h przy znacznych depresjach, najczęściej od kilkunastu do 30 m (tab. 10). Maksymalne wydajności związane są z zawodnieniem głębokich rozłamów tektonicznych w centralnej części kotliny i dotyczą występujących pod dużym ciśnieniem wód termalnych (ryc. 30). Dla wód zwykłych, położonych w stropowych partiach masywu kry-

stalicznego, wydajności te rzadko przekraczają wartość $5 \text{ m}^3/\text{h}$. Najczęściej uzyskuje się od około $0,5$ do $3,5 \text{ m}^3/\text{h}$ przy kilkunastometrowych depresjach. Większy rozrzut wartości wydajności przy analizowanych populacjach widoczny jest w przypadku granitów i zieleńców w porównaniu z gnejsami, wykazującymi w miarę stabilny rozkład Q , zmieniający się od $1,8$ do $3,3 \text{ m}^3/\text{h}$. Wyższe niekiedy wartości wydajności studni założonych w zieleńcach, dochodzące do $10 \text{ m}^3/\text{h}$, wiążą się przypuszczalnie z dodatkowym zasilaniem ujęć wodami krasowymi występującymi w obrębie soczew wapieni krystalicznych (Marszałek, Wąsik, 2005a).

Podczas prowadzonych w rejonie Sosnowki (lata 80. XX w.) i Górzynca (lata 50. XX w.) prac geologicznych pod projektowane zbiorniki retencyjne dokonano oceny **wodochłonności** granitów i gnejsów. W rejonie zbiornika „Sosnowka” uzyskano, dla stropowych partii granitu karkonoskiego do głębokości 40 m , wodochłonność jednostkową w przedziale $0,01\text{--}0,786 \text{ l/min/m/m}$ (Staśko, 1996). Gnejsy okolic Górzynca wykazywały wodochłonność rzędu $0,02\text{--}0,29 \text{ l/min/m/m}$, co odpowiadało współczynnikowi wodoprzepuszczalności od $0,02$ do $4,32 \text{ m/d}$ (Jawański i in., 1959; Marszałek, 1996a).

Ważnym parametrem w ocenie wodonośności utworów krystalicznych jest **wydajność źródeł**, zlokalizowanych w większości na elewowanym obramowaniu Kotliny. Omówione wcześniej (rozdz. 4.2) wydajności źródeł stały się podstawą szacunkowego obliczenia jednostkowego odpływu krenologicznego, wykorzystując sumaryczne wydajności wszystkich zarejestrowanych źródeł w obszarze wychodni głównych wydzieleni litologicznych. Należy pamiętać, że tak określone wartości odpływu odpowiadają drenażowi zarówno spękanego masywu, jak i ich warstwy zwietrzelinowej.

Największe zawodnienie wykazały skały kwarcowe, dla których uzyskano **moduł odpływu źródłanego** (krenologicznego) równy $13,5 \text{ l/s km}^2$, oraz utwory morenowe (tab. 14). Utwory kwarcowe, często w postaci brekcji i mylonitów, występują w formie wąskich pasów, ciągnących się głównie w rejonie Rozdroża Izerskiego. Obecność skał żyłowych, głównie kwarcowych lub lamprofirowych, jest dobrym wskaźnikiem podwyższonej wodonośności skał krystalicznych tej części Sudetów, towarzyszą one bowiem często strefom spękań w rejonie dyslokacji. Potwierdziło się to zarówno w trakcie wiercenia płytkich, kilkudziesięciometrowej głębokości otworów w obrębie gnejsów, leukogranitów czy zieleńców (Marszałek, Wąsik, 2004a, b, c), jak i w głębokich otworach Cieplic (Dowgiałło, Fistek, 1998).

Wysoka wartość odpływu krenologicznego uzyskana dla utworów morenowych ($15,25 \text{ l/s km}^2$) nie jest reprezentatywna i nie może stanowić podstawy oceny ich wodonośności ze względu na wtórny charakter źródeł wypływających u czoła płatów moren zamykających cyrki lodowcowe Karkonoszy. Większość źródeł morenowych drenuje podścielające je granity, a osady morenowe stanowią w większości strefę tranzytową przepływu wód podziemnych. Wysokie ich wy-

dajności są efektem głębokiego rozcięcia masywu granitowego w rejonie kotłów lodowcowych i drenażu wód ze znacznie większej powierzchni niż obszar rozprzestrzenienia moren.

Tabela 14. Odpływ źródłany z głównych wydzieli litologicznych

Table 14. Spring runoff from main water-bearing rocks

Litologia warstwy wodonośnej	Powierzchnia wychodni [km ²]	Liczba wypływów	Udział procentowy [%]	Σ wydajności wypływów [l/s]	Moduł odpływu źródłanego [l/s km ²]
granity, w tym:	438,5	570		171,4	0,39
część górską	281,0	564	69,2	170,1	0,60
obniżenie	157,5	6		1,3	0,04
gnejsy i granitognejsy	196,4	91	11	24,9	0,13
łupki łyszczykowe w tym:	28,8	96	11,7	43,9	1,52
hornfelsy	11,2	64		29,0	2,59
brekcje i mylonity kwarcowe	1,0	7	0,8	5,4	13,5
zielenice	15,7	14	1,7	5,9	0,38
torfy	6,5	19	2,3	12,0	2,93
utwory morenowe	1,6	27	3,3	24,4	15,25

Również wysoka wartość modułu odpływu krenologicznego dla torfów, wynosząca 2,93 l/s km², jest efektem jednoczesnego drenażu zarówno pokryw torfowych, jak i podłoża granitowego, którego wodami zasilane są także torfowiska.

Podwyższoną wodonośnością cechują się zhornfelsowane łupki łyszczykowe, głównie pasma Szklarskiej Poręby, o odpływie równym 2,59 l/s km². Na taką wartość wpływają nie tylko właściwości zbiornikowe tych skał, w tym stopień ich spękania, ale również występowanie lepiej przepuszczalnych pokryw gruzowych, wysokie zasilania opadowe w tej części obszaru, lecz także ich pozycja morfologiczna na północnych stokach Grzbietu Wysokiego Gór Izerskich (Marszałek, 1986).

Zbliżone wartości odpływu uzyskano dla granitów karkonoskich (0,39 l/s km²) i zielenców (0,38 l/s km²) Gór Kaczawskich. Morfologiczne wyniesienie masywu granitowego sprzyja intensywniejszemu nacięciu stref wodonośnych, co uwidacznia się w różnicach wielkości odpływu dla granitu w części górskiej – karkonoskiej (0,60 l/s km²) i w obszarze obniżenia śródgórskiego, gdzie wynosi 0,04 l/s km² (tab. 14).

Zdecydowanie najniższą wodonośność (0,13 l/s km²) wykazują gnejsy. Uzyskana z obliczeń wartość odpływu źródłanego może być jednak nieco zaniżona

ze względu na niewykartowanie wszystkich istniejących wpływów, szczególnie w części Pogórza Izerskiego.

Obliczony dla tego obszaru średni odpływ krenologiczny wynosi 0,42 l/s km².

5.5. Właściwości fizykochemiczne wód podziemnych i ich przestrzenne zróżnicowanie

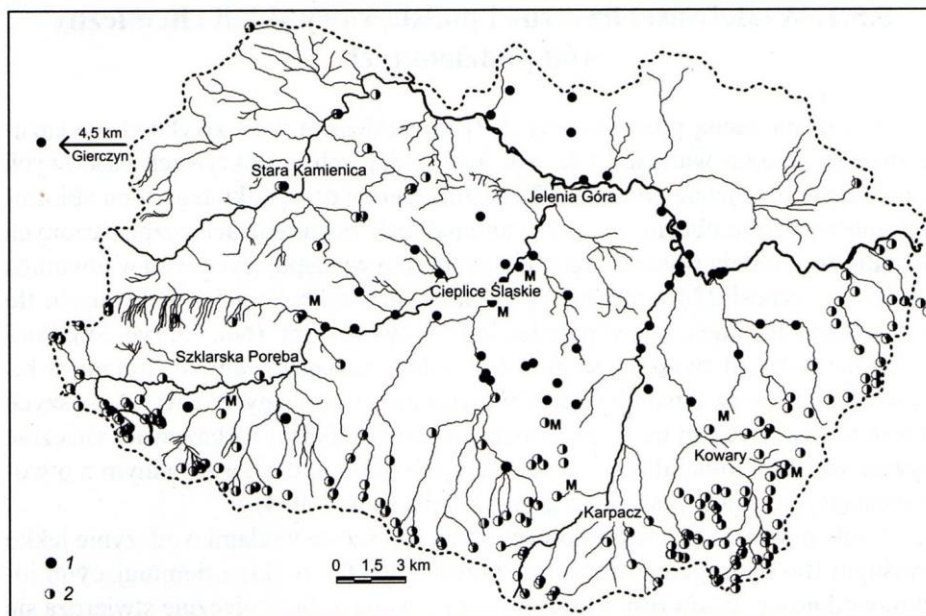
Formowanie się składu chemicznego wód podziemnych uzależnione jest od wielu czynników naturalnych, w tym geograficznych, geologicznych, hydrogeologicznych, biologicznych, a także wpływów sztucznych, wywołanych gospodarczą działalnością człowieka (Macioszczyk, 1987).

Wody podziemne dwóch podstawowych pięter wodonośnych badanego obszaru, czyli piętra plejstoceno-holoceno i proterozoicno-paleozoicznego, występują w większości w zbiornikach odkrytych, słabo lub nieizolowanych od powierzchni, co w istotnym stopniu wpływa na kształtowanie się ich składu chemicznego. Wraz z głębokością zalegania zbiornika wpływ czynników zewnętrznych maleje.

Wysokie partie Gór Izerskich i Karkonoszy poddawane były długotrwałym i szkodliwym oddziaływaniom zanieczyszczeń przemysłowych zawierających związki siarki i azotu. Zanieczyszczenia atmosferyczne, powstałe ze spalania węgla brunatnych w rejonie Niecki Żytawskiej, powodowały powstawanie kwaśnych opadów oraz niekorzystne zmiany składu chemicznego wód podziemnych tych pasm. Istotne zmiany hydrochemiczne nasiliły się szczególnie w strefie aktywnej wymiany wód w latach 80. Acydifikacja opadów atmosferycznych wpływała na zmianę naturalnego tła poszczególnych jonów oraz zwiększała mobilność wielu pierwiastków, w tym metali ciężkich. Wpłynęło to w znacznym stopniu na pogorszenie jakości wód oraz zmniejszenie zasobów dyspozycyjnych. Na zmiany jakości wód, wynikające z oddziaływania transgranicznych zanieczyszczeń, nakładały się wpływy pochodzące z lokalnych źródeł zanieczyszczeń, głównie w silnie zurbanizowanym centrum obszaru.

W efekcie oddziaływania przyrodniczych i sztucznych czynników, wody podziemne skał krystalicznych oraz ich pokryw cechują się specyficznymi właściwościami fizykochemicznymi, typowymi dla tej części Sudetów. Ich jakość, szczególnie w obrębie zbiornika „Karkonosze”, kontrolowana jest w ramach sieci krajowego i regionalnego monitoringu wód podziemnych. Lokalizację punktów opróbowanych do badań hydrochemicznych i izotopowych wraz z punktami monitoringu przedstawiono na rycinie 37.

Skład chemiczny wód porowych pokrywy osadowej wypełniającej dno Kotliny Jeleniogórskiej określono na podstawie analiz chemicznych wykonanych w latach 1994–2001 w 59 punktach (tab. 15, 17). Do oceny chemizmu wykorzystano wyniki opróbowania hydrochemicznego studni kopanych i wierconych,



Ryc. 37. Lokalizacja punktów badań hydrochemicznych

1 – studnie i piezometry, 2 – źródła; w tym M – punkty sieci monitoringu krajowego i regionalnego

Fig. 37. Sites location for hydrochemical investigations

1 – wells and piezometers, 2 – springs; including M – points of national and regional monitoring

wykonanego na potrzeby niniejszego opracowania (w tym dwukrotne opróbowanie w 33 punktach), oraz wyniki analiz przeprowadzonych w ramach realizacji arkuszy mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 (Kielczawa, Czerski, 1997; Grzegorzczak, 2002; Marszałek, Wąsik, 2002) i dokumentacji hydrogeologicznych (Zaleska i in., 1999). Przedstawiono więc w miarę aktualny stan jakości i charakter hydrochemiczny wód w obszarze rozprzestrzenienia się zbiorników dolinnych głównych rzek Kotliny Jeleniogórskiej (zbiornik „Jelenia Góra” i „dolina kopalnej Bobru”). Zakres oznaczeń wskaźników hydrochemicznych był w poszczególnych punktach zróżnicowany.

Oceny jakości wód w utworach krystalicznych dokonano na podstawie znacznie większej liczby analiz chemicznych, przeprowadzonych w różnych częściach obszaru w okresie od 1992 do 2001 roku w 76 punktach (tab. 16, 18). W latach tych wykonano szczegółowe badania hydrochemiczne w obszarze Karkonoszy wraz z fragmentem Gór Izerskich i Rudaw Janowickich (Marszałek, 1996b; 1998; Kryza H. i in., 1993, 1994, 1995) oraz zdjęcie hydrochemiczne całych Sudetów Zachodnich (Bocheńska i in., 1997b). Cennych informacji dostarczyły analizy chemiczne, wykonane na potrzeby dokumentowania zasobów eksploatacyjnych studni ujmujących wody krystaliniku karkonosko-izerskiego (Marszałek, Wąsik, 2001, 2004a, b, c, 2005).

5.5.1. Właściwości fizyczne i podstawowy skład chemiczny wód podziemnych

Wyrażona suchą pozostałością (SP) mineralizacja wód zwykłych wykazuje znaczny rozrzut wartości. Dla wód występujących w pokrywach osadowych mieści się w przedziale od 83 do 521 mg/dm³, co w przypadku tego typu zbiorników nie wykazuje obecności stref o anomalnych zawartościach rozpuszczonych składników. Średnia wartość mineralizacji płytko występujących wód w utworach rzecznych wynosi 224,4 mg/dm³, a zobrazowane zakresami I i III kwartyłu tło hydrochemiczne mieści się w przedziale 151–264 mg/dm³ (tab. 15; ryc. 38). Podwyższone wartości związane są głównie z silnie zurbanizowanymi strefami w rejonie Jeleniej Góry. Analiza wyników oznaczeń chemicznych z wcześniejszych okresów, zawartych m.in. w bazie danych Banku Hydro, wykazywała znacznie wyższe wartości mineralizacji, przekraczające 800 mg/dm³, a w jednym z otworów osiągające nawet prawie 3,5 g/dm³ (Janicki i in., 1994).

Wody porowe pokryw osadowych są w większości wodami o odczynie lekko kwaśnym (tło hydrogeochemiczne w przedziale 5,93–6,72), z dominującymi jonami wodorowęglanowymi, siarczanowymi i wapnia. Sporadycznie stwierdza się w nich podwyższone zawartości jonu chlorkowego, osiągające nawet 160 mg/dm³, jednak górny zakres tła dla jonu Cl⁻ nie przekracza 34 mg/dm³ (tab. 15).

Wody porowo-szczelinowe skał krystalicznych cechują znacznie niższe wartości mineralizacji, kwalifikując je często do wód ultrasłodkich o mineralizacji poniżej 100 mg/dm³. W najwyższych partiach badanego masywu, zwłaszcza w strefach grzbietowych Karkonoszy, mineralizacja wód spada nawet do kilku mg/dm³. Określona dla obszaru Karkonoskiego Parku Narodowego w połowie lat 90. mineralizacja wód mieściła się w zakresie 12–62 mg/dm³ (Marszałek, 1996b). Określona wtedy wartość średnia, wynosząca 28 mg/dm³, była znacznie niższa od wyznaczonego dla całych Karkonoszy na początku lat 90. tła hydrochemicznego, mieszczącego się w zakresie 42–128 mg/dm³ (Kryza H. i in., 1994, 1995). Tak niskie zawartości rozpuszczonych składników wynikają z krótkiego czasu przebywania wody w dobrze przepuszczalnym środowisku skalnym górnych partii granitu Karkonoszy, reprezentowanym przede wszystkim przez rumowiska skalne, zwietrzelinę ziarnistą i silnie spękaną partię masywu. W całej wierzchowinowej części Karkonoszy wartości mineralizacji wód nie wykazują większych różnic (Marszałek, 1996b). Wyraźny natomiast jej wzrost obserwuje się wraz z obniżeniem wysokości terenu. Stwierdzono spadek przewodności elektrolitycznej właściwej wód średnio o 15 µS/cm wraz ze wzrostem wysokości o 100 m (Kryza H. i in., 1993).

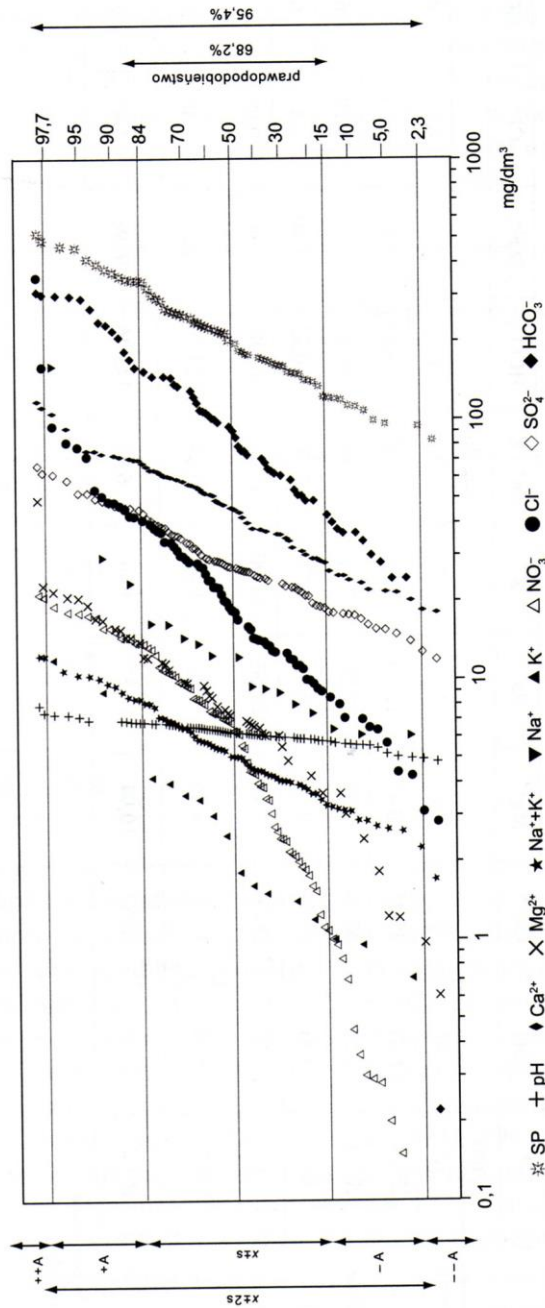
Określone dla całego badanego obszaru, na podstawie analiz wykonanych w ostatnich kilkunastu latach, tło hydrochemiczne mineralizacji zwykłych wód podziemnych w skałach krystalicznych zawiera się w przedziale 40–97 mg/dm³, przy średniej 81,6 mg/dm³ (tab. 16; ryc. 39). W ich składzie jonowym, podobnie jak w przypadku wód porowych w osadach piaszczysto-żwirowych wypełniających dno Kotliny, dominują jony Ca²⁺, HCO₃⁻ i SO₄²⁻ (tab. 16).

Tabela 15. Skład chemiczny wód w pokrywie osadowej Kotliny Jeleniogórskiej
 Table 15. Chemical composition of groundwater in sedimentary rocks of Jelenia Góra Basin region

	SP mg/dm ³	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻
liczba analiz	72	90	90	90	17	17	72	81	90	90	90
średnia	224,4	6,27	48,45	8,45	12,50	3,58	5,66	105,85	30,43	25,55	7,09
mediana	202,0	6,22	46,40	7,29	12,20	2,51	5,04	90,31	27,10	18,29	6,54
min	83,0	4,81	18,04	0,61	6,06	0,71	1,70	0,22	11,90	2,83	0
max	521,0	7,50	118,20	23,10	29,50	12,00	12,43	303,88	67,00	160,00	21,34
III (kwartyl)	I	5,93	32,06	4,86	8,00	1,40	3,99	53,70	22,53	11,48	2,09
	III	6,72	60,57	10,94	14,50	4,00	6,92	145,26	36,98	33,47	10,57

SP – sucha pozostałość

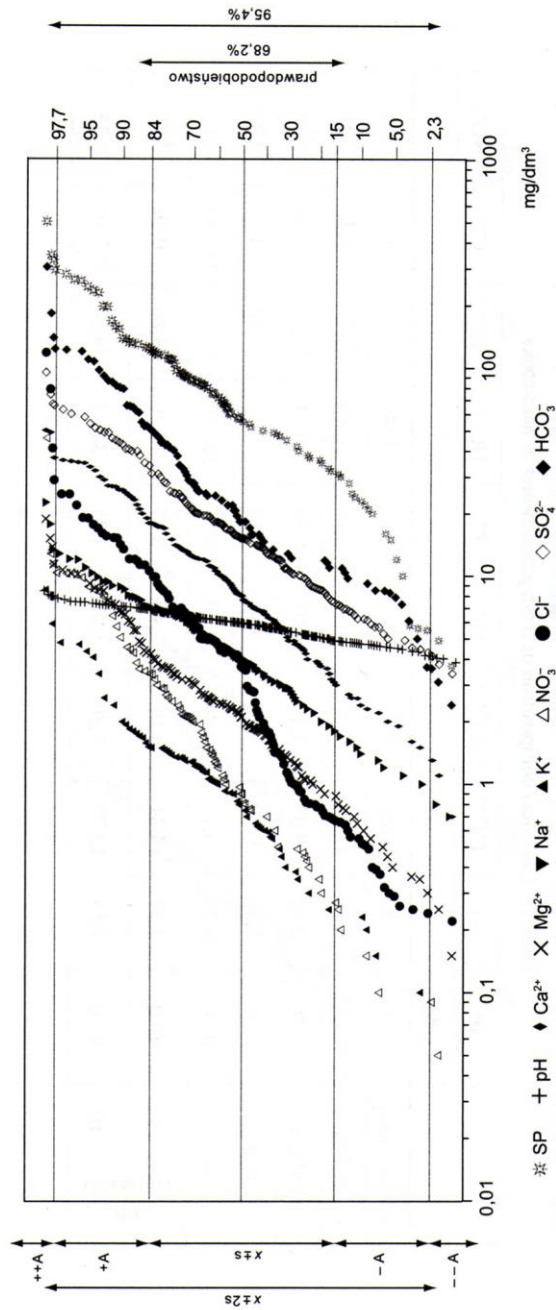
SP – dry residue



Ryc. 38. Rozkład suchej pozostalości i głównych makroskładników wód podziemnych pokrywuy osadowej Kotliny Jeleniogórskiej
 Fig. 38. Distribution of dry residue and major macrocomponents of groundwater in sedimentary cover of Jelenia Góra Basin region

Tabela 16. Skład chemiczny zwykłych wód podziemnych w utworach krystalicznych
Table 16. Chemical composition of fresh groundwater in hard rocks

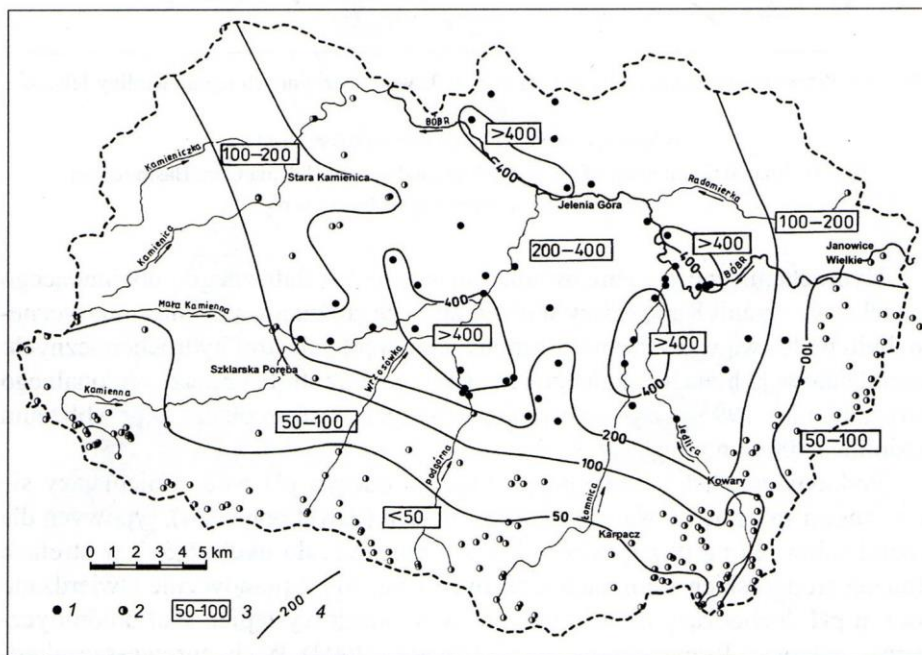
	SP	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ⁻ ₃	SO ²⁻ ₄	Cl ⁻	NO ⁻ ₃
	mg/dm ³						mg/dm ³			
liczba analiz	153	226	165	165	137	132	154	165	171	151
średnia	81,65	5,94	11,19	2,92	4,79	1,16	31,93	20,22	6,32	2,21
mediana	57,0	5,96	8,03	2,10	4,05	0,80	18,31	15,21	3,69	0,90
min	4,0	3,85	0,70	0,15	0,70	0,10	0	3,40	0,22	0,005
max	503,0	8,50	50,10	18,84	22,60	8,59	305,10	95,0	118,40	46,0
to (kwartyl)	I	5,27	4,41	1,06	2,40	0,35	12,20	9,80	0,89	0,46
	III	97,0	13,79	3,30	6,40	1,35	34,17	24,94	7,10	2,35



Ryc. 39. Rozkład suchej pozostałości i głównych makroskładników wód podziemnych w utworach krystalicznych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

Fig. 39. Distribution of dry residue and major macrocomponents of groundwater in hard rocks of Jelenia Góra Basin region

Przestrzenny rozkład mineralizacji, wyrażonej w postaci przewodności elektrolitycznej, wykazuje wzrost tego parametru w kierunku północnym ku niższym partiom masywu (ryc. 39). Prosty stosunkowo obraz rozkładu w obszarze granitu zostaje zaburzony w rejonach większego zróżnicowania litologicznego oraz w strefach złożowych. Mozaikowa budowa geologiczna strefy kaczańskiej i jednostki Rudaw Janowickich oraz obecność w nich mineralizacji złożowej wpływają na wzrost zawartości rozpuszczonych składników wód podziemnych w północno-wschodniej części obszaru (Bocheńska i in., 1997b; Jezierski, 2002). Oprócz wymienionych czynników wpływających na wielkość mineralizacji nie bez znaczenia jest też rodzaj skał wodonośnych. Wyższe niż w granicie stężenia rozpuszczonych składników stwierdzano w skałach metamorficznych. Potwierdziły to badania prowadzone przez Jezierskiego (2002) w Rudawach Janowickich, gdzie dla niższych partii masywu wielkość przewodności elektrolitycznej wód w skałach metamorficznych była o około 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ wyższa w porównaniu z ośrodkiem granitowym. Wyższe wartości przewodności elektrolitycznej w granicach 200–400 i ponad 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ stwierdza się w wodach podziemnych centralnej i północnej części omawianego obszaru (ryc. 40).

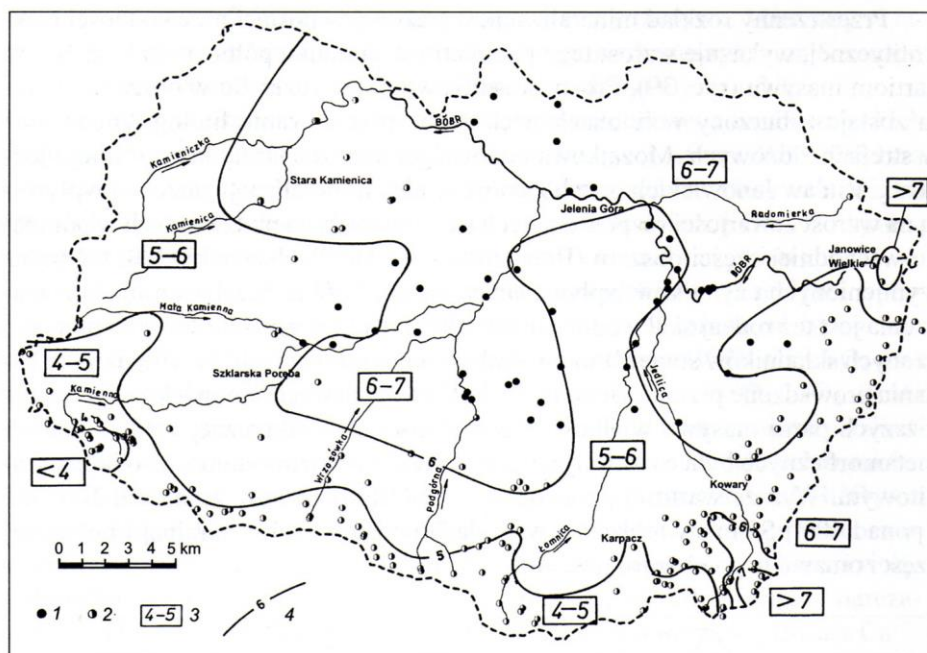


Ryc. 40. Przestrzenny rozkład przewodności elektrolitycznej właściwej zwykłych wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

1 – studnie, 2 – źródła, klasy (3) i izolinie (4) przewodności elektrolitycznej właściwej [$\mu\text{S}/\text{cm}$]

Fig. 40. Spatial distribution of electrolytical conductivity of fresh groundwater in Jelenia Góra Basin region

1 – wells, 2 – springs, ranges (3) and isolines (4) of electrolytical conductivity [$\mu\text{S}/\text{cm}$]



Ryc. 41. Przestrenny rozkład odczynu pH zwykłych wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

1 – studnie, 2 – źródła, klasy (3) i izolinie (4) odczynu pH

Fig. 41. Spatial distribution of pH of fresh groundwater in Jelenia Góra Basin region

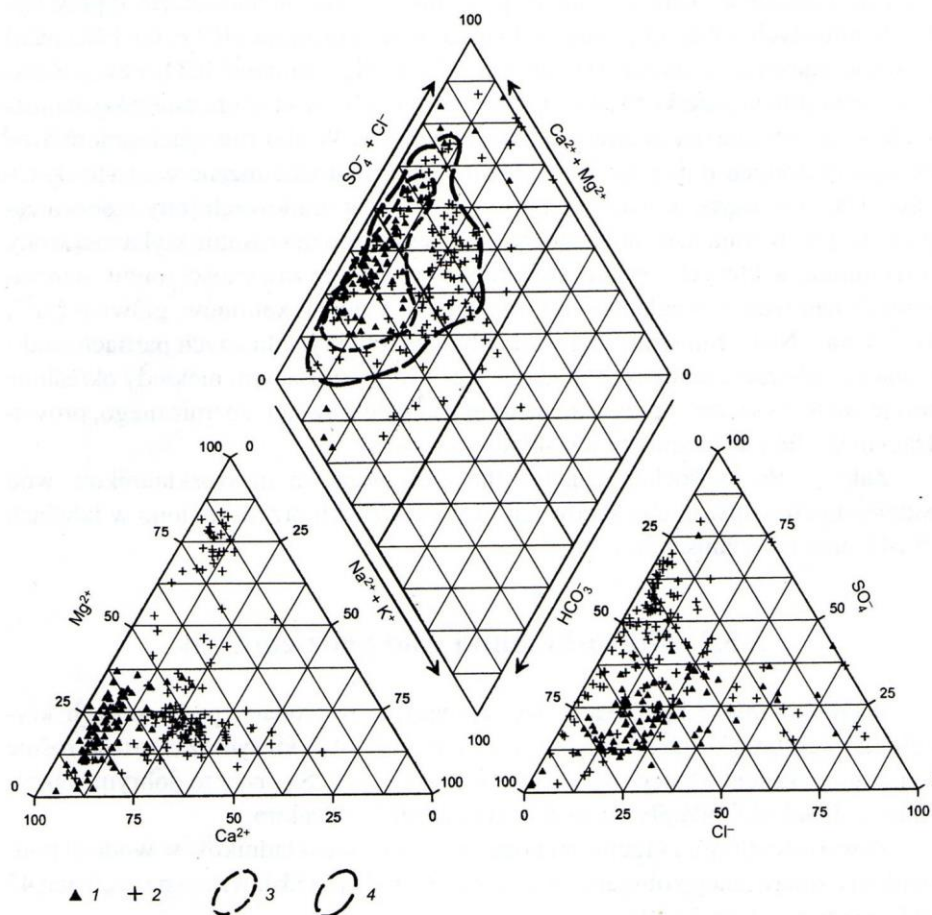
1 – wells, 2 – springs, ranges (3) and isolines (4) of pH

Hydrochemiczne zróżnicowanie masywu krystalicznego obejmującego w większości granit Karkonoszy, a wynikające ze zróżnicowania hipsometrycznego, było podstawą wydzielenia w nim trzech odrębnych stref hydrochemicznych: wododziałowej, drenażu lokalnego i mieszanego oraz strefy drenażu regionalnego (Kryza H. i in., 1995). Granicę dwóch pierwszych stref wyznacza w przybliżeniu poziomica 800 m n.p.m.

Podobny rozkład przestrenny wykazuje odczyn pH wód, zmieniający się w szerokim zakresie od wartości bardzo niskich (nawet poniżej 4), typowych dla wododziałowych partii najwyższych pasm górskich, do około 6,5–7 w strefach obniżenia śródgórskich i dolinach rzecznych (ryc. 41). Sporadycznie stwierdzano odczyn pH dochodzący do 8,5 (tab. 16) w rejonach wystąpień skał dolomitycznych w jednostce Rudaw Janowickich (Jezierski, 2002). Wody porowo-szczelinowe krystaliniku wykazują szeroki rozrzut wartości odczynu pH, od 3,85 do 8,5, jednak wyznaczone tło zawęża się do zakresu 5,27–6,54 (tab. 16). Wody osadów rzecznych wypełniających dno Kotliny Jeleniogórskiej są w większości wodami o odczynie lekko kwaśnym, a wartościach tła mieszczących się w stosunkowo niewielkim zakresie 5,9–6,7 (tab. 15).

Istnieje wyraźna tendencja spadku odczynu wód wraz ze wzrostem rzędnej wypływu. Określony niezależnie na początku i w połowie lat 90. dla Karkonoszy i całych Sudetów Zachodnich współczynnik korelacji R odczynu pH od wysokości terenu wykazał podobną wartość wynoszącą odpowiednio $R = -0,52$ (Kryza H. i in., 1994, 2005) i $R = -0,49$ (Bocheńska i in., 1997).

Zróźnicowanie wartości odczynu widoczne jest w trzech wydzielonych strefach wysokościowych masywu Karkonoszy (Kryza H. i in., 1994): od najniższej średniej pH = 5,31 przy tle 3,85–6,29 w strefie grzbietowej, przez średnie pH = 5,64 (tło 4,04–6,90) dla środkowej strefy stokowej, do najwyższej warto-



Ryc. 42. Skład jonowy wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej odwzorowany na diagramie Pipera

1 – wody pokryw osadowych, 2 – wody w utworach krystalicznych, 3 – dominujący typ chemiczny wód podziemnych w pokrywach osadowych, 4 – dominujący typ chemiczny wód podziemnych w utworach krystalicznych

Fig. 42. Ionic composition of groundwater in Jelenia Góra Basin region shown on Piper's diagram

1 – groundwater in sedimentary cover, 2 – groundwater in crystalline rocks, 3 – predominant chemical type of groundwater in sedimentary cover, 4 – predominant chemical type of groundwater in crystalline rocks

ści $\text{pH} = 6,21$ ($4,82-7,12$) dla najniższej położonej strefy masywu. Mierzony w latach 80. w niektórych zachodnich partiach grzbietu Karkonoszy (rejon Szrenicy, Mumławskiego Wierchu) odczyn pH wód źródłanych był niższy od 3.

Wody masywu krystalicznego należą w większości do wód bardzo miękkich lub miękkich, o twardości ogólnej rzadko przekraczającej $1,5 \text{ mval/dm}^3$. Wyższą twardością cechują się głównie wody porowe pokryw rzecznych w centralnych partiach Kotliny. Określone dla wód doliny Bobru koło Jeleniej Góry tło hydrochemiczne mieści się w zakresie $1,5-5,0 \text{ mval/dm}^3$ (Janicki i in., 1994).

Znaczna zmienność litologiczna i zróżnicowana głębokość przepływu wpływają na rozpiętość wartości suchej pozostałości oraz różnorodność typów hydrochemicznych wód, od prostych dwujonowych (głównie $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{SO}_4\text{-Ca}$) do wielojonowych, z dominującymi jonami Ca , Mg , Na oraz HCO_3 i SO_4 . Zróżnicowanie składu jonowego wód pokryw rzecznych i wód w utworach krystalicznych przedstawiono na diagramie Pipera (ryc. 42). W obu rodzajach zbiorników wód podziemnych dominują dwa główne typy hydrochemiczne wód $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{SO}_4\text{-Ca}$, przy czym w wodach porowych pokryw osadowych jony wodorowęglanowe przeważają nad siarczanowymi. Większe zróżnicowanie wykazują wody krystaliniku, w których częściej stwierdzano przewagę zawartości jonów siarczanowych nad wodorowęglanowymi oraz zmienny udział kationów, głównie Ca^{2+} , Mg^{2+} i Na^+ . Niska mineralizacja wód w brzeźnych, krystalicznych partiach analizowanego obszaru, zasilanych wodami opadowymi niosącymi niekiedy określone porcje zanieczyszczeń, sprzyja znacznym wahaniom składu chemicznego, prowadzącym w efekcie do zmiany ich składu jonowego.

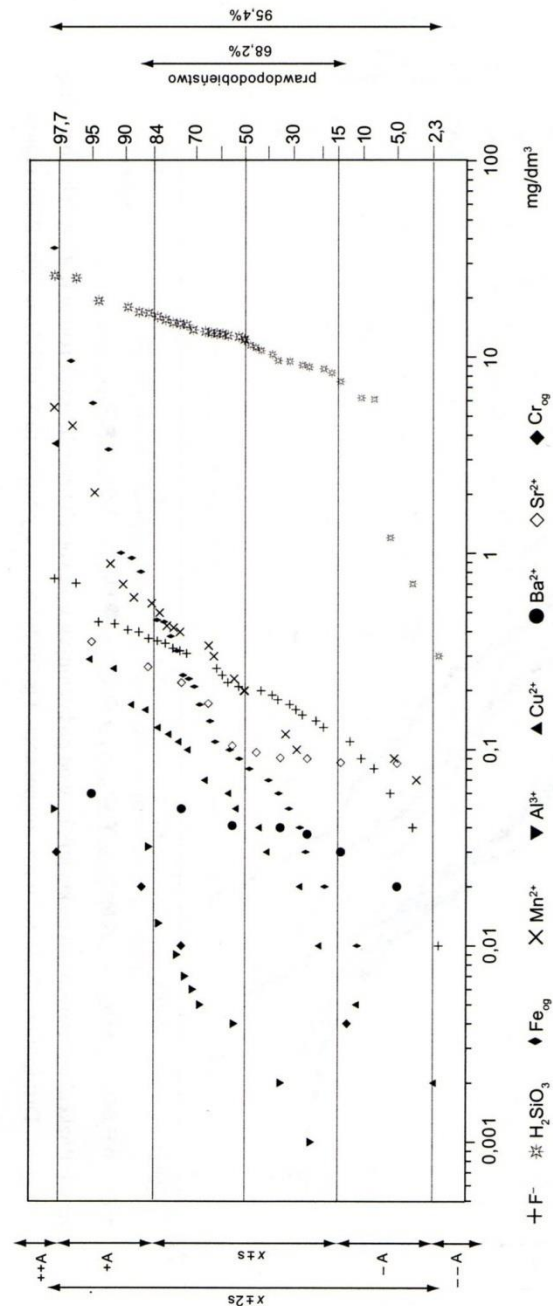
Zakresy tła hydrochemicznego dla podstawowych makroskładników wód podziemnych w utworach osadowych i krystalicznych przedstawiono w tabelach 15 i 16 oraz na rycinach 38 i 39.

5.5.2. Mikroskładniki wód podziemnych

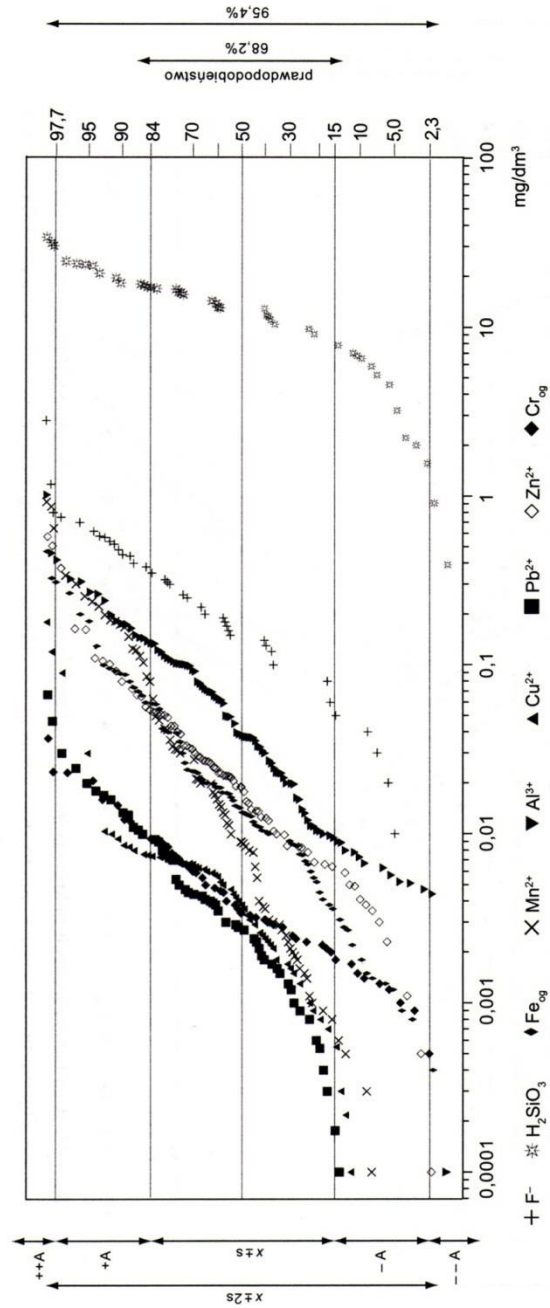
Ważnymi mikroskładnikami występującymi w wodach podziemnych krystaliniku karkonosko-izerskiego są fluor i krzemionka, których zawartość rośnie wraz z głębokością występowania stref wodonośnych. Są przez to dobrym wskaźnikiem głębokości przepływu wód w krystaliniku sudeckim.

Zawartości fluoru i krzemionki oraz innych mikroskładników w wodach podziemnych omawianego obszaru wraz z oceną ich tła przedstawiono na rycinach 43 i 44 oraz w tabelach 17 i 18.

Fluor, mimo że w większości badanych prób nie wykazuje stężenia powyżej $1,5 \text{ mgF/dm}^3$, jest ważnym składnikiem wód ze względu na jego toksyczność. Wody zwykle analizowanego obszaru charakteryzują się obecnością tego składnika o zawartości znacznie przekraczającej określoną przez Mroczkowską (1978) dla Sudetów graniczną wartość tła hydrochemicznego, wynoszącą $0,06 \text{ mgF/dm}^3$.



Ryc. 43. Rozkład wybranych mikroskładników wód podziemnych pokryw osadowej rejonu Kotliny Jeleniogórskiej
Fig. 43. Distribution of selected microcomponents of groundwater in sedimentary cover of Jelenia Góra Basin region



Ryc. 44. Rozkład wybranych mikroskładników wód podziemnych w utworach krystalicznych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej
 Fig. 44. Distribution of selected microcomponents of groundwater in crystalline rocks of Jelenia Góra Basin region

Obszarem o podwyższonej zawartości tego pierwiastka są Góry i Pogórze Izerskie oraz Karkonosze. W gnejsach i łupkach łyszczykowych jednostki izerskiej stwierdzano stężenia przekraczające $1,1 \text{ mgF/dm}^3$ (Marszałek, Wąsik, 2004a) i osiagające nawet $2,8 \text{ mgF/dm}^3$ (Kielczawa, Czerski, 1997). W granicie karkonoskim jon fluorowy występuje najczęściej w przedziale $0,1\text{--}0,9 \text{ mgF/dm}^3$ (Kryza i in., 1994). Fluor pochodzenia naturalnego, w ilości powyżej $0,2 \text{ mgF/dm}^3$, związany jest głównie z wodami szczelinowymi o głębszym niż przypowierzchniowe krążeniu. Może on tworzyć pewne strefy anomalne, gdy jego zawartość przekracza $0,4 \text{ mgF/dm}^3$ (Kryza H. i in., 1994).

Tło hydrochemiczne dla jonu fluorowego określono oddzielnie dla wód porowych w utworach osadowych Kotliny oraz porowo-szczelinowych krystaliniku karkonosko-izerskiego na podstawie wyników analiz ze 176 punktów, opróbowanych w latach 1980–2005, w znacznej mierze przez autora. Dla badanego fragmentu krystaliniku karkonosko-izerskiego tło hydrochemiczne wód w pokrywach osadowych mieści się w przedziale $0,15\text{--}0,32 \text{ mgF/dm}^3$ (tab. 17; ryc. 43). Dla zwykłych wód porowo-szczelinowych w skałach krystalicznych wartość tła dla jonu fluorowego jest zbliżona i zawiera się w zakresie $0,10\text{--}0,30$ (tab. 18; ryc. 44). Średnia zawartość fluoru w zwykłych wodach podziemnych krystaliniku karkonosko-izerskiego wynosi $0,23 \text{ mgF/dm}^3$.

W badanym obszarze istnieje kilka stref anomalnych o podwyższonych zawartościach jonu fluorowego (ryc. 45). Oprócz anomalii w centrum obszaru, związanej z obecnością wód termalnych Cieplic Śl. Zdroju (ryc. 46), strefy takie występują głównie w południowo-zachodniej i wschodniej części obszaru, w rejonie Starej Kamienicy, Jakuszyce i Szklarskiej Poręby oraz Kowar i Janowice Wielkich. Najwyższe wartości, przekraczające 12 mgF/dm^3 , stwierdza się w wodach termalnych Cieplic Śl. Zdroju (Ciężkowski, 1990; Fistek, Dowgiałło, 2003). Stężenia fluoru w wodach termalnych ośmiu ujęć Cieplic zmieniają się od 2,0 do 12 mgF/dm^3 . Najniższe zawartości F^- ($2,0 \text{ mgF/dm}^3$) występują w wodach ujęcia „Sobieski”, znacznie wyższe ($7\text{--}8 \text{ mgF/dm}^3$) w przypadku wód ujęcia „Antoni” (Wiśniewska, 1980; Fistek, Dowgiałło, 2003). W pozostałych ujęciach stężenia fluoru wahają się najczęściej od 11,5 do $12,0 \text{ mgF/dm}^3$.

Określone na podstawie analiz chemicznych wykonanych w rejonie Cieplic z 82 płytkich otworów (do głębokości 30 m) zawartości jonu fluorowego dla zwykłych wód podziemnych wahały się od 0,01 do $9,23 \text{ mgF/dm}^3$, przy średniej wartości $1,29 \text{ mgF/dm}^3$ (Fistek i in., 2001).

Drugim istotnym składnikiem wód krystaliniku karkonosko-izerskiego jest krzemionka. Jej stężenia w wodach wykazują silną korelację ($R=0,93$) z zawartością jonu fluorkowego. W przestrzennym rozkładzie krzemionki, przedstawionej w postaci kwasu metakrzemowego H_2SiO_3 , widoczne jest podobieństwo do rozkładu wartości jonu fluorkowego (ryc. 45, 46). Zakres tła dla kwasu metakrzemowego mieści się w przedziale $9,0\text{--}14,7 \text{ mg/dm}^3$ dla wód porowych pokryw osadowych (tab. 17; ryc. 43) oraz $10,4\text{--}16,09 \text{ mg/dm}^3$ dla wód w utworach

krystalicznych (tab. 18; ryc. 44). Średnia wartość wynosi odpowiednio 12,0 i 13,2 mg/dm³. Stężenia wyższe od wartości średniej stwierdzono w rejonie Szklarskiej Poręby, Rudaw Janowickich (Kowary, Janowice Wielkie) i w obszarze występowania wód termalnych Cieplic Śl. Zdroju (ryc. 45, 46). Stężenia H₂SiO₃ w wodach termalnych Cieplic dochodzą do 104 mg/dm³, przy średniej wartości dla ośmiu ujęć równej 85,8 mg/dm³ (Fistek, Dowgiałło, 2003). W trakcie opróbowania wód 82 płytkich otworów zlokalizowanych w rejonie Cieplic wykazano w kilku z nich wartości przekraczające 140 mg/dm³ (Fistek i in., 2001).

Tabela 17. Zawartość głównych mikroskładników w wodach utworów pokrywowych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

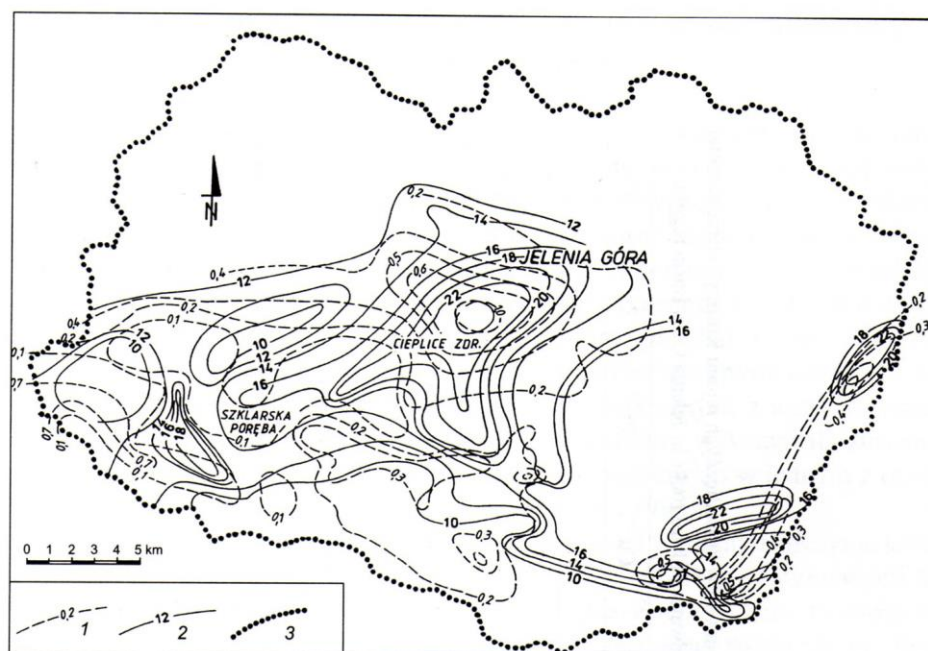
Table 17. Concentration of main microcomponents in groundwater in sedimentary rocks of Jelenia Góra Basin region

		F ⁻	H ₂ SiO ₃	Fe _{og}	Mn ²⁺	Al ³⁺	Cu ²⁺	Cr _{og}
		mg/dm ³						
liczba analiz		43	43	52	52	39	37	37
średnia		0,25	12,0	1,21	0,46	0,010	0,16	0,01
mediana		0,21	12,3	0,08	0,20	0,004	0,03	0,01
min		0,01	0,30	0	0	0	0	0
max		0,75	26,1	36,16	5,58	0,05	3,65	0,03
tło (kwartyl)	I	0,15	9,0	0,03	0,10	0	0,01	0
	III	0,32	14,7	0,23	0,40	0,01	0,10	0,01

Wysokogórskie partie Sudetów Zachodnich poddawane były długookresowemu i szkodliwemu oddziaływaniu zanieczyszczeń przemysłowych, zawierających różnorodne związki chemiczne, szczególnie tlenki siarki i azotu. Powodowały one silną acydifikację całego środowiska wodnego oraz były źródłem toksycznych substancji, w tym metali ciężkich, powodując wyraźne obniżenie jakości wód. Silne zmiany hydrochemiczne obserwowano w latach 80., głównie w strefie aktywnej wymiany wód. W wodach podziemnych zbiornika karkonoskiego stwierdzano podkoncentrowanie wielu mikroskładników, w tym: glinu, ołowiu, rtęci, niklu i berylu (Kryza H. i in., 1994, 1997). Mobilność tych pierwiastków zwiększała się wraz ze wzrostem stopnia acydyfikacji opadów atmosferycznych. Szczególnie niekorzystne zmiany obserwowano w przypadku stężeń glinu w wodach krystaliniku. Analiza porównawcza stężeń tego metalu w wodach pokryw osadowych wypełniających dno Kotliny i otaczających ją masywów krystalicznych wykazała jego wyraźny wzrost w tych ostatnich, dla których określone tło hydrogeochemiczne mieściło się w zakresie 0,014–0,102 mgAl/dm³, a ma-

Tabela 18. Zawartość głównych mikroskładników w zwykłych wodach utworów krystalicznych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej
 Table 18. Concentration of main microcomponents in fresh groundwater of hard rocks in Jelenia Góra Basin region

		F ⁻	H ₂ SiO ₃	Fe _{og}	Mn ²⁺	Al ³⁺	Cu ²⁺	Pb ²⁺	Zn ²⁺	Cr _{og}
		mg/dm ³								
liczba analiz		133	118	108	119	104	90	93	92	80
	średnia	0,23	13,20	0,0379	0,0555	0,0827	0,0096	0,0056	0,0439	0,0058
	mediana	0,15	13,00	0,0138	0,0090	0,0387	0,0039	0,0028	0,0192	0,0034
	min	0,01	0,39	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0005
	max	2,80	33,93	0,4700	0,9270	1,0200	0,1800	0,0670	0,5760	0,0368
Ilo (kwartyl)	I	0,10	10,40	0,0073	0,0015	0,0138	0,0013	0,0009	0,0085	0,0024
	III	0,30	16,09	0,0363	0,0307	0,1022	0,0068	0,0050	0,0409	0,0068



Ryc. 45. Przestrzenny rozkład jonu fluorkowego i kwasu metakrzemowego w wodach podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

1 – izolinie zawartości F^- w mg/dm^3 , 2 – izolinie zawartości H_2SiO_3 w mg/dm^3 , 3 – granica opracowania

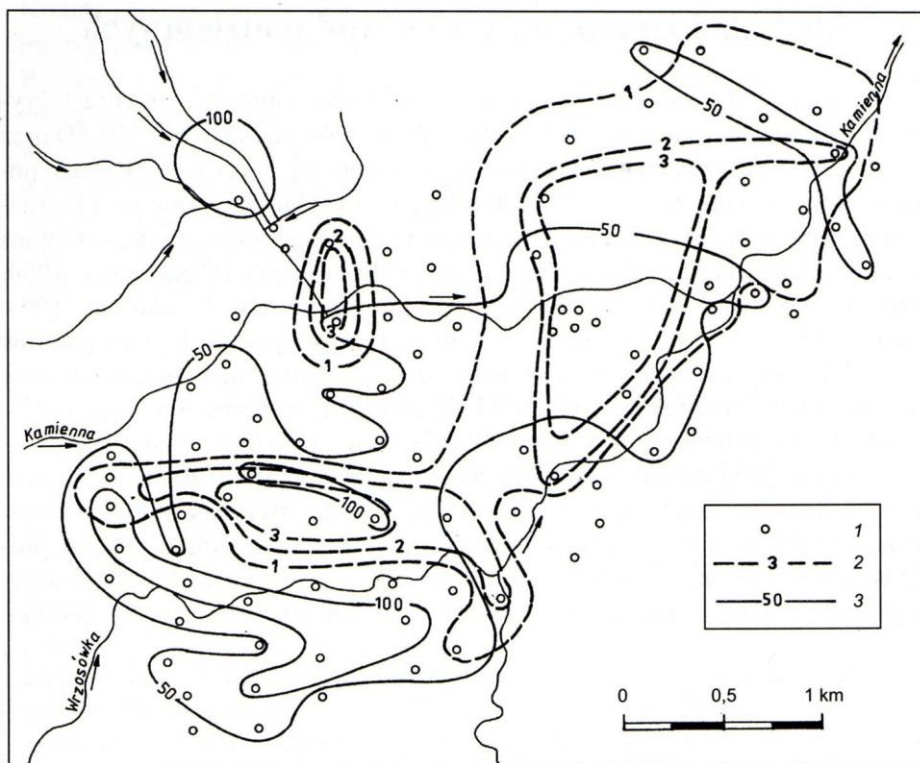
Fig. 45. Spatial distribution of F^- and H_2SiO_3 in groundwater of Jelenia Góra Basin region

1 – isolines of F^- concentration in mg/dm^3 , 2 – isolines of H_2SiO_3 concentration in mg/dm^3 , 3 – limits of the study area

ksymalne stężenia stwierdzone w wodach osadów rzecznych i fluwiogłacjalnych nie przekraczały wartości $0,05 mgAl/dm^3$ (tab. 18). Wykonane w połowie lat 90. analizy chemiczne wód w najwyższych partiach Karkonoszy wykazały średnie stężenia tego metalu w ilości $0,118 mgAl/dm^3$ (Marszałek, 1996b).

Wody pokryw osadowych cechują się podwyższoną zawartością stężeń żelaza i manganu. Górny zakres tła dla żelaza wynosi $0,23 mg/dm^3$, a manganu aż $0,40 mg/dm^3$ (tab. 17). Cechują je również wyższe stężenia związków azotu w porównaniu z wodami otaczających Kotlinę masywów krystalicznych. Średnie zawartości azotanów w wodach pokryw rzecznych ($7,09 mg/dm^3$) są ponadtrzykrotnie wyższe w porównaniu ze średnimi stężeniami w wodach porowo-szczelinowych krystaliniku (tab. 15, 16).

Obserwowana od początku lat 90. poprawa jakości powietrza atmosferycznego spowodowała odwrócenie niekorzystnej tendencji zmian jakości wód podziemnych, co przejawiało się w zmianie odczynu pH wód, wzroście zawartości jonu HCO_3^- i ograniczeniu zawartości jonu siarczanowego pochodzenia antropogenicznego oraz obniżeniu stężeń metali ciężkich.



Ryc. 46. Przestrzenny rozkład jonu fluorkowego i kwasu metakrzemowego w wodach podziemnych rejonu Cieplice Śl. Zdrój

1 – otwory badawcze (na podstawie: Fistek i in., 2001 – uproszczone), 2 – izolinie zawartości F^- w mg/dm^3 , 3 – izolinie zawartości H_2SiO_3 w mg/dm^3

Fig. 46. Spatial distribution of F^- and H_2SiO_3 in groundwater of Cieplice Śl. Spa area

1 – test boreholes (after: Fistek et al., 2001 – simplified), 2 – isolines of F^- concentration in mg/dm^3 , 3 – isolines of H_2SiO_3 concentration in mg/dm^3

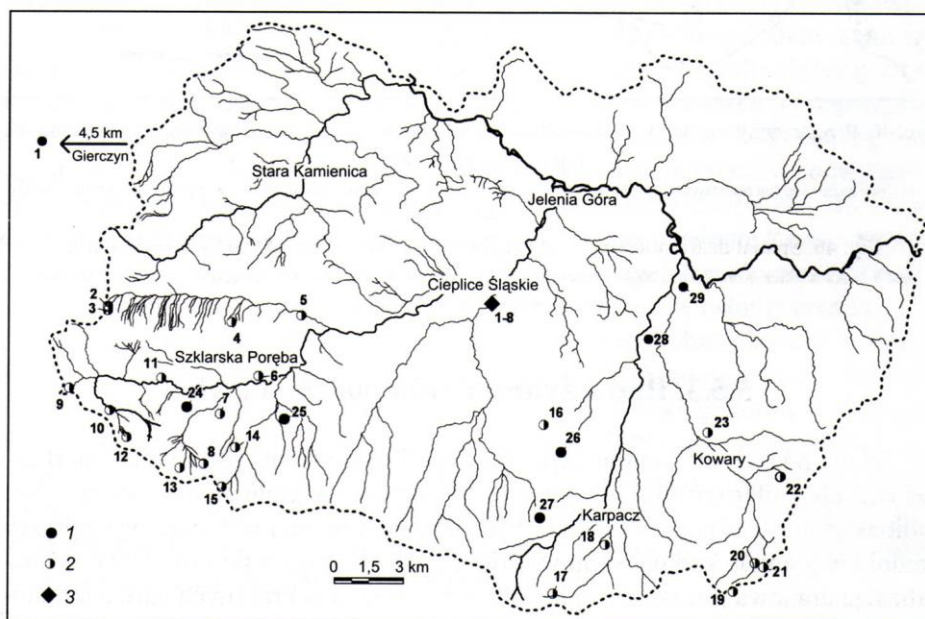
5.5.3. Radoczynność wód podziemnych

Wody podziemne granitu karkonoskiego i jego bliskiej osłony metamorficznej cechuje **radoczynność**, wynikająca z obecności w granicie naturalnego gazu radioaktywnego w postaci radonu ^{222}Rn . Źródłem radonu jest uran, występujący średnio w granicie karkonoskim w ilości 12,6 g/t (Ciężkowski i in., 1993). Mineralizacja uranowa jest szczególnie dobrze rozwinięta w brzeżnych partiach plutonu, gdzie była eksploatowana w rejonie Kowar. Wody radonowe o zawartości radonu powyżej $74 Bq/dm^3$ stwierdzono w Karkonoszach, w okolicach Szklarskiej Poręby, Sosnowki i Kowar. W rejonach tych przekraczały one znacznie określone dla Karkonoszy tło, wynoszące $40\text{--}300 Bq/dm^3$, osiągając $1770 Bq/dm^3$ (Ciężkowski i in., 1993).

5.6. Skład izotopowy i wiek wód podziemnych

Do oceny składu izotopowego i wieku wód podziemnych w utworach krystalicznych wykorzystano ponad 50 oznaczeń izotopów stabilnych $\delta^{18}\text{O}$ i δD oraz 57 oznaczeń trytu, wykonanych w Sudetach Zachodnich w różnych okresach pomiarowych, głównie w latach 80. i 90. ubiegłego wieku. W grupie tej 12 oznaczeń wykonanych zostało na zlecenie autora niniejszego opracowania, natomiast pozostałe dane zaczerpnięto z opracowań publikowanych (Ciężkowski, 1990; Marszałek, 1996a; Zuber i in., 1989) i niepublikowanych (Bocheńska i in., 1994; Ciężkowski i in., 1996; Zaleska i in., 1999) oraz udostępnionych przez autorów badań (J. Kryza, W. Ciężkowski). Dodatkowo wykorzystano niepublikowane dane na temat składu izotopowego, w tym składu jonów siarczanowych $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$ i $\delta^{34}\text{S}$, zwykłych wód podziemnych z obszaru Rudaw Janowickich (Jeziński, 2002).

Analizie poddano zarówno wody zwykłe, występujące w górnych partiach masywu krystalicznego, jak i wody termalne Cieplic, związane z głęboką cyrkulacją. Opróbowaniem objęto w większości wody granitu Karkonoszy w profilu wysokościowym, od szczytowych partii Karkonoszy, gdzie występują wody zwykłe strefy aktywnej wymiany, do wód termalnych wypływających w centrum



Ryc. 47. Lokalizacja punktów oznaczeń składu izotopowego wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

1 – studnie i piezometry, 2 – źródła, 3 – ujęcia wód termalnych Cieplice Śl. Zdroju, numeracja punktów zgodna z tabelą 19

Fig. 47. Location of sampling sites for isotopic composition of groundwater in Jelenia Góra Basin region

1 – wells and piezometers, 2 – springs, 3 – thermal water intakes of Cieplice Śl. Spa, sites numbers according to table 19

Kotliny (tab. 19, 20; ryc. 46). Dodatkowo oznaczono skład izotopowy wód szczelinowych drenowanych przez sztolnie w rejonie Rozdroża Izerskiego i Kowar. Pierwsza z nich drenuje skały kwarcowe w obrębie dużej dyslokacji, natomiast druga związana jest z wyrobiskami górniczymi kopalń kowarskich, założonych w gnejsowo-lupkowej osłonie metamorficznej granitu. Analizą objęto również wody podziemne występujące w strefie złóż cyny w łupkach łyszczykowych okolic Gierczyna, leżącego około 4,5 km od zachodniej granicy omawianego obszaru (ryc. 47). Próbkę pobrano z głębokiego, 427-metrowego piezometru, założonego w zbiorniku wód szczelinowych o warunkach artezyjskich.

5.6.1. Izotopy stabilne tlenu i wodoru

Przy interpretacji składu izotopowego infiltracyjnych wód podziemnych wykorzystano założenie, że w klimacie umiarkowanym i wilgotnym ich skład izotopowy są zbliżone do średnich rocznych składów izotopowych opadów atmosferycznych określonego miejsca (Ciężkowski, 1990; Gat, Gonfiantini, 1981; Zuber, 2007), w których zawartości $\delta^{18}\text{O}$ i δD ulegają w ciągu roku sezonowym zmianom z minimum w zimie, a maksimum w lecie. Przebieg tego typu zmian w wodach podziemnych jest odpowiednio łagodniejszy. Według Zuber (1986) niezależnie od tego, czy dominuje infiltracja zimowa, czy też nie, wody infiltracyjne mają skład zbliżony do średnich rocznych ważonych składów izotopowych opadów. Wiąże się to z transpiracją, rośliny pobierają bowiem wodę zasilałą w różnych okresach. Efekt sezonowy, przejawiający się okresowymi zmianami składu izotopowego, może się objawiać w utworach szczelinowatych z bardzo krótkim czasem przepływu, wynoszącym około 2 lata lub krótszym. Tak więc zmienność składu izotopowego wody podziemnej świadczy zazwyczaj o przepływie krótszym niż 2 lata.

Składy izotopów stabilnych analizowanych wód zwykłych i termalnych mieszczą się w przedziale od $-8,70$ do $-11,35\text{‰}$ dla tlenu $\delta^{18}\text{O}$ oraz od $-62,0$ do $-77,0\text{‰}$ dla deuteru δD (tab. 19). Dla zdecydowanej większości oznaczeń skład tlenu $\delta^{18}\text{O}$ zamykają się w granicach od -10 do -11‰ , a dla deuteru od -70 do -74‰ (tab. 19). Niskimi wartościami izotopów trwałych charakteryzowały się wody nawiercone głębokimi otworami: IG-4 w Łomnicy i Gierczynie (tab. 19). Z ujęć wód termalnych Cieplic Śl. Zdroju jedynie źródło nr 1 („Sobieski”, tab. 20) miało skład nieco niższy od pozostałych. Dla deuteru wartości δD nie przekraczała -70‰ , a tlenu $\delta^{18}\text{O}$ -10‰ . Większość oznaczeń, głównie dla wód zwykłych, układała się w pobliżu wyznaczonej przez Ciężkowskiego i Kryzę (1989) tzw. linii Karkonoszy (ryc. 48). Część ujęć wód termalnych Cieplic Śl. Zdroju leży w pobliżu Światowej Linii Wód Atmosferycznych (WMWL).

Z analizy składu izotopowego wód podziemnych wynika, że wszystkie wody omawianego obszaru zaliczane są do wód meteorycznych o różnym czasie infil-

Tabela 19. Skład izotopowy zwykłych wód podziemnych
Table 19. Isotopic composition of fresh groundwater

Nr*	Lokalizacja (rodzaj punktu)	Rzędna m n.p.m.	Data	$\delta^{18}\text{O}$ ‰		δD	Tryt	Wysokość położenia obszaru zasilania m n.p.m.	Źródło informacji
1	Gierczyn (piezometr)	445	07.02.90	-10,0	-65,0	0,0	TU	420-600	Bocheńska i in., 1994
2	Rozdroże Izerskie (źródło)	800	06.11.93	b.d.	b.d.	15,9			Marszałek, 1996a
3	Rozdroże Izerskie (sztolnia)	855	25.10.92 06.11.93	-11,1	-74	15,9 16,4		1160-1220	Marszałek, 1996a
4	Grzbiet Wysoki G. Izerskich (źródło)	755	07.11.93	b.d.	b.d.	14,7			Marszałek, 1996a
5	Górzyniec (źródło)	460	06.11.93	b.d.	b.d.	18,1			Marszałek, 1996a
6	Szklarska Poręba (źródło)	573	25.10.92	-10,8	-76	21,1		1060-1320	Marszałek, 1996a
7	Szklarska Poręba (źródło)	758	24.10.92	-11,0	-74	16,7		1160-1190	Marszałek, 1996a
		758	24.10.92	-10,9	-74	17,8		1160-1120	Marszałek, 1996a
8	Hala Szrenicka (źródło)	1220	25.10.92	-11,0	-74	17,3		1160-1190	Marszałek, 1996a
9	Cicha Równia (źródło)	960	17.07.86	-10,7	-72,0	35,0		980-1000	badania J. Kryzy i W. Cieżkowskiego
10	zlewnia Kocięńca (źródło)	917	17.02.98	-11,0	-77,0	10,9		1420-1190	badania własne autora
11	zlewnia Bielenia (źródło)	900	17.07.86	-10,45	-71,0	52,1		900-870	badania J. Kryzy i W. Cieżkowskiego
12	zlewnia Kocięńca (źródło)	1080	17.07.86	-10,5	-71,0	26,9		900-890	badania J. Kryzy i W. Cieżkowskiego

13	Hala Szrenicka (ujęcie WOP) (źródło)	1280	17.07.86 29.01.87	-10,6 -10,6	-70,0 -70,0	25,0 25,8	800-930	badania J. Kryzy i W. Ciężkowskiego
14	zlewnia Złotego Potoku (źródło)	900	17.07.86	-11,0	-75,0	24,2	1230-1190	badania J. Kryzy i W. Ciężkowskiego
15	Mokra Przełęcz (źródło)	1280	17.07.86	-10,65	-71,0	28,4	900-970	badania J. Kryzy i W. Ciężkowskiego
16	Sosnówka Źródło „Anna”	680	17.07.86 29.01.87	-10,1 -10,4	-70,0 -71,0	44,5 44,4	860-780	Ciężkowski, 1990
17	Złote Źródło pod Śnieżką	1370	17.07.86 29.01.87	-11,35 -11,25	-76,0 -73,0	30,1 23,1	1200-1370	Ciężkowski, 1990
18	Karpacz – stacja EKO UW r		16.09.98	-10,39 -10,35	-73,9 -74,1	16,0	1160-820	Zaleska i in., 1994
19	Przeł. Okraj (źródło)		21.02.02	-10,94	b.d.	b.d.	1130	Jezierski, 2002
20	Kowary (sztolnia nr 45)	720	17.07.86	-11,1	-74,0	40,3	1160-1220	Ciężkowski, 1990
21	Kowary (źródło nr 40)	680	05.12.01 21.02.02	-10,42 -10,38	b.d.	b.d.	820	Jezierski, 2002
22	Kowary (źródło nr 26)	580	17.07.86 29.01.87 05.12.01 21.02.02	-10,30 -10,30 -11,07 -9,75	-69,0 -67,0	72,0 58,5	620-810	Ciężkowski, 1990
23	Kowary-Wojków źródło „Jola”	580,0	05.12.01 21.02.02	-10,18 -10,03	b.d.	b.d.	650	Jezierski, 2002
24	Szklarska Poręba (otwór K1H)	749,7	09.03.99	b.d.	b.d.	12,9		Zaleska i in., 1994
25	Szklarska Poręba (otwór K1P)	622,8	09.03.99	b.d.	b.d.	12,1		Zaleska i in., 1994

Tabela 19, cd.
Table 19, cont.

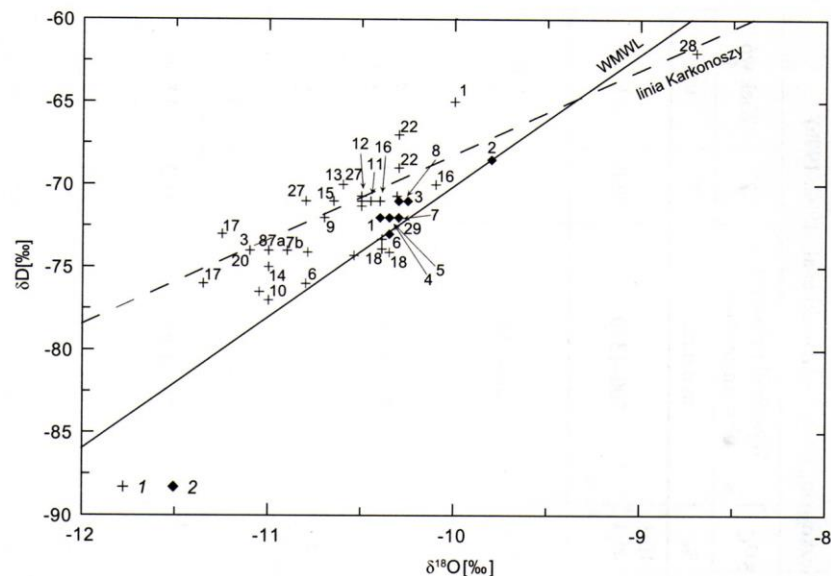
Nr*	Lokalizacja (rodzaj punktu)	Rzędna m n.p.m.	Data	δ ¹⁸ O	δD	Tryt	Wysokość położenia obszaru zasilania		Źródło informacji
				‰				m n.p.m.	
26	Borowice (otwór K2P)	628,4	07.03.99	b.d.	b.d.	17,7			Zaleska i in., 1994
27	Bierutowice (otwór IG-6)	1032,0	10.1985	-10,6 -10,8	-70 -71	1,5±1,5	860–1000		Ciężkowski i in., 1996
28	Łomnica (otwór IG-4)		04.1982	-8,7	-62	9,3±1,5			Ciężkowski i in., 1996
29	(otwór IG-5)		03.1983	-10,3	-72	1,1±1,5	980–790		Ciężkowski i in., 1996
Inne punkty z obszaru G. Izerskich, Karkonoszy i Rudaw Janowickich nieznaczone na ryc. 47									
	Z-31/ Ek-257		16.09.98	-10,79	-74,1	14,7			Zaleska i in., 1994
	ZPG/ Ek-258		16.09.98	-10,39	-73,3	20,4			Zaleska i in., 1994
	Z-29/ Ek-259		16.09.98	-10,54	-74,3	23,0			Zaleska i in., 1994
	G. Izerskie (Ek-261 sztolnia)		16.09.98	-10,31	-70,7	12,9			Zaleska i in., 1994
	Szkl. P. Dolna (Ek-262)		16.09.98	-11,05	-76,5	13,0			Zaleska i in., 1994
	Jakuszyce (Ek-263)		16.09.98	-10,50 -10,50	-70,7 -71,3	13,7			Zaleska i in., 1994
	Kowary Potok Bystra	510,0	05.12.01 21.02.02	-10,22 -9,22	b.d.	b.d.			Jezierski, 2002

* Numeracja zgodna z ryc. 47

* Numbers according to fig. 47

Tabela 20. Skład izotopowy wód termalnych Cieplic Śląskich (wg Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1992, 1996)
 Table 20. Isotopic composition of thermal water in Cieplice Spa (according to Ciężkowski, 1990; Ciężkowski et al., 1992, 1996)

Nr	Ujęcie	Data pomiaru	$\delta^{18}\text{O}$		δD	Tryt	^{14}C	$\delta^{13}\text{C}$	Wysokość położenia obszaru zasilania	T	Wiek wód	
			‰								°C	lata
1	Marysienka	07.03.72	-10,2	-76,0	23±3	43±3	-10,3	700–1310	22,0	13 tys.		
		03.11.83	-10,4	-72,0	0,3±1,5	7,0	-8,4					
		07.11.94	-10,53	-73,9	0,0±0,5							
2	Sobieski	07.03.72	-9,7	-69,0	247±11	105±2	-17,2	400–760	23,2	4,95 5,5		
		03.11.83	-9,8	-68,5	51,2±2,4 49,4±2,3	101,0±1	-17,4					
		07.11.94	-9,85	-69,7	16,6±0,8							
3	Antoni–Wacław	07.03.72	-10,2	-72,0	106±5	70±3	-12,9	700–1000	17,9	4,1 5,0		
		03.11.83	-10,25	-71,0	15,5	53,7±1,0	-11,5					
		07.11.94	-10,27	-71,3	9,3±0,6							
4	Nowe	07.03.72	-10,0	-74,0	3,0±3	-10,0±3	-8,1	600–1150	34,1	12 tys.		
		03.11.83	-10,35	-72,0	1,7±1,5	8,6±1,0	-9,2					
5	Basenowe Damskie	07.03.72	-10,3	-74,0	2,0±3	5,0±2	-18,1	780–1150	42,0	21 tys.		
		03.11.83	-10,35	-72,0	1,6±1,5	2,4±1,4	-8,0					
6	Basenowe Męskie	07.03.72	-10,3	-72,0	5,0±3	5,0±2	-9,4	780–1000	41,3	17 tys.		
		03.11.83	-10,35	-73,0	2,4±1,5	4,5±1,0	-8,3					
7	C-1	07.03.72	-10,3	-74,0	1,0±3	3,0±3	780–1150	86,7	19 tys.			
		03.11.83	-10,3	-72,0	0,0±1,5	3,3±1,0						
		07.11.94	-10,55	-74,0								
8	C-2	03.11.83	-10,3	-71,0	1,3±1,5	1,1±1,0	-8,1	780–900	62,0	28 tys.		



Ryc. 48. Skład izotopowy zwykłych (1) i termalnych (2) wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

Punkty zgodne z numeracją w tabelach 19 i 20; linia Karkonoszy wg Ciężkowski, Kryza, 1989; WWML – Światowa Linia Wód Atmosferycznych

Fig. 48. Isotopic composition of fresh (1) and thermal (2) waters in Jelenia Góra Basin region
Numbers of sampling according to table 19 and 20; Karkonosze line after Ciężkowski & Kryza, 1989; WWML – World Meteoric Water Line

tracji. Zdecydowana większość wód zwykłych należy do wód współczesnych, o krótkim czasie przebywania w środowisku skalnym. Ich składy izotopowe zbliżone są do średniego rocznego składu izotopowego opadów, podobnie jak w przypadku nieco starszych wód o infiltracji holoceniowej, ale zasilanych przed rokiem 1952. Przykładem mogą być beztrytowe wody szczelinowe z rejonu Gierczyna (tab. 19).

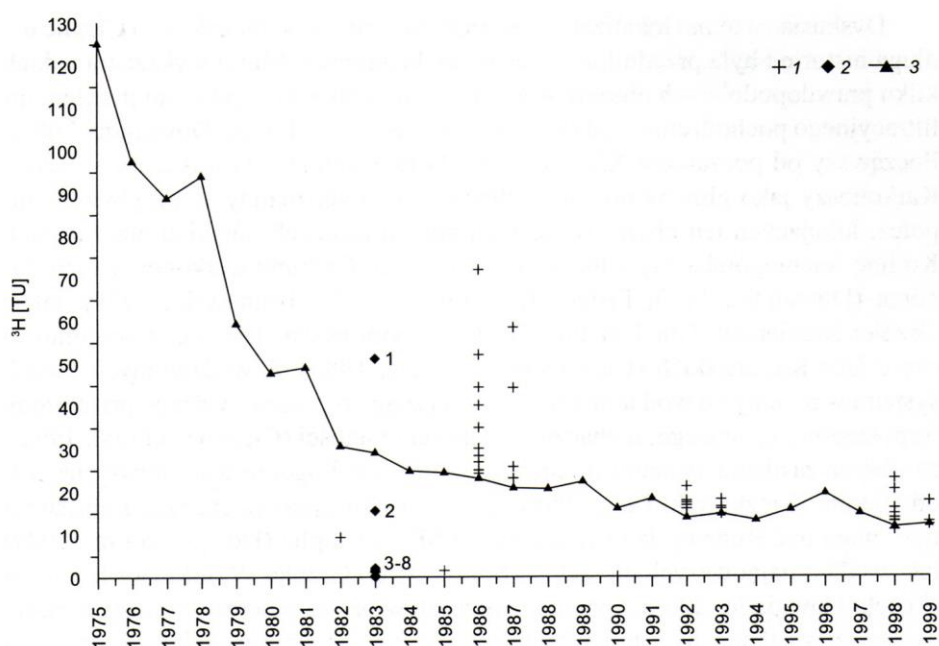
Skład izotopowy wód termalnych Cieplic (oprócz wód z ujęć „Sobieski” i „Wacław”), szczególnie w zakresie ^{14}C i $\delta^{13}\text{C}$, wskazuje na ich zasilanie w okresie glacialnym (Ciężkowski, 1990; Zuber, red., 2007).

Skład izotopowy wód oraz określone przez Ciężkowskiego i Kryzę (1989) jego zależności od wysokości nad poziomem morza pozwoliły na oznaczenie przybliżonych wysokości położenia obszarów zasilania badanych wód (tab. 19, 20). Pierwsze z przedstawionych wartości wysokości określone zostały na podstawie zawartości w wodach deuteru, drugie natomiast – tlenu 18. W przypadku większej ilości danych pomiarowych do obliczeń brano wartość średnią. Obszary zasilania wód zwykłych występują najczęściej w rejonie sąsiednich elewacji morfologicznych, natomiast znacznie bardziej skomplikowane jest wykazanie obszarów zasilania wód termalnych Cieplic.

Dyskusja na temat lokalizacji obszarów zasilania wód leczniczych Cieplic ma długą historię i była przedmiotem badań wielu autorów. Mimo wykazania jednak kilku prawdopodobnych obszarów zasilania, bezdyskusyjny pozostał problem infiltracyjnego pochodzenia wód (m.in. Dowgiałło, 1973; Fistek, Dowgiałło, 2003). Począwszy od początków XX wieku, kiedy to Frech (1911) wskazał na masyw Karkonoszy jako główny obszar alimentacji wód podziemnych, przybierało hipotez, lokujących ten obszar w różnych innych pasmach górskich otaczających Kotlinę Jeleniogórską. Były to, oprócz Głównego Grzbietu Karkonoszy i ich Pogórza (Dowgiałło, 1973; Fistek, Tęsiorowska, 1973; Iwanowski, 1979), także Grzbiet Kamienicki Gór Izerskich (Fistek, Tęsiorowska, 1973) czy południowa część Gór Kaczawskich (Ciężkowski, Koszela, 1985). Z wydzielonych dwóch systemów przepływu wód termalnych, mniejszego, reprezentowanego przez wody współczesne, i starszego, o znacznie większej objętości (Ciężkowski i in., 1992), za obszar zasilania systemu młodszego uważa się Pogórze Karkonoszy na SW od Cieplic (Ciężkowski i in., 1996). W przypadku systemu starszego obszarem tym mogą być Rudawy Janowickie na E i SE od Cieplic (Dowgiałło i in., 1989) lub, według najnowszych poglądów, Karkonosze i Grzbiet Wysoki Gór Izerskich (Fistek, Dowgiałło, 2003). Ostatnia z przedstawionych hipotez lokujących główny obszar zasilania wód termalnych na SW od Cieplic nie wyklucza zasilania części wód również z Rudaw Janowickich za pośrednictwem uskoku brzeżnego Karkonoszy. Dużą rolę w przepływie wód leczniczych przypisuje się głębokiej dyslokacji Wrzosówki, mającej charakter regionalny, oraz dyslokacjom Kamiennej i Parku Zdrojowego (Fistek, Dowgiałło, 2003).

5.6.2. Tryt

Zawartość izotopu promieniotwórczego trytu jest wskaźnikiem okresu zasilania wód podziemnych, pozwalającym na określenie czasu ich przebywania w środowisku skalnym, a więc wieku wód. Obecność tego izotopu w wodach podziemnych wskazuje na zasilanie po 1952 roku, kiedy rozpoczęto próby z bronią termojądrową. Naturalne stężenie trytu w wodach opadowych, wynikające z jego produkcji w atmosferze w reakcjach neutronów promieniowania kosmicznego z jądrami azotu, mieści się w przedziale 5–15 TU (Róžański i in., 1991; Duliński i in., 2001). Stężenie trytu na półkuli północnej osiągnęło maksimum w 1963 roku, bezpośrednio po silnych eksplozjach termojądrowych w atmosferze, wzrastając do kilku tysięcy TU (Ciężkowski, 1990). Od tego roku notuje się powolny spadek tego izotopu w opadach, mimo przeprowadzanych w następnych latach przez Francję i Chiny eksplozji (Róžański i in., 1991). Obecnie obserwowany jest stopniowy powrót stężeń trytu w opadach do poziomu zbliżonego do naturalnego, z wyłączeniem obszarów, na których występuje częste skażenie trytem technogenicznym (Duliński i in., 2001).



Ryc. 49. Zawartości trytu w zwykłych (1) i termalnych (2) wodach podziemnych Sudetów Zachodnich na tle średnich rocznych zawartości trytu w opadach atmosferycznych (3) dla stacji opadowej w Krakowie (wg Duliński i in., 2001)

1–8 – numeracja ujęć wód termalnych Cieplic Śl. Zdroju zgodna z tab. 20

Fig. 49. Tritium concentrations in fresh (1) and thermal (2) waters of the Western Sudetes in relation to average annual tritium concentration in precipitations (3) at the meteorological station of Kraków (after Duliński et al., 2001)

1–8 – numbers of thermal water intakes in Cieplice Śl. Spa, according to table 20

Stężenie trytu w opadach atmosferycznych, mierzone w Krakowie w latach 1975–1999, wykazywało szybki spadek w pierwszym dziesięcioleciu, od około 130 TU w 1975 do około 20 TU w roku 1985 (Duliński i in., 2001). Następnie, do roku 1990, wykazywało ono prawie stały poziom, aż do osiągnięcia pod koniec lat 90. stężeń w zakresie 15–10 TU. Rozkład stężeń trytu w opadach atmosferycznych dla stacji „Kraków” przedstawiono na rycinie 49. Krótkotrwałe obserwacje trytu w wodach podziemnych pozwalają jedynie na jakościową interpretację wyników.

Zdecydowanie wyższe wartości stężeń trytu w zwykłych wodach podziemnych, od około 24 do ponad 72 TU, obserwowano w latach 80. W następnej dekadzie wartości te zamykały się w przedziale od około 11 do 21 TU (tab. 19). Wody beztrytowe lub z minimalną jego zawartością (około 1–1,5 TU) stwierdzano w głębokich otworach ujmujących wody osłony metamorficznej (Gierczyn) lub granitu (IG-5, IG-6).

Wody termalne Cieplic Śl. Zdroju zawierały zmienne stężenia tego izotopu w zależności od ich głębokości krążenia oraz okresu opróbowania. Najwyższymi zawartościami trytu, dochodzącymi w roku 1972 do prawie 250 TU, cechowały się wody ujęcia „Sobieski” (tab. 20). Po 22 latach wartość ta spadła do 16,6 TU. Znacznie niższe, ale zmienne, zawartości trytu występowały w wodach ujęć „Marysieńka” i „Wacław”. Najniższe natomiast występowały w pozostałych ujęciach, w tym w głębokich otworach C-1 i C-2 (tab. 20).

Z uzyskanych w wodach podziemnych różnych wartości stężeń trytu w analizowanym obszarze stwierdzono dwa przypadki. Przyjmuje się, że gdy stężenia trytu zbliżone są do jego zawartości w opadach atmosferycznych, woda może pochodzić z opadów obecnej infiltracji lub średni czas jej przepływu wynosi kilkadziesiąt lat. Wówczas stężenie trytu wolno narasta w czasie lub maleje (Zuber, 1986; Ciężkowski, 1990). W przypadku stężenia trytu w wodach podziemnych, znacznie przekraczającego jego stężenie w opadach, infiltracja wód następowała w okresie wysokich stężeń tego izotopu w opadach, a więc w latach 1963–1975.

5.6.3. Wiek wód podziemnych

Oprócz wód z głębokich otworów, w którym nie stwierdzono trytu lub bardzo niewielkie jego stężenia, pozostałe wody zwykle zawierały zróżnicowane ilości tego izotopu, zwykle od około 11 do 72 TU, w większości porównywalne ze stężeniami trytu występującymi w tamtych latach w opadach atmosferycznych. Wody te są typowe dla młodych wód o współczesnej infiltracji. Pojedyncze w większości oznaczenia trytu nie pozwalają na określenie wieku wód – nie jest możliwe stwierdzenie, czy czasy przepływu są rzędu kilku czy kilkudziesięciu lat. Stwierdzić jedynie można, że w każdym z punktów znaczący jest udział wód zasilanych po 1952 roku. Zerowa zawartość trytu w wodach Gierczyna świadczy o ich wieku powyżej 50 lat i bardzo wolnym tempie wymiany. Obliczona na podstawie $\delta^{18}\text{O}$ i δD dla tego punktu wysokość zasilania mieści się w zakresie 420–600 m n.p.m., co wskazuje na ich zasilanie w obszarze Grzbietu Kamienickiego Gór Izerskich.

W przypadku niektórych punktów opróbowanych w latach 80. (ryc. 49) stwierdzano dwu- lub trzykrotnie wyższe wartości niż w opadach, co wskazuje na dłuższy czas przepływu podziemnego. Dotyczyło to źródła nr 22 (tab. 19; ryc. 47; nr 12 na ryc. 25), wypływającego w pobliżu Kowar (znanego z literatury jako źródło nr 26, Ciężkowski, 1990), w którym stwierdzono obecność trytu w ilości 72 TU, przy średniej ważonej dla opadów w roku 1986 wynoszącej 23 TU. Źródło to jest dobrym „reperem” wiekowym wód karkonoskich, wypływającym ze szczelin granitu w miejscu przecięcia granitu porfirowatego z żyłą aplitu. Cechuje go niewielka zmienność wydajności i właściwości fizykochemicznych (Jeziński, Marszałek, 2003) oraz wydłużony czas reakcji na zasilanie roztopowe lub opadowe dochodzący do miesiąca (Jeziński, 2002). Świadczy to o dłuższym cza-

się przepływu wód infiltrujących do strefy wodonośnej drenowanej przez to źródło, co dodatkowo potwierdza niewysoka amplituda temperatury w ciągu roku, zamykająca się w przedziale 6,0–7,4°C. Czterokrotne oznaczenia trytu w latach 1986–1994 pozwoliły na oszacowanie średniego czasu przepływu na około 15 lat przy zastosowaniu modelu dyspersyjnego (Ciężkowski, Przylibski, 2003). Jego obszar zasilania określono na wysokości 610–720 m n.p.m. na stokach Kowarskiej Czubatki.

Do wód o najdłuższym czasie przepływu należą wody termalne Cieplic, zaliczane do najstarszych wód leczniczych Sudetów (Ciężkowski, 1990). Poza wodami ujęć „Sobieski” i „Wacław”, charakteryzują się one brakiem trytu oraz małymi stężeniami ^{14}C w przedziale 0,8–8,6 pcm (*percent of modern carbon*), pozwalającymi na datowanie czasu ich infiltracji na kilkadziesiąt tysięcy lat w okresie ostatniego zlodowacenia. Średni czas przepływu wód podziemnych ujęcia „Sobieski” szacowany jest na około 5 lat (tab. 20). Zasilany jest więc całkowicie wodą współczesną z odrębnego systemu w porównaniu z pozostałymi ujęciami wód termalnych Cieplic (Ciężkowski i in., 1996).

Przeprowadzone w rejonie Cieplic badania hydrochemiczne i izotopowe, w tym gazów szlachetnych (He i Ar) (Ciężkowski i in., 1992), wskazują na obecność dwóch systemów przepływu, różniących się pojemnością wodną, kontaktujących się w strefie zrębu tektonicznego Cieplic. Pierwszy z nich, o niewielkiej pojemności, dotyczy wód młodych o określonym wieku trytowym równym 10 lat. System ten zasilany jest prawdopodobnie w rejonie Pogórza Karkonoszy, na wysokości około 200 m powyżej strefy drenażu. Drugi, główny i znacznie większy system wód termalnych, zawiera wody beztrytowe zasilane przed holocenem.

Niewielka liczba punktów, w których powtórzono oznaczenia trytu, nie pozwala na wyczerpującą analizę oceny wieku zwykłych wód podziemnych omawianych zbiorników, zasilanych po 1952 roku. Dlatego w niektórych przypadkach pomocne w ocenie tego zagadnienia mogą być, opisane w poprzednim rozdziale, oznaczenia wybranych wskaźników hydrochemicznych, szczególnie fluoru i krzemionki. Stężenia tych dwóch składników wzrastają bowiem wraz z głębokością przepływu i osiągają maksymalne wartości w wodach termalnych Cieplic, gdzie zawartość fluoru, poza ujęciem „Sobieski” ($\text{F}^- = 2,0 \text{ mg/dm}^3$), mieści się w zakresie 8,0–12,0 mg/dm^3 (Fistek, Dowgiałło, 2003), a ilość krzemionki, w postaci H_2SiO_3 , ściśle uzależniona od temperatury wody (Macioszczyk, 1987), przekracza 100 mg/dm^3 . Ilość obu składników pozwala na pośrednie wnioskowanie odnośnie do czasu przepływu wody przez system skalny. Wody płytkich systemów przepływu o dużej odnawialności zawierają niewielkie ilości fluoru (rzędu 0,01–0,1 mgF/dm^3) i H_2SiO_3 (poniżej 10 mg/dm^3). Wody szczelinowe granitu karkonoskiego o kilkunastoletnim wieku przepływu (np. źródło 22 o oznaczonym 15-letnim wieku wody) zawierają najczęściej około 0,4–0,6 mgF/dm^3 . Wykonane w otworze o głębokości 70 m, położonym w Starej Kamienicy, przewiercającym kilka stref wodonośnych w obrębie gnejsów izerskich, oznaczenia fluoru wyka-

zały jego różną zawartość na różnych głębokościach. Wody szczelinowe na głębokości 10 m zawierały $0,12 \text{ mgF/dm}^3$, natomiast już na 50 m zawartość fluoru wzrosła do $0,52 \text{ mgF/dm}^3$ (Marszałek, Wąsik, 2006), co może świadczyć o stopniowym wzbogacaniu się wód w ten wskaźnik, wraz ze wzrostem czasu przebywania wody w środowisku skalnym. Beztrytowe wody szczelinowe Gierczyna zawierają $0,57 \text{ mgF/dm}^3$.

Ocena ta ma charakter jedynie przybliżony ze względu na pojedyncze w większości oznaczenia tych wskaźników.

5.7. Pionowa strefowość hydrogeochemiczna i hydrogeotermiczna

W profilu pionowym krystaliniku karkonosko-izerskiego wyróżniono kilka stref wód podziemnych różniących się właściwościami fizykochemicznymi. Pionową strefowość hydrogeochemiczną i hydrogeotermiczną określono głównie dla granitów, stanowiących najbardziej rozpowszechnioną skałę zbiornikową omawianego obszaru (ryc. 50). Uzupełnieniem charakterystyki będą dane hydrochemiczne z głębokich piezometrów okolic Gierczyna, ujmujących wody szczelinowe pasma łupków łyszczykowych Starej Kamienicy.

Skład chemiczny płytkich wód podziemnych, występujących do głębokości 25–30 m, zależy nie tylko od charakteru litologicznego skał zbiornikowych i gleb, ale również od czynników zewnętrznych związanych z działalnością ludzką. Czynniki antropogeniczne odgrywa istotną rolę w formowaniu się składu chemicznego wód opadowych i powierzchniowych, dostarczających wodom podziemnym określonych ilości składników chemicznych.

Wody opadowe, najczęściej o typie $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ i $\text{SO}_4\text{-Ca-Na}$, rzadziej $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca(Na)}$, dostarczają do wód podziemnych znacznych ilości związków siarki i azotu oraz wybranych mikroskładników, głównie cynku i kadmu (Zwoździak i in., 1993, 1994, 1995; Kmiec i in., 1994). Depozycja związków siarki i azotu wykazywała tendencję wzrostową wraz z wysokością położenia obszaru. Niski odczyn wód pH, często poniżej 4, a nawet w granicach 2,5–3, powodował zakwaszenie wód podziemnych, strefy aeracji i gleb, wywołując wiele niekorzystnych procesów uruchamiających migrację metali ze środowiska skalnego do wód podziemnych. W wyniku prowadzonych działań proekologicznych zaobserwowano wyraźny spadek zanieczyszczeń atmosfery w badanym rejonie w latach 1990–2000 (Antosz i in., 2001).

Rola wód powierzchniowych w formowaniu się właściwości fizykochemicznych wód podziemnych jest znacznie mniejsza w porównaniu z wodami opadowymi, ze względu na drenujący w większości obszaru charakter cieków. Znaczenie ich rośnie w przypadku płytkich horyzontów, gdzie istnieje wyraźny

kontakt hydrauliczny obu rodzajów wód, oraz tam, gdzie rzeki wykazują charakter infiltracyjny. Wyraźne zasilanie osadów rzecznych przez wody powierzchniowe stwierdzono w strefie krawędzi morfologicznej Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej. Pomiary natężenia przepływu rzek wykazały ucieczkę wód w osady stożków napływowych.

Wody rzeczne cechują się zbliżonym do wód opadowych typem chemicznym (ryc. 50). Dominującymi jonami są siarczany, wodorowęglany, wapń i sód. Wody te charakteryzuje odczyn pH zmieniający się, w zależności od wysokościowego położenia punktu opróbowania, od około 4 do 6,5. Mineralizacja wód powierzchniowych w górnych odcinkach cieków niewiele różni się od mineralizacji płytkich wód podziemnych. W zurbanizowanych i użytkowanych rolniczo rejonach Kotliny obserwuje się w nich wzrost zawartości związków azotu. W kontrolowanych przekrojach Bobru, Kamiennej i Łomnicy stwierdzano w wodach wysoki poziom stężeń azotu azotanowego wyznaczającego III klasę czystości lub klasyfikującego je nawet do wód pozaklasowych.

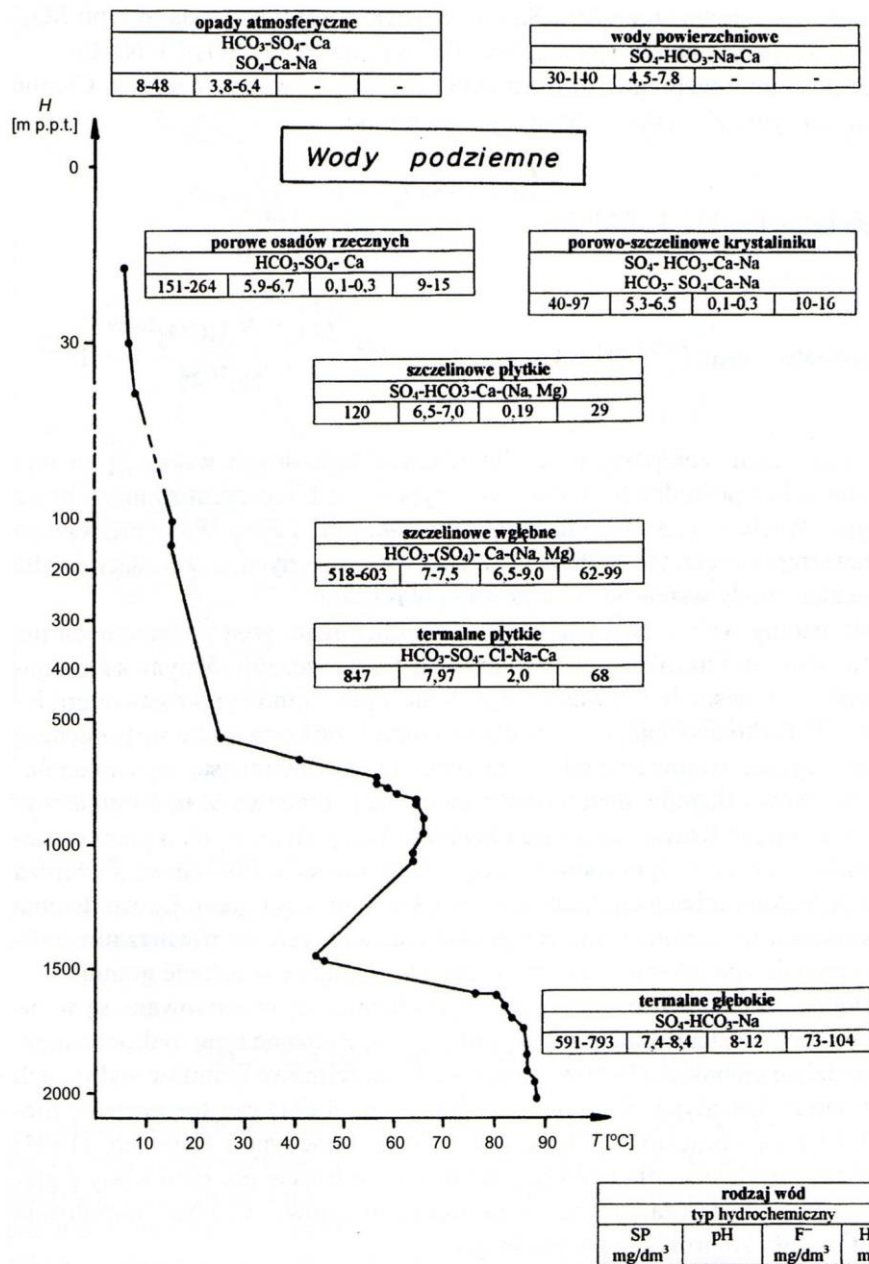
Wody podziemne pierwszego od powierzchni terenu poziomu wodonośnego w utworach krystalicznych cechuje dominacja jonów $\text{SO}_4\text{-Ca-(Na)}$ lub $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ oraz lekko kwaśny lub kwaśny odczyn wód ($\text{pH} = 4,0\text{--}6,5$), niska zawartość fluoru (najczęściej poniżej $0,2 \text{ mg/dm}^3$) i krzemionki. Mineralizacja rzadko przekracza 100 mg/dm^3 . Wyniki oznaczeń zawartości trytu (często powyżej 20 TU) wskazują na młody wiek wód.

Wraz ze wzrostem głębokości w wodach podziemnych obserwuje się wzrost mineralizacji, stężeń jonów Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , F^- , krzemionki oraz odczynu pH. Na głębokości poniżej 100 m występują zwykłe wody szczelinowe typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ z wyższą zawartością fluoru. Brak trytu wskazuje na ich zasilanie przed rokiem 1953.

Stefa w przedziale głębokościowym 100–300 m charakteryzuje się jeszcze obecnością wód zwykłych o temperaturze około $15\text{--}16^\circ\text{C}$ (ryc. 50) i typie $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$.

Niżej, w wyniku wymiany jonowej, występuje wśród kationów przewaga jonu sodowego nad wapniowym, uwalnianych prawdopodobnie w wyniku hydrolizy plagioklazów. Proces ten powoduje również wzrost odczynu wód.

Wody podziemne, występujące na głębokościach od 300 do 2000 m, mają temperaturę przekraczającą 20°C . W dolnych partiach profilu, na głębokości około 2 km, temperatura wody dochodzi do 87°C (ryc. 50). Reprezentują więc wody termalne o głębokiej cyrkulacji, wypływające systemem uskoku w uzdrowisku Cieplice Śl. Zdrój. Wody te uznane zostały za lecznicze nie tylko ze względu na podwyższoną temperaturę, ale również z powodu wysokich zawartości w nich czynnych farmakodynamicznie składników, takich jak jon fluorowy i kwas meta-krzemowy. Wody lecznicze Cieplic są wodami słabo zmineralizowanymi, o mineralizacji $600\text{--}850 \text{ mg/dm}^3$ i obecności gazu N_2 . Zawartość fluoru zmienia się w poszczególnych ujęciach od 2,0 do $12,5 \text{ mg/dm}^3$, a krzemionki w postaci H_2SiO_3



Ryc. 50. Pionowa strefowość hydrogeochemiczna i hydrogeotermiczna w obrębie granitu karkonoskiego w rejonie Cieplice Śl. Zdroju

Fig. 50. Vertical hydrogeochemical and hydrogeothermic zoning within Karkonosze granite in the area of Cieplice Śl. Spa

przekracza 100 mg/dm³ (ryc. 50). Są one w większości ujęć wodami typu SO₄-HCO₃-Na. Wyjątek stanowi ujęcie „Sobieski” o typie HCO₃-SO₄-Cl-Na-Ca.

Przedstawiony wzorami Kurlowa skład chemiczny wód termalnych Cieplić (Ciężkowski, Mroczkowska, 1985) przybiera postać:

$$\text{– dla ujęcia „Sobieski”: } F^{2,0} M^{0,51} \frac{HCO_3^{52} SO_4^{26} Cl^{21}}{Na^{58} Ca^{26}} T^{23},$$

$$\text{– dla pozostałych ujęć: } F^{7-12,5} H_2SiO_3^{81-104} M^{0,61-0,69} \frac{SO_4^{38-45} HCO_3^{28-39}}{Na^{76-94}} T^{18-87}.$$

Wyniki badań izotopowych cieplickich wód termalnych wskazują na występowanie także pośrednich (mieszanych) typów wód, reprezentowanych przez wody ujęć „Wacław” i „Marysieńka” (Ciężkowski i in., 1996). Wody pierwszego z ujęć zawierają zmienną ilość domieszki wód współczesnych, a w wodach źródła „Marysieńka” wody współczesne występują okresowo.

Dość istotny wpływ na kształtowanie się chemizmu wód podziemnych ma okruszczowanie stref uskokowych i związanych z nimi szczelin różnymi asocjacjami minerałów. Powstanie ich wiąże się głównie z pomagmowymi roztworami intruzji granitu karkonoskiego, chociaż dla niektórych złóż przyjmuje się też genezę przedwaryscyjską. Istotną rolę odgrywać mogą tu głównie miejsca wystąpień fluorytu, siarczków i tlenków metali oraz mineralizacja uranowa. Z tą ostatnią, występującą w rejonie Kowar, wiąże się obecność wód podziemnych o podwyższonej radioaktywności, w tym radoczynności. Mineralizację fluorytową stwierdza się m.in. w leukogranitach Grzbietu Kamienickiego oraz w rejonie Kowar. Istotna dla formowania się składu chemicznego wód podziemnych jest również mineralizacja polimetaliczna, głównie siarczki metali występujące w osłonie granitu.

Podobne schematy strefowości hydrogeochemicznej obserwowane są w innych obszarach występowania skał krystalicznych. Zbliżone typy hydrochemiczne w przedziale głębokości 0–500 m mają wody szczelinowe granitów wybranych rejonów tarczy kanadyjskiej (Gascoyne, Kamineni, 1994) czy też gnejsów metamorfiku Łądką i Śnieżnika (Ciężkowski, 1981). Gascoyne i Kamineni (1994) potwierdzili zasadniczą rolę hydrolizy skaleni we wzroście odczynu wody z głębokością oraz w dostarczaniu wodom podziemnym jonów Ca²⁺ i Na⁺, niezależnie od rodzaju skały zbiornikowej krystaliniku.

Rozdział 6. Kształtowanie zasobów wód podziemnych

Ocena regionalnych zasobów wód podziemnych w skałach krystalicznych obszarów górskich jest problemem złożonym. Specyfika badań polega bowiem na uwzględnieniu w ocenach zasobowych wielu czynników, często pomijanych przy obliczaniu zasobów wód porowych w obszarach równinnych. Zróżnicowana hipsometria i rzeźba terenu, przestrzenna i pionowa zmienność warunków hydrologiczno-klimatycznych, mozaikowa, jak w przypadku Sudetów, budowa geologiczna, wpływają na komplikację warunków hydrogeologicznych oraz sposób kształtowania się zasobów wód szczelinowych i szczelinowo-porowych. Wpływa to w istotnym stopniu na jakość uzyskanych obliczeń zasobów wód podziemnych.

Specyfika ocen zasobów wodnych w skałach krystalicznych obszarów górskich była poruszana w wielu opracowaniach (m.in. Marszałek, 1989, 1996a; Jokić, 1994a, b; Kryza H., 1988; Staško, 1993, 1996, 1999; Staško, Tarka, 2001, 2002). Bogaty przegląd literatury znaleźć można w licznych, cyklicznych opracowaniach, stanowiących zbiory materiałów sympozjalnych dotyczących hydrogeologii skał zwięzłych (m.in. Parriaux, 1990; Banks S., Banks D., 1993; Krásný, Mls, 1996; Bocheńska, Staško, 1997; Annau i in., 1998; Seiler, Wohnlich, 2001). Zasoby wodne w dorzeczu górnej i środkowej Odry formowane w warunkach suszy prezentuje praca zbiorowa pod redakcją Dubickiego (2002).

Wielkości zasobów wód podziemnych w ujęciu regionalnym, przedstawione w postaci modułu odpływu podziemnego, opracowane zostały dla obszaru Czech i Słowacji (Krásný i in., 1982).

Czynniki wpływające na zasobność skał krystalicznych, obejmujących głównie spękane skały magmowe i metamorficzne o nieznacznej porowatości międzyziarnowej i przepuszczalności, można pogrupować na kategorie związane z warunkami geologicznymi, glebowymi, klimatycznymi i geomorfologicznymi (Larsson, 1984). Wielkość zasobów wodnych ściśle uzależniona jest od wielkości aktualnego zasilania, która determinowana jest warunkami klimatycznymi (Gustafson, Krásný, 1993). Czynniki klimatyczne odpowiadają nie tylko za rozkład wielkości opadów atmosferycznych i temperatury, ale wpływają również w dłuższym okresie na stopień zwietrzenia skał. Powstałe pokrywy zwietrzelinowe odgrywają

ważną rolę w kształtowaniu się warunków wodnych w utworach krystalicznych. Wody podziemne gromadzą się w zwietrzalej warstwie skał pod gliniastymi pokrywami stokowymi. Tworzą wtedy wraz z wodami płytkich szczelin wietrzeniowych jeden wspólny poziom wodonośny. Zdecydowanie mniejsza ilość wody gromadzi się w gliniastych czy też gliniasto-rumoszowych pokrywach, w których woda odsącza się głównie w postaci okresowych wysięków. Pospolite w Karkonoszach pokrywy torfowe retencjonują wodę w czasie długotrwałych opadów.

Wraz z wysokością położenia zbiorników szczelinowych i porowo-szczelinowych wzrasta wielkość zasilania opadowego, a maleje parowanie terenowe.

Komplikacja warunków kształtowania się zasobów następuje w obszarach zurbanizowanych i dotyczy zwłaszcza zmniejszenia ich wielkości w związku ze spadkiem jakości wód w wyniku działalności człowieka. Kształtowanie się zasobów w obszarach zurbanizowanych na przykładzie aglomeracji górnośląskiej w warunkach silnej antropopresji przedstawił Kowalczyk (2003). Autor ten podkreślił rolę zasilania i drenażu w kształtowaniu zasobów oraz wielu innych czynników, takich jak środowisko skalne z jego strukturą i własnościami, związki wód podziemnych z siecią wód powierzchniowych, naturalne i sztuczne oddziaływanie na środowisko wód podziemnych. Oczywiście skala problemów antropogenicznych opisanych w pracy Kowalczyka jest niewspółmierna do poruszanych w niniejszym opracowaniu, w którym czynnik ludzki odgrywa istotną rolę w Kotlinie w rejonie Jeleniej Góry.

6.1. Zasilanie wód podziemnych i ich odnawialność

W warunkach naturalnych zasilanie wód podziemnych, rozumiane jako dopływ wody do strefy saturacji (Dowgiałło i in., 2002), pochodzi głównie z infiltracji opadów atmosferycznych, dopływów z sieci powierzchniowej oraz innych zbiorników wodonośnych. Utożsamiane z zasobami odnawialnymi, stanowi sumę wydatków strumieni dopływających do systemu wodonośnego z wymienionych wcześniej trzech źródeł z jego otoczenia, a równoważone jest przez odpływ wód z tego systemu (Szymanko, 1980; Kowalczyk, 2003).

Kształtowanie się wielkości zasilania w różnych warunkach hydrogeologicznych opisane jest szeroko w wielu pracach (m.in. Lerner i in., 1990; Jokiel, 1994a; Seiler, Müller, 1996; Thorne, Gascoyne, 1993; Tarka, Staško, 2001; Tarka, 1995, 1997, 2001). Analizę zasilania wód podziemnych w obszarach górskich na przykładzie Masywu Śnieżnika przedstawili Tarka (1997) oraz Staško i Tarka (2002).

Zasilanie wód podziemnych jest wypadkową czynników geologicznych, klimatycznych i geomorfologicznych, jednak dla masywów krystalicznych istotne jest wykształcenie utworów zwietrzelinowych oraz szczelinowatość skał. Oprócz przepuszczalności i miąższości strefy aeracji, istotne jest także pokrycie terenu, w tym obecność szaty roślinnej.

Infiltracja wód w podłoże krystaliczne masywu górskiego uwarunkowana jest głównie przepuszczalnością pokryw stokowych oraz ukształtowaniem powierzchni terenu. Proces ten będzie przebiegał intensywniej na wierzchołkach, gdzie są silnie zredukowane lub zdarte zupełnie poziome gliniaste pokrywy, nie mówiąc już o występowaniu tam wychodni litych i spękanych skał oraz rumowisk i bloków skalnych. Wzrost nachylenia stoków sprzyja intensyfikacji spływu powierzchniowego oraz wzrostowi miąższości gliniastych pokryw deluwialnych, stąd ograniczenie przesączania wód opadowych w podłoże.

Silne zróżnicowanie hipsometryczne terenu, warunkujące ilość i rozkład opadów atmosferycznych, rzutuje na wielkość zasilania. Analiza potencjalnego zasilania, rozumianego jako różnica opadu i parowania, wskazuje na największe możliwości zasilania wód podziemnych (300–900 mm/a) w otaczających Kotlinę Jeleniogórską pasmach górskich, szczególnie w Karkonoszach. Natomiast ku centrum Kotliny możliwości zasilania są bardzo ograniczone i dochodzą do 150 mm/a w rejonie Jeleniej Góry i Cieplic (ryc. 3).

Przyjmuje się, że lokalny system krążenia w obrębie zlewni hydrograficznych, o powierzchniach nieprzekraczających kilkuset km², zbiera w formie odpływu podziemnego średnio 80–90% całkowitego zasilania wód podziemnych (Herbich, 1991; Tarka, Staśko, 2001). Pozwala to na ocenę infiltracji efektywnej poprzez określenie wielkości odpływu podziemnego. W analizowanym obszarze zasobowym do oceny zasilania wykorzystano więc metody opierające się na wielkościach natężenia przepływu rzek. Spośród metod hydrologicznych wybrano metodę Wundta, pozwalającą na określenie średniego niskiego odpływu podziemnego w obszarze głównych zlewni jako równego średniej arytmetycznej z minimalnych miesięcznych przepływów rzek z wielolecia 1974–1998 (Załącznik, tab. 2–9). W celu wykazania wpływu temperatury powietrza i wegetacji roślin na proces zasilania, obliczenia prowadzono oddzielnie dla okresu letniego i zimowego.

Obliczony metodą Wundta dla trzech głównych zlewni omawianego obszaru odpływ podziemny zmieniał się w stosunkowo niewielkim zakresie od 182 mm rocznie dla zlewni Kamienicy do 322 mm dla zlewni Łomnicy (tab. 21). Zważywszy na duże zróżnicowanie hipsometryczne i związane z tym wielkości opadów, szczególnie w przypadku odwadniających Karkonosze dwóch zlewni: Kamienną i Łomnicą, obliczono zasilanie oddzielnie dla ich części górskiej i kotlinnej. W obu przypadkach uzyskano wyraźne różnice. W zlewni Kamienną zasilanie jej południowo-zachodniej górskiej części wzrasta do 372 mm/a, natomiast w obniżeniu pomiędzy Piechowicami a Jelenią Górą spada do 112 mm/a. Większe różnice uwiadczenia się w przypadku położonych w najwyższych partiach obszaru małych zlewni. W górnej części zlewni Jedlicy do przekroju w Kowarach, odwadniającej SE część Karkonoszy, zasilanie wzrasta do 522 mm/a. Część zlewni Łomnicy położoną w obszarze Kotliny charakteryzuje znacznie wyższe zasilanie w porównaniu ze zlewnią Kamienną, wynoszące 327 mm/a. Różnice wynikać mogą z obecności wzgórz granitowych, a tym samym większego zróżnicowania

Tabela 21. Sezonowe i roczne wielkości zasilania w wybranych zlewniach rejonu Kotliny Jeleniogórskiej (dla wielolecia 1974–1998)
 Table 21. Seasonal and annual values of groundwater recharge in selected catchments of Jelenia Góra Basin region (for the period of 1974–1998)

Zlewnia (przekrój)	F [km ²]	Rok		Zima		Lato	
		H_g [mm]	P [mm]	$\beta = H_g/P$	H_g [mm]	$\beta = H_g/P$	H_g [mm]
Kamienica (ujście)	113,9	182	864	0,21	257	0,30	123
Kamienna (ujście)	274,3	238	998	0,24	239	0,24	238
Kamienna – część górską (Piechowice)	99,2*	372	1211	0,31	398	0,33	350
Kamienna – w Kotlinie Jeleniogórskiej	117	112	751	0,15	84	0,11	140
Łomnica (Łomnica)	118*	322	975	0,33	324	0,33	321
Jedlica (Kowary)	13,3*	522	1149	0,45	569	0,49	475
Łomnica** – w Kotlinie Jeleniogórskiej	43	327	813	0,40	327	0,40	338

* Zgodnie z mapą (ryc. 9); ** opracowano na podstawie okresowych pomiarów, wykonanych przez autora w latach 1987–2003; H_g – wielkość zasilania równa odpływowi podziemnemu, P – suma średnich rocznych opadów atmosferycznych z wielolecia, β – wskaźnik zasilania

* According to map (fig. 9); ** estimated on the base of periodical authors measurements during the period of 1987–2003; H_g – recharge value equals groundwater runoff, P – mean yearly precipitation value, β – infiltration coefficient

morfologicznego zlewni Łomnicy. Ponadto wartość tę, z powodu braku w zlewni Łomnicy długoletnich i stacjonarnych pomiarów hydrometrycznych na granicy masywu górskiego z Kotliną, należy uznać za szacunkową. Obliczono ją bowiem na podstawie okresowych pomiarów hydrometrycznych, wykonanych przez autora w różnych latach w okresie 1987–2003.

Porównanie wartości odpływu podziemnego z opadem atmosferycznym pozwala na określenie wskaźnika zasilania β . W analizowanych zlewniach wartość jego zmienia się w ciągu roku od 0,15 do 0,45 (tab. 21). Największe ilości, od 30 do 45%, odpływają z najwyższej położonych obszarów Karkonoszy, charakteryzujących się dużymi spadkami. Wysokie zasilanie opadami przekłada się na wysokie wartości modułów odpływu podziemnego.

Nierównomierny rozkład opadów atmosferycznych w ciągu roku wpływa na zróżnicowanie zasilania. Przy analizie średnich wartości opadów i odpływu dla okresu zimowego i letniego, z długiego 25-letniego okresu, 2-krotnie wyższy stosunek tych wielkości uwidocznił się jedynie w przypadku zlewni Kamienicy. W pozostałych zlewniach wartości dla obu półroczy były jednakowe lub zbliżone.

Tabela 22. Sezonowe zmiany zasilania podziemnego dla wybranych okresów rocznych

Table 22. Seasonal changes of groundwater recharge for selected years

Okres pomiarowy		Zlewnia (posterunek)								
		Kamienica (Barcinek)			Kamienna (Piechowice)			Łomnica (Łomnica)		
		H_g [mm]	P [mm]	β	H_g [mm]	P [mm]	β	H_g [mm]	P [mm]	β
1990	zima	127	238	0,53	285	473	0,60	238	304	0,78
	lato	49	292	0,17	210	479	0,44	262	381	0,69
1997	zima	198	284	0,70	353	378	0,94	283	303	0,94
	lato	182	739	0,25	396	891	0,44	285	771	0,37

Inny obraz uzyskuje się w przypadku analizy przeprowadzonej dla krótszych – rocznych okresów pomiarowych (tab. 22). Z analizowanego wielolecia do obliczeń wybrano dwa lata o zróżnicowanych wielkościach opadów atmosferycznych: od niskich dla roku 1990 do wysokich, szczególnie w okresie letnim, dla 1997. Dla analizowanych trzech zlewni stosunek odpływu podziemnego (zasilania) do opadu wykazywał bardzo duże zróżnicowanie i przyjmował znacznie wyższe wartości w porównaniu z uzyskanymi dla 25-lecia. Wskaźnik zasilania β w okresie zimowym przyjmował wartości w zakresie 0,53 do 0,94 i był niekiedy trzy razy wyższy niż w okresie letnim. Jednocześnie opady zimowe są niższe, niekiedy nawet dwukrotnie, w porównaniu z letnimi. Wskazywać to może na istot-

na rolę innych czynników w procesie zasilania, głównie temperatury powietrza i szaty roślinnej. Uzyskane wysokie wartości zasilania mogą świadczyć o uruchomieniu wcześniej zgromadzonych zasobów tym bardziej, że budowa geologiczna wyklucza raczej dopływy wód z sąsiednich zlewni. Należy pamiętać, że na wielkość drenażu w okresie letnim wpływa napełnienie zbiornika związane z opadami pochodzącymi z okresu zimowego (Tarka, 1997).

Wzrost wydajności źródeł i natężenia przepływu rzek w okresie wiosennym świadczy o najwyższym zasilaniu związanym z topnieniem pokrywy śnieżnej. Zjawisko to dobrze obrazuje również wiosenny wznios zwierciadła wód podziemnych.

Badania Tarki z Masywu Śnieżnika (1995) wykazały, że następujące po wiosennych roztopach wysokie opady atmosferyczne w okresie letnim nie wpływają w znacznym stopniu na uzupełnianie zasobów wód podziemnych ze względu na napełnienie zbiorników wodami pochodzącymi z topnienia pokrywy śnieżnej. Rola letnich, głównie lipcowych, opadów w zasilaniu wzrasta wtedy, gdy poprzedzające je miesiące charakteryzują się wysokimi temperaturami i bardzo niskimi opadami.

6.1.1. Analiza wahań zwierciadła wód podziemnych

W celu prześledzenia zmian miąższości strefy aeracji oraz warunków (w tym tempa) odnawialności wód zbiorników porowatych i szczelinowatych przeprowadzono pomiary położenia zwierciadła wód podziemnych w różnych miejscach badanego masywu. Do prześledzenia wahań zwierciadła wytypowano piezometry i studnie założone w trzech strefach wysokościowych (wysokogórskiej, stokowej i obniżenia śródgórskiego), różniących się warunkami klimatycznymi, a więc i warunkami kształtowania się zasobów wód podziemnych. Do analizy wybrano punkty obserwowane w różnych okresach ze względu na brak możliwości prześledzenia zmian jednoczasowych. Ich lokalizacja widoczna jest na rycinie 25.

Pierwszą strefę – wysokogórską (I) – reprezentują punkty położone w najwyższych partiach masywu, w tym studnia nr 10 w rejonie Śnieżnych Kotłów (obserwowana w 1968 roku przez Tomaszewskiego, 1977), oraz piezometry zainstalowane w górnej części zlewni Kamiennej do przekroju w Jakuszycach (nr 2, 3 i 4 na ryc. 25), odpowiadającej klimatycznie wierzchowinie Karkonoszy. Piezometry w Jakuszycach ujmowały wody pokryw zwietrzelinowych granitów karkonoskich, natomiast położona w strefie wododziałowej studnia koło Śnieżnych Kotłów ujmuje wody porowo-szczelinowe (Tomaszewski, 1977, 1990). Pierwsza strefa, położona w grzbietowych partiach obszaru, odpowiada w większości strefie wododziałowej, w której przeważa zasilanie wód podziemnych, a drenaż ma charakter drenażu lokalnego. Przepływ wód podziemnych jest tu szybki, a drogi przepływu krótkie.

Druga strefa – stokowa – ma charakter pośredni pomiędzy strefą wysokogórską (grzbietową, wododziałową) a strefą obniżenia śródgórskiego w obrębie Kotliny. Występują w niej wody podziemne zasilane zarówno lokalnie, o niezbyt długim czasie przepływu, jak i wody głębszego przepływu. Odpowiada więc ona strefie drenażu lokalnego i przejściowego. W strefie tej, ze względu na niewielką liczbę studni, a więc na ograniczone możliwości pomiarów zwierciadła, do analizy wahań wykorzystano obserwacje prowadzone w studni kopanej zlokalizowanej w miejscowości Zachełmie Dolne (nr 5 na ryc. 25), włączonej w system monitoringu wód gruntowych IMGW. Mankamentem tego systemu jest brak szczegółowych informacji odnośnie do ujętych warstw wodonośnych. Studnia w Zachełmiu położona jest na skłonie Pogórza Karkonoszy z Kotliną Jeleniogórską i ujmuje prawdopodobnie zarówno wody porowe aluwii, jak i zalegające niżej wody górnych partii granitu.

Dodatkowo, do oceny zmian położenia zwierciadła zwykłych wód szczelinowych strefy stokowej, wybrano głęboki, 209-metrowy piezometr z rejonu Gierczyna (nr 1 na ryc. 25), położony na zachód od granicy obszaru badań. Otwór usytuowany jest u podnóża Grzbietu Kamienickiego Gór Izerskich, przechodzącego w obniżenie śródgórskie Kotliny Mirska. Ujmuje on głębokie wody szczelinowe występujące w łupkach łyszczykowych pasma Starej Kamienicy.

W trzeciej, najniższej położonej hipsometrycznie strefie obniżenia śródgórskiego, już w obrębie Kotliny Jeleniogórskiej, uwidacznia się, oprócz płytkiego, lokalnego przepływu w pokrywie osadowej czwartorzędu, drenaż zarówno zwykłych wód szczelinowych, jak i termalnych o głębokim, regionalnym przepływie.

Zwierciadło wód porowych w osadach rzecznych w obniżeniu śródgórskim było obserwowane przez autora w latach 80. w centrum Kotliny w trzech miejscowościach: Cieplice Śl. Zdrój (aluwia Kamiennej; nr 6 na ryc. 25), Łomnica (aluwia Łomnicy; nr 8) i Jelenia Góra (osady rzeczne Bobru; nr 7). Zmiany położenia zwierciadła wód termalnych prześledzono na podstawie obserwacji prowadzonych w uzdrowisku Cieplice (nr 9).

Wahania zwierciadła wód podziemnych mogą być spowodowane zarówno czynnikami naturalnymi, związanymi ze zmianami zasilania czy drenażem, jak i czynnikami sztucznymi, głównie w postaci poboru. W omawianym obszarze wytypowane do obserwacji zmian zwierciadła punkty w większości podlegały wpływom naturalnym. Zmiany położenia zwierciadła mogą wykazywać prawidłowości o charakterze lokalnym oraz regionalnym. Przejawia się to w zróżnicowanych okresach rozpoczęcia wzniosu i regresji zwierciadła oraz różnych amplitudach wahań, uzależnionych od zróżnicowanych warunków klimatycznych, zwłaszcza temperatury powietrza atmosferycznego. Ponadto istotną rolę odgrywa różna głębokość zalegania zbiorników wód podziemnych, a więc różna miąższość strefy aeracji, zróżnicowana przepuszczalność, zarówno strefy aeracji, jak i saturacji, oraz inne czynniki, takie jak gęstość sieci rzecznej i głębokość jej rozcięcia. W przypadku punktów położonych w dolinach rzecznych ważna jest odległość

od rzeki. Ilość wody, mogąca przeniknąć do strefy aeracji, zależy jednak głównie od ilości opadów lub wód roztopowych i wilgotności strefy aeracji w okresie poprzedzającym fazę zasilania. W naszych szerokościach geograficznych ważny jest przed zasilaniem wiosennym stopień przemarzania gruntów.

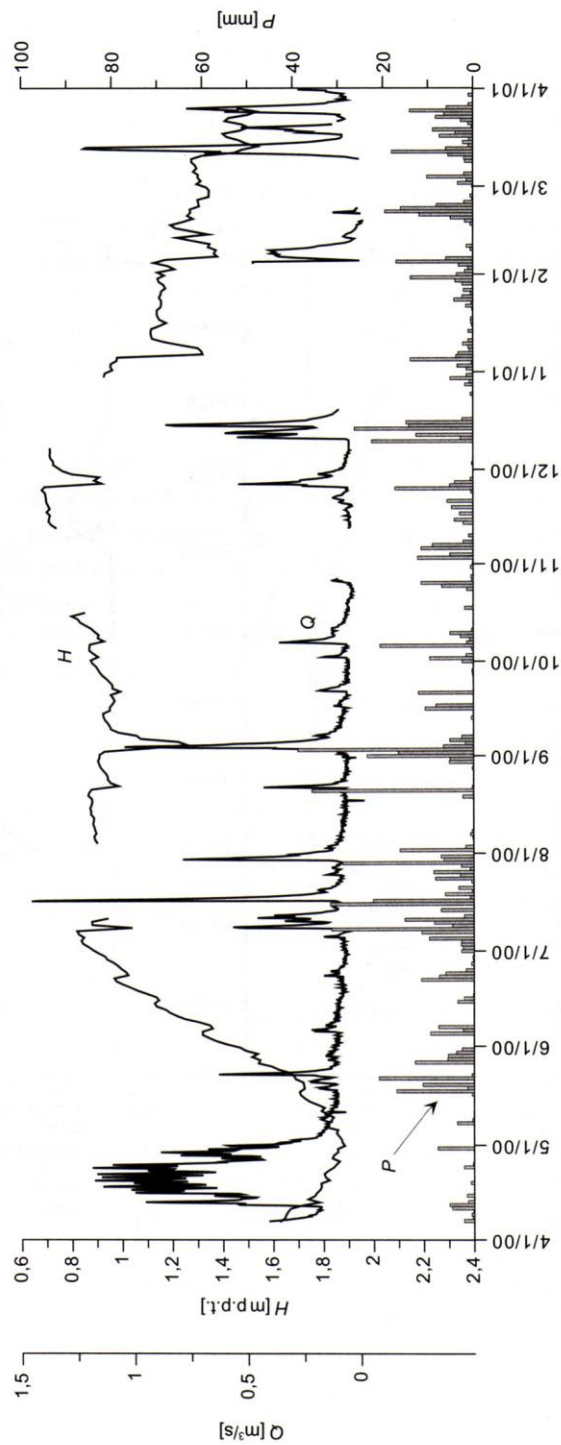
Z wydzielanych przez różnych autorów (m.in. Konoplancew, Siemionow, 1979) podstawowych typów wahań zwierciadła wód podziemnych, w niniejszym opracowaniu ocenie poddano głównie wahania w cyklu rocznym oraz krótsze: sezonowe i dobowe. Długookresowe wahania zwierciadła wód gruntowych z obszaru Polski południowo-zachodniej, w tym z Sudetów, przedstawiono szczegółowo w pracy Tomaszewskiego (1990). Oprócz cytowanych wcześniej prac problematyka wahań zwierciadła opisywana jest w wielu opracowaniach (m.in.: Bobrowska, 1970; Pleczyński, 1981; Freeze, Cherry, 1979).

6.1.1.1. Strefa wysokogórska

W rejonie Jakuszyc obserwacje zwierciadła prowadzono z różną częstotliwością w trzech piezometrach. Ciągłą rejestrację zmian położenia zwierciadła wód podziemnych prowadzono za pomocą limnimetru w piezometrze zainstalowanym na prawym zboczu doliny Kamiennej (nr 2 na ryc. 25). Rzędna punktu wynosiła 879,5 m n.p.m., a głębokość zwierciadła wody dochodziła do 2,1 m. Piezometr ujmował górną część profilu pokryw zwietrzelinowych, którego większość stanowiły gliniaste utwory stokowe. Jedynie niewielki (około 10 cm) dolny fragment otworu ujmował lepiej przepuszczalne zwietrzeliny ziarniste granitu z większymi fragmentami skał, ale również z domieszką frakcji pyłowej. Obserwacjami, prowadzonymi przez autora od października 1999 do kwietnia 2001, z przerwą w okresie zimowym 2000 roku, poddano płytką przypowierzchniową strefę wód podziemnych, typową dla wymienionego obszaru. Uchwycono sezonowe zmiany położenia zwierciadła wody (ryc. 51), a szczegółowy zapis, z częstotliwością co 6 godzin, pozwolił także na ocenę zmian dobowych położenia lustra wody (ryc. 52).

Jednocześnie z pomiarami wahań zwierciadła wód gruntowych (H) prowadzone były pomiary objętości przepływów (Q) wód powierzchniowych (ryc. 51). Maksima wezbrań wód powierzchniowych związane są albo z wiosennym tajaniem pokrywy śnieżnej, albo z letnimi (lipiec) opadami deszczu. Minimalne stany występują w miesiącach zimowych. Zimą obserwuje się także krótkotrwałe wezbrania związane z chwilowymi wzrostami temperatury powietrza, co odzwierciedla się tajaniem śniegu.

W rejonie Jakuszyc najniższe położenie zwierciadła obserwuje się w okresie zimowym i wczesnowiosennym, trwającym od stycznia do początków maja (ryc. 51). Reakcją na roztopowe zasilanie wiosenne, rozpoczynające się w pierwszej dekadzie maja, jest wyraźny, długotrwały i stopniowy wznios zwierciadła, osiągający maksimum w czerwcu, kiedy następuje odbudowanie zwierciadła po niżówkach zimowych. Inne maksima związane są ze wzmożonym zasilaniem w okresie

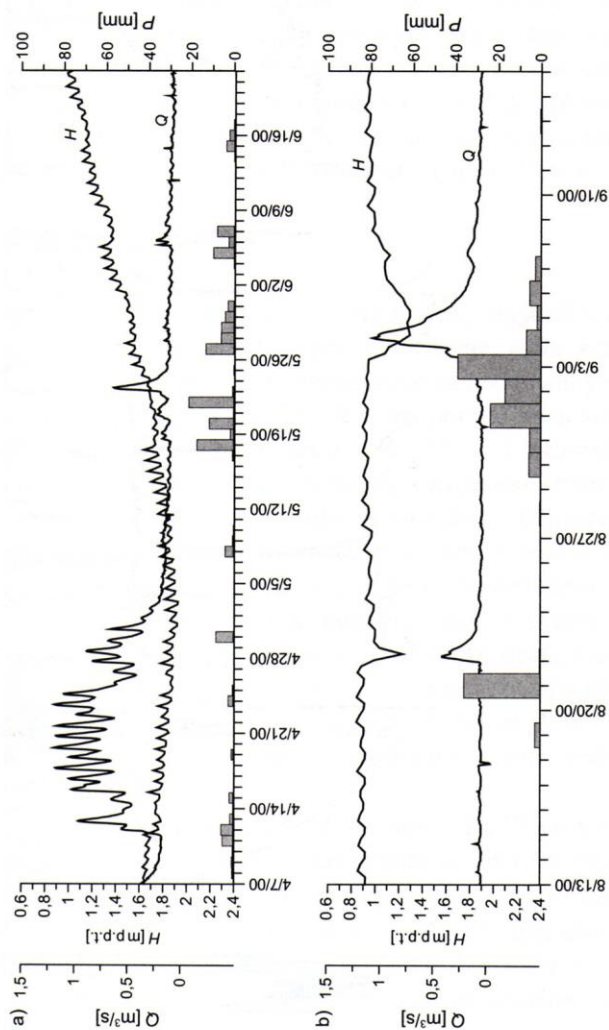


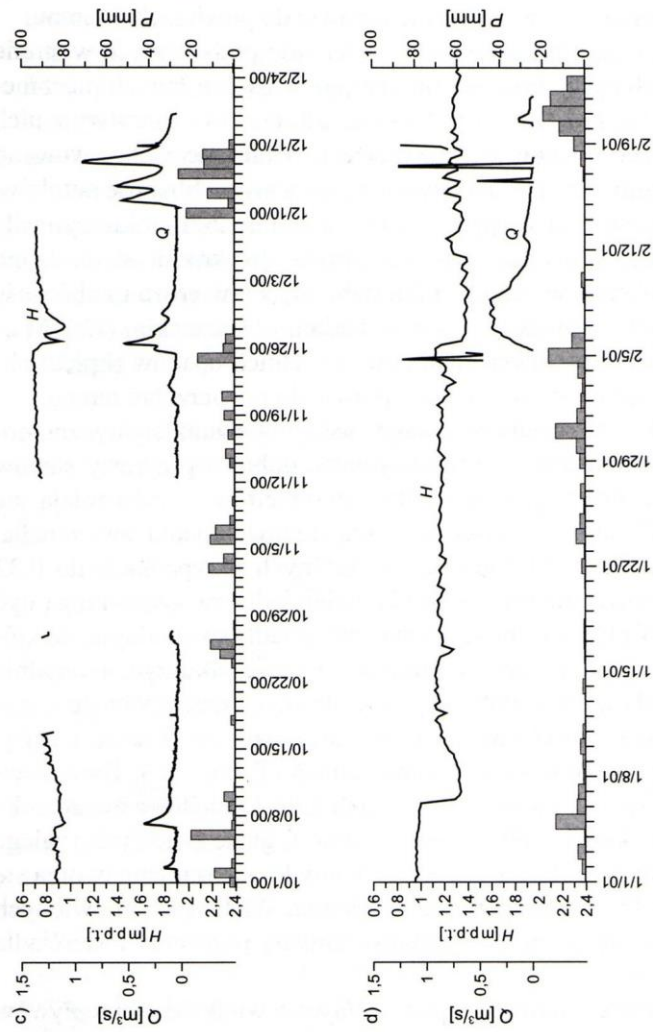
Ryc. 51. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych H w piezometrze nr 2 (ryc. 25) na tle natężenia przepływów rzeki Kamiennej Q i opadów atmosferycznych P (wartości opadów P mierzone w stacji klimatycznej UWri na Szrenicy)

Fig. 51. Changes of groundwater level H in piezometer nr 2 (fig. 25) in relation to discharge of the Kamienna River Q and precipitations P (values of precipitations measured in UWri climatic station on Szrenica Mt.)

Tabela 23. Wyniki pomiarów zwierciadła wód podziemnych w rejonie Jakuszyce w okresie sierpień 1999–kwiecień 2001
Table 23. Results of groundwater table measurements in Jakuszyce area in the period of August 1999–April 2001

Nr punktu wg ryc. 25	Rzędna [m n.p.m.]	$h_{\max}-h_{\min}$ [m]	Głębokość do zwierciadła wód podziemnych [m p.p.t.]											
			08,99	10,99	11,99	03,00	04,00	05,00	07,00	09,00	10,00	12,00	04,01	
3	882	0,95	1,43	1,58	1,42	1,29	0,79	0,75	0,72	0,63	0,67	0,63	0,67	
4	879,7	>0,92	0,24	suchy	0,83	0,60	0,39	0,14	0,08	suchy	0,87	0,50	0,50	





Ryc. 52. Dobowe zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych H w rejonie Jakuszyce w wybranych okresach: wiosny (a), lata (b), jesieni (c) i zimy (d) lat 2000–2001 na tle przepływów Q rzeki Kamiennej

Fig. 52. Daily changes of groundwater level H in Jakuszyce area during the season: spring (a), summer (b), autumn (c) and winter (d) of the period 2000–2001 in relation to Kamienna River discharge

letnim (VII) i jesiennym (XI–XII). Opóźnienie zasilania wiosennego spowodowane jest długim zaleganiem pokrywy śnieżnej w Jakuszycach. Występowanie grubej pokrywy śnieżnej nie świadczy o zatrzymaniu procesu zasilania wód podziemnych. Proces ten zachodzi, lecz z mniejszą intensywnością. Świadczą o tym mniejsze amplitudy wahań zwierciadła w okresie zimowym. Amplituda wahań zwierciadła w okresie obserwacji przekraczała 1,36 m. Obserwacje wskazują na podnoszenie się poziomu wód w pokrywach prawie do powierzchni terenu.

Uzupełnieniem ciągłych pomiarów zwierciadła wód podziemnych w strefie pokryw zwietrzelinowych były okresowe obserwacje w dwóch innych piezometrach o głębokości 1,80 (nr 3) i 1,0 m (nr 4 na ryc. 25; tab. 23). Pierwszy z nich założony był w międzyrzeczu Kamiennej i Kociońca. W nim nie zaobserwowano obniżenia zwierciadła wody poniżej dna otworu, na co wpływa bliskość potoków, a amplituda wahań w okresie od sierpnia 1999 do kwietnia 2001 roku wynosiła 0,95 m. W drugim, płytszym otworze obserwacyjnym, dwukrotnie stwierdzono zanik wód w podanym okresie w październiku (tab. 23). Potwierdza to obecność w tym miesiącu głębokich niżówek w masywie karkonosko-izerskim (*vide* Marszałek, 1996a). W okresie wiosennych roztopów lub letnich opadów (lipiec) obserwowano także podniesienie się zwierciadła prawie do powierzchni terenu.

W obrazie dynamiki zwierciadła na uwagę zasługują charakterystyczne dobowe zmiany jego położenia (ryc. 52). Maksymalne dobowe przyrosty stanów zwierciadła, dochodzące do dwudziestu kilku centymetrów, uwidaczniają się w okresie jesiennym. Większe wartości uzyskują dobowe spadki zwierciadła. Szybkość opadania poziomu wód dochodzi w skrajnych przypadkach do 0,32 m/dobę (ryc. 52 d). Dobowe zmiany położenia zwierciadła związane mogą być z różnymi czynnikami. W płytkich zbiornikach o zwierciadle swobodnym, do których zalicza się pokrywy zwietrzelinowe granitu w rejonie Jakuszy, anomalnie wysoki wzrost zwierciadła w ciągu doby w czasie ulewnych deszczy może wynikać z uwięzienia powietrza w strefie aeracji (tzw. *air entrapment*; Freeze, Cherry, 1979). Duże znaczenie przypisuje się ewapotranspiracji (Todd, 1976; Tomaszewski, 1990), powodującej spadek zwierciadła w ciągu dnia. Odbudowa zwierciadła w ciągu nocy następuje wskutek dopływu wód z rejonów, gdzie zwierciadło zalega wyżej, oraz na skutek kondensacji pary wodnej. Wody kondensacyjne tworzą się w ciągu nocy, kiedy obniża się temperatura powietrza. Większość omówionych czynników wpływa prawdopodobnie na dobowe zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych.

Jednoczesna obserwacja stanów wód podziemnych z wielkością przepływów pobliskiego potoku pozwala na prześledzenie ich reakcji na zasilanie. W okresie wiosennym (kwiecień) szybka reakcja rzeki na zasilanie roztopowe nie przekłada się na wznios wód podziemnych (ryc. 52 a). Przeciwnie, obecność strefy przemarzania górnej partii górotworu powoduje powolny spadek zwierciadła w piezometrze, a dopiero po około trzech tygodniach, kiedy fala wezbraniowa w rzece wygaszała, nastąpił powolny wzrost zwierciadła. W innych okresach obserwowano

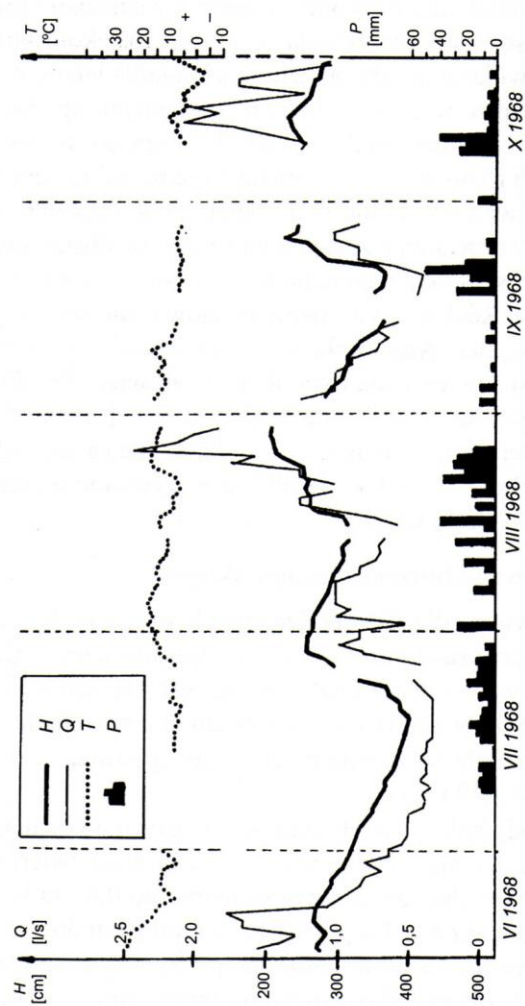
charakterystyczne spadki zwierciadła wód podziemnych podczas podnoszenia się stanów wód w rzece po intensywniejszych opadach (ryc. 52 b, c).

Dynamikę zmian pierwszego zwierciadła wód porowo-szczelinowych położonych w najwyższych częściach badanego obszaru pokazuje studnia położona w pobliżu stacji przekąźnikowej nad Śnieżnymi Kotłami (nr 10 na ryc. 25; tab. 24), obserwowana w ciągu sezonu letniego 1968 roku przez Tomaszewskiego (1977). Długie zaleganie na wierzcholinie Karkonoszy pokrywy śnieżnej uniemożliwia prowadzenie ciągłych obserwacji zwierciadła. Z krótkiego, około półrocznego, okresu obserwacyjnego uwidacznia się obniżenie zwierciadła latem, w lipcu oraz we wrześniu (ryc. 53), a także wznios po letnich i jesiennych opadach. Według Tomaszewskiego (1990) w grzbietowych partiach Karkonoszy najwyższe stany związane są z wiosennymi roztopami i przypadają na okres od kwietnia do lipca, natomiast najgłębsza niżówka występuje pod koniec zimy. Pojawia się również niżówka jesienna, ale nie corocznie. Czasy letniej recesji są stosunkowo krótkie. Istnieje wyraźna korelacja stanów zwierciadła wody w studni z wydajnością położonego w pobliżu źródła. Reakcja na zasilanie opadowe, zarówno w przypadku studni, jak i źródła, jest szybka. Amplituda wahań zwierciadła w okresie letnim dochodzi do 2 m, a regresja zwierciadła trwa około 1 miesiąca. Źródło wykazuje dużą zmienność wydajności, od około 0,4 do 2,5 l/s, co jest zjawiskiem typowym dla źródeł położonych w tej strefie wysokościowej. Położone na zachód od Śnieżnych Kotłów, w rejonie Hali Szrenickiej, źródło nr 6 wykazuje jeszcze większą zmienność wydajności ($R = 35,5$; tab. 5).

6.1.1.2. Strefa stokowa i obniżenia śródgórskiego

W obrazie wahań zwierciadła wód podziemnych studni nr 5 w Zachełmiu Dolnym, położonym w znacznie niższej hipsometrycznie części Karkonoszy, widoczny jest wyraźny wznios zwierciadła w okresie wiosennych roztopów (III–IV), poprzedzony niekiedy zimowym podniesieniem zwierciadła (ryc. 54 a). Największe spadki zwierciadła występują późną jesienią i zimą. Amplituda wahań rocznych dochodzi do 2,17 m (tab. 24).

Studnie ujmujące wody holocenijskich osadów rzecznych wypełniających dno Kotliny Jeleniogórskiej wykazują niewielkie amplitudy wahań zwierciadła rzędu kilkudziesięciu centymetrów, dochodzące maksymalnie do 0,65 m w przypadku aluwii Kamiennej (studnia nr 6 w Cieplicach) i Łomnicy (studnia nr 8 w Łomnicy). W obrazie wahań widoczne są wyraźne, rozpoczynające się już w marcu, podniesienia zwierciadła w okresie wiosennych roztopów oraz mniejsze wzniosy po letnich (VII) lub jesiennych opadach (ryc. 54). Niekiedy dochodzi do znacznego wzniosu zwierciadła po opadach zimowych przy temperaturach powietrza bliskich 0°C. Największe spadki zwierciadła występują jesienią (X–XI) oraz w miesiącach zimowych. Tendencja wahań w obu studniach jest prawie identyczna. Podobny reżim wykazuje piezometr w Jeleniej Górze, założony w skrajnej części doliny Bobru (nr 7, ryc. 54 b), w którym amplituda wahań dochodzi 1,5 m.



Ryc. 53. Wykresy wahań zwierciadła wód podziemnych H w studni nr 10 oraz wydajności Q sąsiedniego źródła w rejonie Snieżnych Kotłów na tle opadów atmosferycznych P i temperatury powietrza T (wg Tomaszewski, 1977; zmienione)

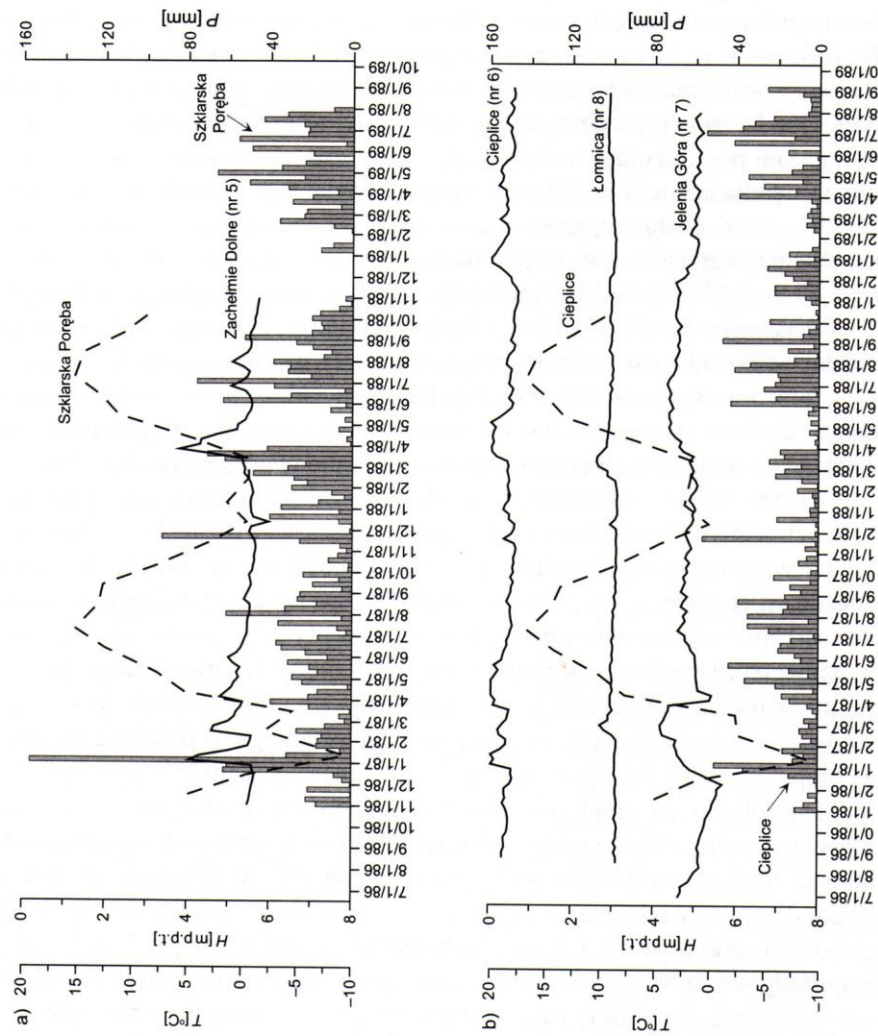
Fig. 53. Diagrams of groundwater level fluctuations H in well no 10 and discharge of spring in the vicinity of Snieżne Kotły in relation to precipitations P and air temperature T (after Tomaszewski, 1977; changed)

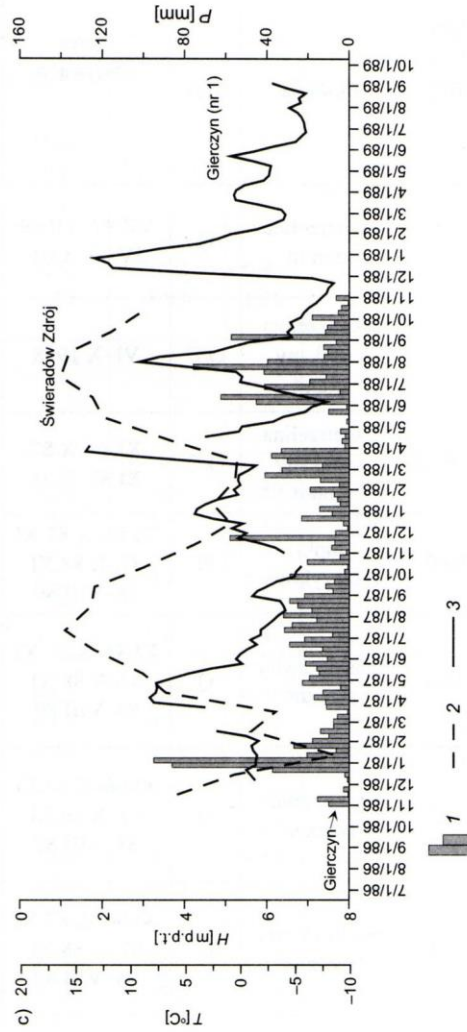
Punkt ten, w porównaniu do dwóch poprzednich, położony jest znacznie dalej od rzeki, stąd jej wpływ jest raczej niewielki, jednak nie jest on w pełni wiarygodny ze względu na jego położenie w strefie oddziaływania ujęć miejskich Jeleniej Góry, mogących zaburzać naturalny cykl wahań.

Zupełnie odmienna dynamika wahań zwierciadła wód podziemnych jest widoczna w przypadku wód szczelinowych rejonu Gierczyna, obserwowana w głębokim piezometrze założonym w łupkach łyszczykowych pasma Starej Kamienicy. Na wykresie (ryc. 54 c) zaznaczają się dwa typowe dla Europy Środkowej maksima. Pierwszy, wyraźnie wyższy, wznios wiosenny związany z fazą roztopową na przedpolu Gór Izerskich, rozpoczyna się już w lutym lub na początku marca i osiąga maksimum przeważnie w kwietniu. Pozostałe, znacznie niższe, wzniosy zwierciadła występują latem (VII–VIII) lub późną jesienią. Wykres wahań zwierciadła wykazuje „czuły” charakter, przejawiający się gwałtownym podniesieniem i szybkim spadkiem zwierciadła oraz amplitudami rocznymi zmieniającymi się w przedziale od 3,67 do 5,85 m (tab. 24). Amplituda wahań w trakcie prawie trzyletniego okresu obserwacji z lat 1986–1989 dochodzi do 6,02 m. Znacznie większa amplituda wahań zwierciadła wód szczelinowych w łupkach metamorficznych w porównaniu z wodami porowymi aluwiiów rzecznych Kotliny wskazuje na szybką reakcję zbiornika szczelinowego na zasilanie i prawdopodobnie jego znaczną przepuszczalność, związaną z większym stopniem spękania, głównie w górnej części profilu.

Reżim wahań zwierciadła i możliwości odnawialności wód podziemnych w trzech różnych strefach wysokościowych obszaru są różne. Przejawia się to zarówno w różnej rytmice wahań, jak i w wielkości ich amplitudy. Wyraźnie widoczne są różnice w przesunięciu okresów wystąpień maksimów wiosennych. Po zasilaniu roztopowym wznios zwierciadła w płytkich zbiornikach aluwialnych, w najniższych partiach obszaru w centrum Kotliny Jeleniogórskiej, rozpoczyna się już w marcu, a przesuwają się w czasie wraz z wysokością położenia zbiornika wód podziemnych. W najwyższych partiach obszaru, gdzie pokrywa śnieżna zalega długo, powolny wznios rozpoczyna się dopiero w maju i trwa do lipca.

Dla płytko zalegających zbiorników porowo-szczelinowych, związanych z siecią szczelin wietrzeniowych skał krystalicznych wraz z ich pokrywą zwietrzelinową, wielkość amplitudy wahań uzależniona jest od położenia punktu w stosunku do strefy wododziałowej. Im bliżej wododziału, tym amplitudy są wyższe, co odnotowano w strefie grzbietowej Karkonoszy, gdzie osiągają 2 m. Najmniejsze amplitudy wahań wykazuje płytko zalegające zwierciadło w punktach położonych w pobliżu rzek. Amplitudy wahań zwierciadła wód w osadach współczesnych dolin rzecznych Kamiennej i Łomnicy wynosiły kilkadziesiąt centymetrów, a zwierciadło podnosiło się często do powierzchni terenu, co wiąże się ściśle ze stanami wód rzecznych. W punktach tych w okresie wzniosu zwierciadła powierzchnia terenu „ścina” amplitudę wahań. Tomaszewski (1990) potwierdza, że w strefach zasięgu oddziaływania drenażu wielkości amplitud wód gruntowych są małe, niezależnie od przeciętnych głębokości występowania ich zwierciadeł.





Ryc. 54. Wykresy wahań zwierciadła wód podziemnych (3) w wybranych punktach rejonu Kotliny Jeleniogórskiej (Zachemie Dolne, Cieplice, Łomnica, Jelenia Góra, Gierczyn) na tle opadów P (1) i temperatury powietrza T_p (2) w latach 1986–1989; numeracja zgodna z ryc. 25 (wykorzystano wyniki pomiarów IMGW w Zachemiu Dolnym i własne autora w pozostałych punktach)

Fig. 54. Diagrams of groundwater level fluctuations (3) in selected points of Jelenia Góra Basin region (Zachemie Dolne, Cieplice, Łomnica, Jelenia Góra, Gierczyn) in relation to precipitations P (1) and air temperature T_p (2) in the period of 1986–1989; numbers according to figure 25 (based on results of the IMGW measurements in Zachemie Dolne and author's measurements in other points)

Tabela 24. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w wybranych punktach pomiarowych w różnych strefach wysokościowych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

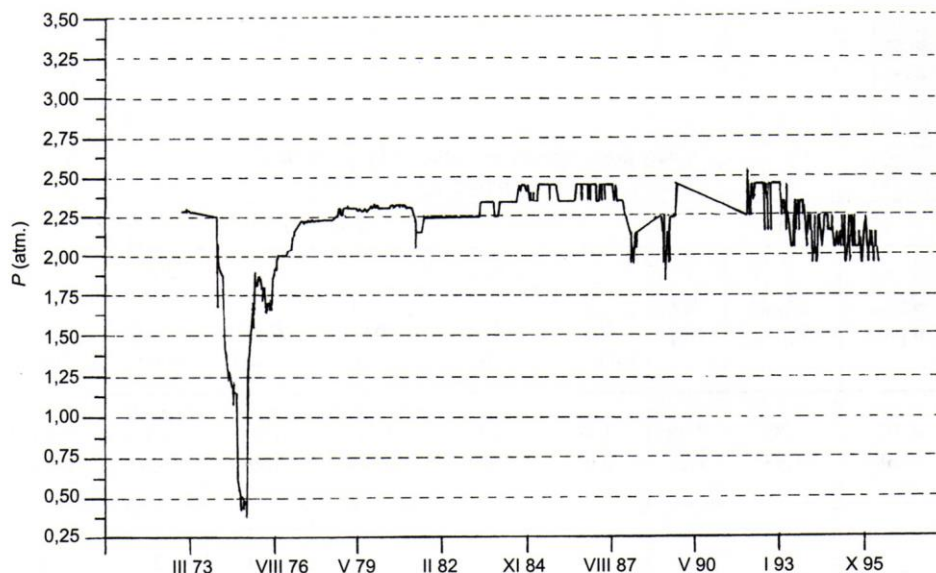
Table 24. Groundwater table fluctuations in selected wells located on different altitudes of Jelenia Góra Basin region

Strefa wysokościowa	Nr i rodzaj punktu (zgodnie z ryc. 25)	Lokalizacja	Rzędna [m n.p.m.]	Głębok. otworu [m]	Warstwa wodonośna		Okres obserwacji
					litologia	wiek	
grzbietowa (wododziałowa)	2 (p)	Jakuszyce	879,5	2,1	zwietrzelina granitu	Q	VII 97–VII 99 IV 00–X 01
	10 (sk)	Śnieżne Kotły	1465,0	3,1	zwietrzelina i spękany granit	Q/C	VI–X 1968
stokowa	5 (sk)	Zachełmie Dolne	358,0	6,50	zwietrzelina i spękany granit	Q/C	XI 86–X 87 XI 87–X 88
	1 (p)	Gierczyn	445,0	209,0	łupki łyszczykowe	Pt	XI 86–X 87 XI 87–X 88 XI 88–VIII 89
obniżenia śródgórskiego	6 (sw)	Cieplice Śl.	330,0	11,0	piaski i żwiry rzeczne	Q	XI 86–X 87 XI 87–X 88 XI 88–VIII 89
	8 (sk)	Łomnica	353,0	4,1	piaski i żwiry rzeczne	Q	XI 86–X 87 XI 87–X 88 XI 88–VIII 89
	7 (p)	Jelenia Góra	341,5	8,5	piaski i żwiry rzeczne	Q	XI 86–X 87 XI 87–X 88 XI 88–VIII 89

Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych [m p.p.t.]								
roczne			sezonowe					
$H_{\max}$ [m p.p.t.]	$H_{\min}$ [m p.p.t.]	ΔH [m]	zima			lato		
			$H_{\max}$ [m p.p.t.]	$H_{\min}$ [m p.p.t.]	ΔH [m]	$H_{\max}$ [m p.p.t.]	$h_{\min}$ [m p.p.t.]	ΔH [m]
0,92	1,82	0,90	1,46	2,06	0,60	1,00	1,85	0,85
0,68	1,93	1,25	0,68	1,34	0,66	1,46	1,82	0,36
						4,0	2,0	2,0
4,05	5,64	1,59	4,05	5,64	1,59	3,80	5,97	2,17
3,80	5,97	2,17	5,00	5,63	0,63	5,05	5,72	0,67
3,15	6,82	3,67	3,15	5,76	2,61	3,70	6,82	3,12
1,60	7,45	5,85	1,60	6,40	4,80	2,90	7,45	4,55
1,80	7,62	5,82	1,80	7,62	5,82	5,12	6,95	1,83
0,05	0,59	0,54	0,05	0,57	0,5	0,05	0,59	0,54
0,03	0,67	0,64	0,64	0,05	0,59	0,03	0,67	0,64
0,03	0,68	0,65	0,68	0,03	0,65	0,24	0,58	0,34
2,70	3,12	0,42	2,70	3,11	0,41	2,95	3,08	0,13
2,60	3,11	0,51	2,60	3,11	0,51	2,90	3,00	0,10
2,86	3,08	0,22	2,96	3,05	0,09	2,86	2,96	0,10
4,10	5,62	1,52	4,10	5,62	1,52	4,52	4,98	0,46
4,25	5,00	0,75	4,35	5,00	0,65	4,25	4,60	0,35
4,45	5,10	0,65	4,70	5,02	0,32	4,90	5,10	0,20

sw – studnia wiercona, sk – studnia kopana, p – piezometr, ΔH – amplituda wahań w [m], $H_{\min}$ i $H_{\max}$ – minimalny i maksymalny stan zwierciadła w [m p.p.t.]

sw – well, sk – dug well, p – piezometer, ΔH – amplitude of groundwater table fluctuations in [m], $H_{\min}$ and $H_{\max}$ – the lowest and the highest groundwater table level in [m b.s.t.]



Ryc. 55. Długookresowe zmiany ciśnienia hydrostatycznego w otworze C-2 (wg Poprawski, 1997; zmienione)

Fig. 55. Long-term changes of hydrostatic pressure in the C-2 borehole (after Poprawski, 1997; changed)

Największą dynamikę zmian zwierciadła, z amplitudami osiagającymi prawie 6 m, wykazywały, obserwowane w Gierczynie, wody szczelinowe głębszych poziomów osłony metamorficznej granitu karkonoskiego.

Zupełnie odmienny reżim wahań zwierciadła wykazują wody termalne Cieplic, reprezentujące system głębokiego regionalnego przepływu. Wody te wypływają samoczynnie na powierzchnię terenu, a zmiany ciśnienia hydrostatycznego wywołane są zarówno eksploatacją ujęcia, jak i wpływem eksploatowanych w pobliżu innych ujęć (Liber-Madziarz, 2003). Ruch stagnujących przed eksploatacją wód termalnych w 750-metrowej głębokości otworze C-2 wywołał w początkowym okresie eksploatacji określone zmiany reżimu hydrogeologicznego, w tym obniżenie temperatury wody (Poprawski, 1997). W obrazie zmian ciśnienia hydrostatycznego widoczna jest znaczna amplituda wahań w początkowym okresie eksploatacji, zmniejszająca się w trakcie dalszej pracy ujęcia (ryc. 55). Znaczny spadek ciśnienia wywołany był przypuszczalnie próbną eksploatacją otworu, prowadzoną w ramach hydrogeologicznych badań złożowych, oraz nadmiernym poborem wody w trakcie dalszej pracy ujęcia.

6.1.2. Ocena zasilania na podstawie wahań zwierciadła wód podziemnych

Dysponując zróżnicowanymi czasowo ciągami obserwacji zwierciadła wód podziemnych w przedstawionych wcześniej punktach, przeprowadzono próbę oceny wielkości zasilania. Z wielu metod (m.in. Pleczyński, Przybyłek, 1974; Malinowski, 1993; Krogulec, 2004) wybrano metodę wahań zwierciadła wody zakładającą wzrost swobodnego zwierciadła wody w wyniku zasilania infiltracyjnego i jego obniżenie w okresach braku zasilania.

Zasilanie infiltracyjne W liczone jest ze wzoru:

$$W = \mu \Delta h / \Delta t,$$

gdzie: Δh stanowi przyrost wody podziemnej w wyniku zasilania [m] w okresie Δt , a μ jest współczynnikiem odsączalności.

Metoda ta stosowana jest dla wód podziemnych występujących płytko i daje zazwyczaj wyniki orientacyjne. Związane jest to z pewnymi uproszczeniami, wynikającymi m.in. z braku określonych dla konkretnych punktów wartości odsączalności ujmowanych utworów wodonośnych. W podanych tu obliczeniach wartość Δh stanowi średnią arytmetyczną z rocznych amplitud zwierciadła wód podziemnych z analizowanych okresów pomiarowych, przedstawionych w tabeli 24. Ze względu na brak oznaczeń odsączalności μ , ujmowanych przez analizowane otwory warstw wodonośnych (tab. 25), do obliczeń przyjęto wartości tego parametru oparte na informacjach zawartych w literaturze (m.in. Pazdro, Kozerski, 1990). Jedynie w przypadku piezometru w Jakuszycach odsączalność została określona przez autora na podstawie badań polowych.

Obliczone dla obserwowanych punktów wartości zasilania, mieszczące się w przedziale od 84 do 226 mm (tab. 25), są w niektórych punktach zbliżone do wielkości uzyskanych z analizy odpływu podziemnego, w innych jednak różnice są dosyć znaczne (tab. 21). Wynikają one przede wszystkim z różnych założeń obu analizowanych metod. W przypadku oceny zasilania na podstawie analizy odpływu podziemnego „informacja” o formowaniu się wielkości zasilania zbierana jest z całego obszaru zlewni, o zróżnicowanych warunkach zarówno zasilania opadowego, jak i budowie geologicznej, aż do przekroju zamykającego zlewnię, natomiast w przypadku analizy wahań zwierciadła uzyskujemy „informację punktową”, której wiarygodność maleje wraz z oddaleniem od obserwowanego punktu.

Podobne wartości zasilania określonego obiema metodami uzyskano dla kryształniku izerskiego, gdzie z analizy odpływu podziemnego w zlewni Kamienicy wartość zasilania wynosiła 182 mm/a, natomiast dla punktu w Gierczynie 153 mm/a, co może być wynikiem m.in. obserwacji w tym punkcie głębszych stref wód szczelinowych. Zbliżone wartości zasilania uzyskano również przy zastosowaniu obu metod dla zachodniej części Kotliny Jeleniogórskiej. Zasilanie, obli-

czony na podstawie amplitudy wahań zwierciadła wód w studni ujmującej aluwia Kamiennej w Cieplicach, jest niskie i wynosi 128 mm/a, a obliczone na podstawie odpływu podziemnego Kamiennej w części zlewni położonej w Kotlinie do przekroju Jelenia Góra zaledwie 112 mm/a (por. tab. 25 i 21).

Tabela 25. Wyniki obliczeń zasilania warstw wodonośnych W na podstawie wahań zwierciadła wód podziemnych w wybranych otworach badawczych

Table 25. Groundwater recharge W evaluated on the base of groundwater table fluctuation in selected monitoring wells

Nr punktu (zgodnie z ryc. 25)	Lokalizacja	Δh_{sr} [m]	μ	W [mm/a]	Powierzchnia warstwy wodonośnej [km ²]
2	Jakuszyce	1,07	0,09	96	5,0
5	Zachemie Dolne	1,88	0,12	226	
1	Gierczyn	5,11	0,03	153	
7	Jelenia Góra	0,97	0,23	223	7,2
6	Cieplice Śl.	0,61	0,21	128	10,3
8	Łomnica	0,38	0,22	84	13,1

6.2. Ocena zasobów odnawialnych zbiornika „Jelenia Góra” metodą modelowania matematycznego

Do obliczeń zasobów odnawialnych wód porowych zbiornika „Jelenia Góra”, scharakteryzowanego szerzej w rozdziale 5.1.1, zastosowano badania modelowe z wykorzystaniem programu Visual Modflow (McDonald, Harbaugh, 1988). Rozwiązanie równania bilansu przepływu wód podziemnych poprzedzone było określeniem granic modelowanego systemu wodonośnego wraz z przestrzennym rozkładem w nim parametrów hydrogeologicznych oraz warunków brzegowych (przepływu) na granicach modelowanego obszaru. Przyjęto stacjonarny model procesów filtracji.

Schematyzację warunków hydrogeologicznych zbiornika wykonano opierając się na opracowanym wcześniej modelu warunków przyrodniczych. W obrębie piaszczysto-żwirowych osadów rzecznych i wodnolodowcowych o miąższości przekraczającej 5 m, pokrywających dno Kotliny Jeleniogórskiej, wyodrębniono system wodonośny o określonych związkach hydraulicznych z otaczającym go środowiskiem. Za podstawę warunków krążenia przyjęto istnienie jednej warstwy wodonośnej o swobodno-aporowym zwierciadle zasilanym w wyniku infiltracji opa-

dów atmosferycznych, zasilania bocznego oraz z rzek. Model skonstruowano dla obszaru drenowanego przez główne rzeki, w tym Bóbr, Kamienną i Łomnicę. Przebieg rzek w Kotlinie i wypełnienie dolin osadami aluwialnymi determinują jego nieregularny kształt (ryc. 56). Przyjęto, że system ten ograniczony jest od dołu nieprzepuszczalną granicą w postaci granitów karkonoskich lub utworów gliniastych. W miejscach, gdzie osady wodonośne zalegają bezpośrednio na podłożu krystalicznym, na potrzeby modelu do systemu włączono również zwietrzelinę granitu. Zbyt słabe rozpoznanie wodonośności zwietrzelin pod osadami czwartorzędowymi nie pozwala na wydzielenie ich w postaci odrębnej warstwy.

Dyskretyzacja obszaru filtracji wykonana została jednolitą siatką kwadratową o boku 100 m, pozwalającą na uzyskanie optymalnej gęstości bloków obliczeniowych. Wyznaczono 5913 bloków aktywnych, w których centrum zlokalizowane zostały węzły obliczeniowe. Model został skonstruowany dla obszaru o powierzchni 139 km², wykraczającej w kierunku N, W i S poza powierzchnię przyjętego obszaru bilansowego równego 59,13 km² (ryc. 56). Takie podejście wynikało z konieczności uwzględnienia w obliczeniach wielkości zasilania bocznego z otoczenia modelowanego systemu pochodzącego z przypowierzchniowej strefy skał krystalicznych otaczających zbiornik wód pokryw osadowych. Granice zewnętrzne obszaru bilansowego rozszerzono, prowadząc je w większości po lokalnych wododziałach.

Przy konstrukcji modelu starano się uzyskać rozkład parametrów pozwalających na otrzymanie w miarę efektywnego modelu, wystarczającego do rozwiązania postawionego zadania.

Istotnym etapem prac było określenie warunków brzegowych modelowanego obszaru. Warunek brzegowy I rodzaju typu $H = \text{const}$ (Dirichleta) przyjęto w NW części obszaru, w rejonie odpływu wód podziemnych z systemu (ryc. 56).

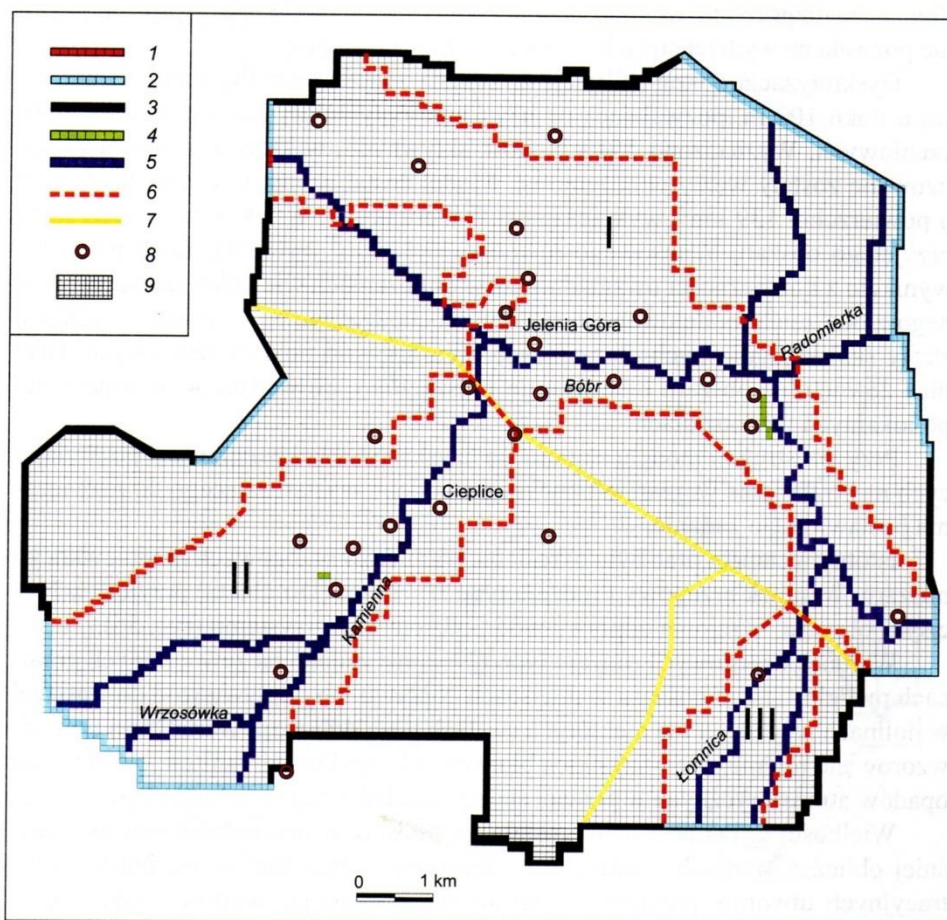
Warunek brzegowy II rodzaju typu $Q = \text{const}$ zadano na zewnętrznych granicach modelowanego obszaru w miejscach dopływu lub odpływu wód do warstwy w dolinach rzecznych i w niektórych strefach poza dolinami. Warunkiem tym odwzorowano również we wszystkich blokach obliczeniowych infiltrację efektywną opadów atmosferycznych w postaci stałego zasilania powierzchniowego.

Wielkość zasilania zadana została na podstawie przeprowadzonych wcześniej obliczeń średnich opadów atmosferycznych oraz analizy warunków infiltracyjnych utworów przypowierzchniowych, przyjmując wartości wskaźników infiltracji efektywnej zgodnie z metodyką podaną przez Pazdrę (Pazdro, Kozerski, 1990). Uzyskano 10 klas odpowiadających różnym warunkom infiltracji od $9,6 \times 10^{-5}$ do 7×10^{-4} m/d (35–255 mm/rok; ryc. 57).

Występujące w analizowanym obszarze czynne ujęcia wód podziemnych, z których największym poborem cechuje się ujęcie „Grabarów”, modelowano wewnętrznym warunkiem brzegowym II rodzaju $Q = \text{const}$. Przyjęta dla ujęć „Grabarów” i przy ul. Ceglanej w Jeleniej Górze sumaryczna wielkość poboru, zawierającego w większości wody powierzchniowe, wynosiła 9770 m³/d.

Wszystkie główne rzeki odwzorowane zostały warunkiem brzegowym wewnętrznym III rodzaju $Q = f(H)$, umożliwiającym obliczenie przepływu wody między rzeką a warstwą wodonośną. Warunki te pozwalają na odwzorowanie wpływu zwierciadła wody w rzece na poziom wód podziemnych.

W przypadku rzek odwzorowane zostały rzędne ich zwierciadła wody, rzędne dna rzeki, miąższość osadów korytowych oraz ich przewodność hydrauliczna.



Ryc. 56. Mapa warunków brzegowych na tle dyskretyzacji obszaru

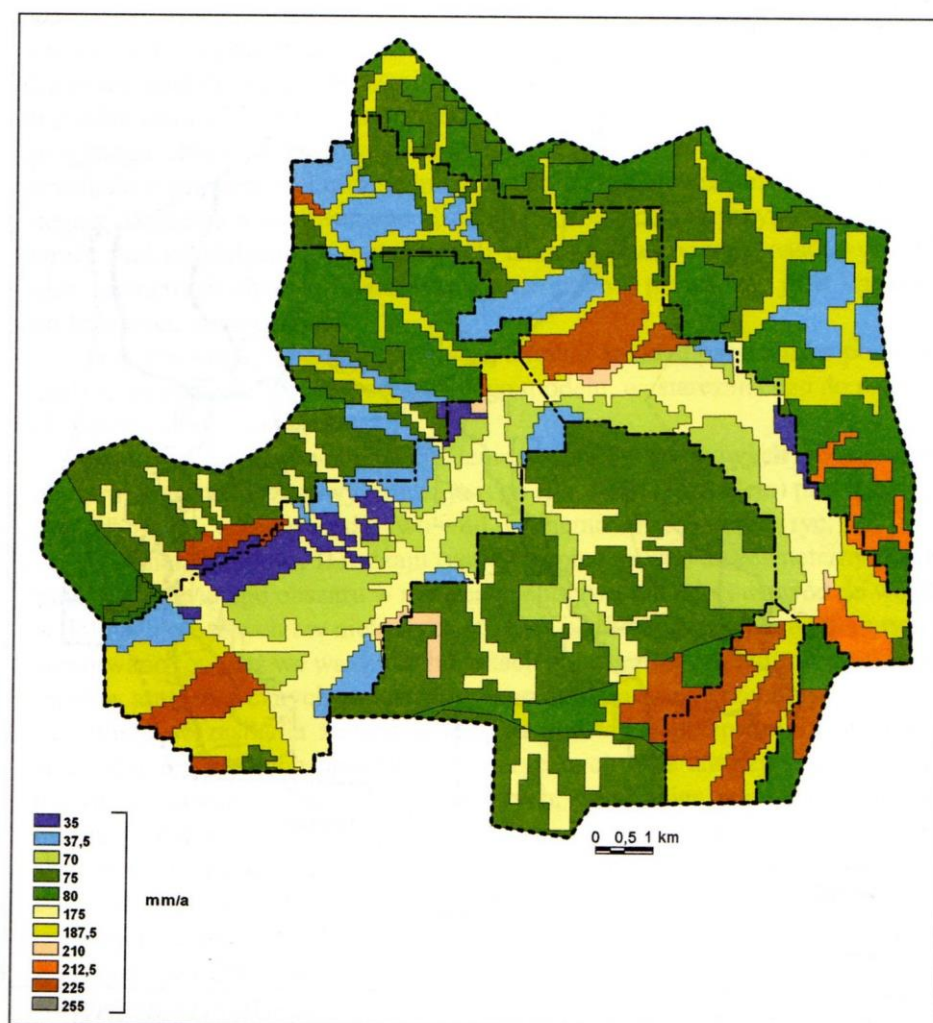
1 – warunek brzegowy zewnętrzny I rodzaju $H = \text{const}$, 2 – warunek brzegowy zewnętrzny II rodzaju $Q = \text{const}$, 3 – warunek brzegowy zewnętrzny II rodzaju $Q = 0$, 4 – warunek brzegowy wewnętrzny II rodzaju $Q = \text{const}$ (ujęcia), 5 – warunek brzegowy wewnętrzny III rodzaju $Q = f(H)$, 6 – granice modelowanego obszaru bilansowego wraz z podobieżami I–III, 7 – schematyczna granica lokalnych wododziałów, 8 – studnie wiercone, 9 – siatka dyskretyzacyjna

Fig. 56. Map of boundary conditions with discretization of the model area network

1 – external Dirichlet's boundary condition $H = \text{const}$, 2 – external Neumann's boundary condition $Q = \text{const}$, 3 – external Neumann's boundary condition $Q = 0$, 4 – internal mixed Neumann's boundary condition $Q = \text{const}$ (intakes), 5 – internal mixed boundary condition $Q = f(H)$, 6 – boundaries of modeling area including fields I–III, 7 – schematic boundary of local water divide, 8 – drilled wells, 9 – discretization network

Wartości przepuszczalności osadów korytowych rzek określone zostały przez autora w SW części Karkonoszy lub zaczerpnięte z literatury (Gurwin, Wąsik, 1996; Wąsik, 2003).

Kalibracja i weryfikacja modelu przeprowadzona została na podstawie wykonanych w terenie pomiarów głębokości zalegania zwierciadła wód podziemnych w 25 punktach oraz wielkości natężenia przepływu rzek w 17 przekrojach hydro-metrycznych. Kalibracja modelu przeprowadzona została przez kolejne przybliżenia, pozwalające na korektę pierwotnie przyjętych w modelu wartości parametrów hydrogeologicznych.

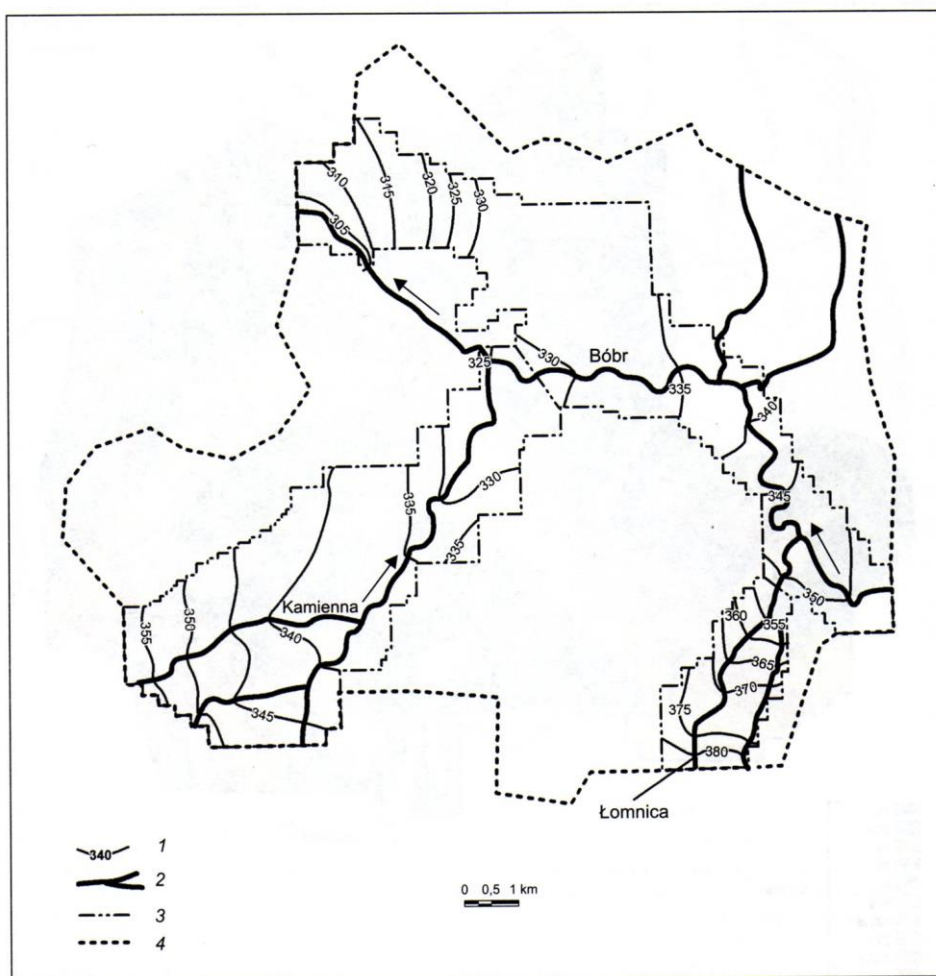


Ryc. 57. Mapa warunków infiltracyjnych zbiornika „Jelenia Góra” z podziałem na ich klasy

Fig. 57. Map of “Jelenia Góra” aquifer infiltration conditions with class of infiltration

W trakcie tarowania starano się głównie zmieniać mniej wiarygodne parametry. Lokalnie, w wybranych fragmentach modelowanego obszaru, zmiany objęły współczynnik filtracji, miąższość oraz przepuszczalność osadów korytowych. Określone metodą hydrodynamiczną wartości odpływu i dopływu bocznego oraz zasilania infiltracyjnego nie były zmieniane

Wytarowanie modelu pozwoliło na odwzorowanie warunków hydrogeologicznych zbliżonych do naturalnych. Analiza rozkładu zwierciadła wód podziemnych wykazała istnienie niewielkich różnic, w granicach 1 m, w pierwotnym i uzyskanym z modelu położeniu zwierciadła (ryc. 58).

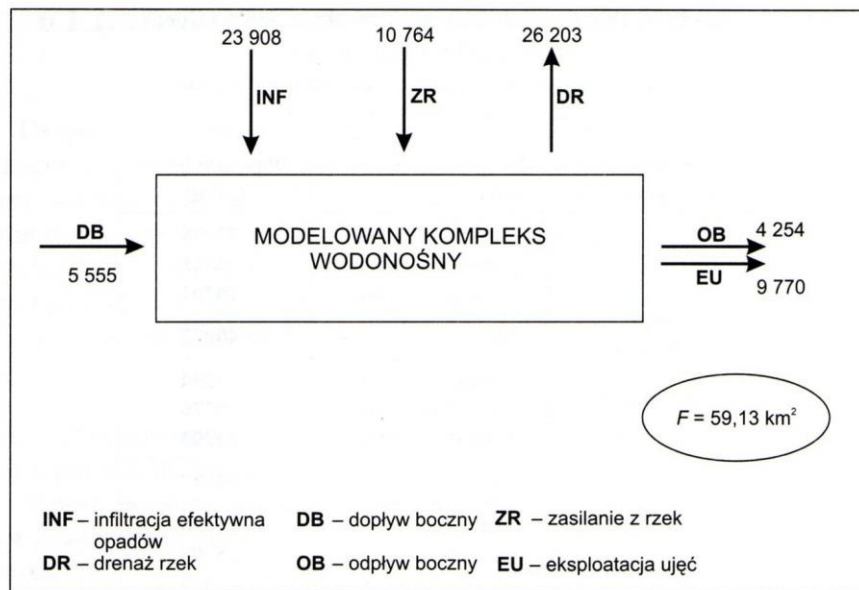


Ryc. 58. Mapa zwierciadła wód podziemnych poziomu plejstoceno-holocenońskiego

1 – hydroizohipsy, 2 – rzeki, 3 – granica modelowanego obszaru, 4 – granica obszaru zasilania

Fig. 58. Map of groundwater table distribution of Pleistocene-Holocene aquifer

1 – hydroisohypses, 2 – rivers, 3 – boundary of modeling area, 4 – boundary of the recharge area



Ryc. 59. Schemat bilansu przepływów wód podziemnych według badań modelowych zbiornika „Jelenia Góra” (wszystkie wartości w m^3/d)

Fig. 59. Scheme of groundwater flow balance of “Jelenia Góra” aquifer according to modeling method (all values in m^3/d)

W wyniku badań modelowych zestawiono bilans hydrogeologiczny, pozwalający na określenie wielkości zasobów dynamicznych analizowanego zbiornika, wynoszących $40\,227 \text{ m}^3/\text{d}$. Elementy bilansu przedstawiono w postaci schematu blokowego (ryc. 59) oraz w tabeli 26. Uwzględniając powierzchnię analizowanego obszaru, uzyskuje się wartość modułu zasobów odnawialnych równą $7,87 \text{ l/s km}^2$. Na wartość tę składają się: zasilanie infiltracyjne z opadów wynoszące $23\,908 \text{ m}^3/\text{d}$ ($4,68 \text{ l/s km}^2$), zasilanie z sieci rzecznej w ilości $10\,764 \text{ m}^3/\text{d}$ ($2,11 \text{ l/s km}^2$) oraz dopływ boczny z otaczających wzgórz w wysokości $5\,555 \text{ m}^3/\text{d}$ ($1,09 \text{ l/s km}^2$). Wielkość drenażu rzecznej, osiągającego $26\,203 \text{ m}^3/\text{d}$, stanowi 65% wartości obliczonych zasobów.

Obliczona wielkość zasobów zbiornika porowego „Jelenia Góra”, wynosząca $7,87 \text{ l/s km}^2$, mieści się w obliczonych metodami hydrologicznymi dla Kotliny Jeleniogórskiej (rozdz. 6.4) wartościach odpływu podziemnego, zamykającego się izoliniami $5\text{--}10 \text{ l/s km}^2$. W centrum Kotliny przedział ten wynosi $3,5\text{--}7,0 \text{ l/s km}^2$. Należy pamiętać, że wartości te charakteryzują odpływ podziemny formowany zarówno ze zbiornika porowego w pokrywach osadowych, jak i z otaczających Kotlinę zbiorników szczelinowych.

Obliczenia zasobów metodą modelowania przeprowadzone zostały również oddzielnie w trzech podobszarach bilansowych, odpowiadających w większości zbiornikom wód podziemnych w osadach dolinnych trzech głównych rzek: Bobru (nr I), Kamiennej (nr II) i Łomnicy (nr III; ryc. 56).

Tabela 26. Bilans wód podziemnych zbiornika „Jelenia Góra”
obliczony metodą modelowania

Table 26. Groundwater balance of “Jelenia Góra” aquifer
estimated using modeling method

Obszar bilansowy	Składniki bilansu wód podziemnych		Dopływ/odpływ [m ³ /d]
zbiornik „Jelenia Góra” $F=59,13 \text{ km}^2$	zasilanie	– infiltracja opadów	23908
		– dopływy boczne	5555
		– zasilanie z rzek	10764
		Suma	40227
	drenaż	– odpływy boczne	4254
		– pobór ujęciami	9770
		– drenaż rzeczny	26203
		Suma	40227
I $F=27,89 \text{ km}^2$	zasilanie	– infiltracja opadów	10230
		– dopływy boczne	5708
		– zasilanie z rzek	9379
		Suma	25317
	drenaż	– odpływy boczne	4192
		– pobór ujęciami	9410
		– drenaż rzeczny	11715
		Suma	25317
II $F=25,67 \text{ km}^2$	zasilanie	– infiltracja opadów	10496
		– dopływy boczne	1273
		– zasilanie z rzek	1300
		Suma	13069
	drenaż	– odpływy boczne	1349
		– pobór ujęciami	360
		– drenaż rzeczny	11360
		Suma	13069
III $F=5,57 \text{ km}^2$	zasilanie	– infiltracja opadów	3182
		– dopływy boczne	543
		– zasilanie z rzek	85
		Suma	3810
	drenaż	– odpływy boczne	682
		– pobór ujęciami	0
		– drenaż rzeczny	3128
		Suma	3810

Największe wartości zasobów odnawialnych, osiągające 25 317 m³/d (10,5 l/s km²), uzyskano w obszarze I (tab. 26), obejmującym poziomy wodonośne zarówno współczesnej, jak i kopalnej doliny Bobru. W obszarach II i III uzyskano odpowiednio: 13 069 (5,89 l/s km²) i 3810 m³/d (7,92 l/s km²). Szczegółowy bilans przepływów wód podziemnych w poszczególnych podobzariach oraz w całym modelowanym obszarze przedstawiono w tabeli 26.

Określone dla zbiornika „Jelenia Góra” zasoby odnawialne są niższe o około 10% od udokumentowanych tą samą metodą w latach 90. ubiegłego wieku zasobów (Zaleska, 1999).

6.3. Ocena zasobności wodnej masywu krystalicznego na podstawie drenazu źródłanego

6.3.1. Analiza krzywych wysychania źródeł

Podstawą oceny zasobności wodnej skał krystalicznych, głównie w odniesieniu do zbiornika „Karkonosze”, była analiza krzywych wysychania źródeł, mierzonych okresowo i stacjonarnie w różnych latach i z różną częstotliwością. Przeprowadzone obliczenia najlepiej charakteryzują zasobność granitów karkonoskich, co wynika z większej liczby obserwowanych źródeł drenujących ten rodzaj skały zbiornikowej. Tylko pojedyncze punkty charakteryzują drenaż gnejsów, shornfelsowanych łupków łyszczykowych i skał kwarcowych. Zbiorcze rezultaty obliczeń zestawiono w tabeli 27. Źródła występują w różnych przedziałach wysokościowych masywu i drenują w większości dwa zróżnicowane głębokościowo systemy wodonośne, płytszy – lokalny i głębszy – o charakterze regionalnym. Określone dla nich współczynniki wysychania pozwoliły na obliczenie czasów przebywania wody w systemie wodonośnym (T_1 i T_2) przy wykorzystaniu zależności Mailleta (Seiler, Müller, 1996). Zarejestrowane maksymalne wydajności posłużyły do określenia potencjału zasobności źródła W , czyli objętości wody nagromadzonej w strefie drenowanej przez źródło w czasie zasilania (Castany, 1972; Dowgiałło i in., 2002). Całkowitą objętość drenowanej wody (V_w) oraz objętość całego systemu (V_r) pozwalają określić, opracowane przez Zuberę i Ciężkowskiego (1997), formuły obliczeniowe, wykorzystujące wiek wód określony metodami izotopowymi. Zbyt mała liczba oznaczeń zawartości trytu w wodach większości analizowanych źródeł (wyjątkiem jest np. źródło nr 12 koło Kowar; ryc. 25) uniemożliwia wiarygodną ocenę wieku trytowego, dlatego do obliczeń wykorzystano określone na podstawie krzywych wysychania czasy przebywania wody w systemie wodonośnym. Badania izotopowe potwierdziły przypuszczenia, że porowo-szczelinowe wody omawianego masywu są wodami współczesnymi, o krótkim czasie przebywania w środowisku skalnym.

Tabela 27. Parametry hydrogeologiczne skał krystalicznych określone na podstawie krzywych wysychania źródeł i metodyki zaproponowanej przez Zuberę i Ciężkowskiego, 1997

Table 27. Hydrogeological parameters of hard rocks estimated on recession curves of springs and according to Zuber & Ciężkowski method, 1997

Nr źródła	Litologia strefy wodon.	T_1, T_2 ($T = 1/\alpha$) [d]	Q_0 [l/s]	α (wg tab. 5) [1/d]	$W = Q_0/\alpha$ [tys. m ³]	$(n_p + n_f)$ [%]	x [m]	$\Delta H/\Delta x$	Q_{sr} [l/s]	V_w [tys. m ³]	V_r [tys. m ³]	k [m/s]	k [m/d]
1*	brekcje i mylonity kwarc.	42 99	9,40	0,0235 0,0101	10,80 20,50	0,03 0,01	760	0,296	2,94	10,67 25,23	355,63 2523,30	$2,12 \times 10^{-5}$ $3,0 \times 10^{-6}$	1,83 0,259
2	gnejsy	34 92	1,20	0,0294 0,0109	0,41 0,79	0,03 0,01	440	0,086	0,05	0,147 0,397	4,90 39,70	$5,22 \times 10^{-5}$ $6,44 \times 10^{-6}$	4,51 0,556
3	hornfelsy	77 137	4,78	0,0129 0,0073	5,96 8,17	0,03 0,01	640	0,151	0,93	6,19 11,01	206,24 1100,82	$1,91 \times 10^{-5}$ $3,58 \times 10^{-6}$	1,65 0,309
4	granity/ hornfelsy	17 97	4,35	0,0590 0,0103	5,68 16,78	0,03 0,01	480	0,458	1,08	1586 9051	52,88 905,13	$2,14 \times 10^{-5}$ $1,25 \times 10^{-6}$	1,85 0,108
5	granity	61 182	2,23	0,0163 0,0055	0,92 15,24	0,03 0,01	750	0,153	1,01	5,32 15,88	177,44 1588,20	$2,79 \times 10^{-5}$ $3,12 \times 10^{-6}$	2,41 0,269
6	granity	11 38	16,00	0,0867 0,0260	11,66 21,60	0,03 0,01	560	0,250	2,51	2,38 8,24	79,52 824,08	$7,07 \times 10^{-5}$ $6,82 \times 10^{-6}$	6,11 0,589
7	granity	73 208	1,50	0,0137 0,0048	3,78 8,82	0,03 0,01	515	0,179	0,52	3,28 9,34	109,32 934,50	$1,37 \times 10^{-5}$ $1,60 \times 10^{-6}$	1,18 0,138
8	granity	68	1,19	0,0146	4,20	0,03	470	0,379	0,69	4,05	135,13	$6,33 \times 10^{-6}$	0,547
9	granity	57 370	5,15	0,0174 0,0027	25,60 32,00	0,03 0,01	720	0,210	1,18	5,81 37,72	193,71 3772,22	$2,09 \times 10^{-5}$ $1,07 \times 10^{-6}$	1,80 0,093

10	granity	36 60	1,00	0,0276 0,0166	2,2	0,03	650	0,145	0,08	0,249 0,415	8,29 41,47	$4,32 \times 10^{-5}$ $8,65 \times 10^{-6}$	3,74 0,747
11	granity	29 61	7,20	0,0347 0,0163	14,0 10,3	0,03 0,01	625	0,235	0,32	0,802 1,69	26,73 168,65	$3,18 \times 10^{-5}$ $5,05 \times 10^{-6}$	2,75 0,436
12	granity	88 454	0,60	0,0114 0,0022	2,2 9,8	0,03 0,01	500	0,300	0,23	1,75 9,02	58,30 902,20	$6,58 \times 10^{-6}$ $4,25 \times 10^{-7}$	0,568 0,037
13	granity	47 154	8,00	0,0214 0,0065	31,7 75,6	0,03 0,01	1170	0,086	1,25	5,08 16,63	169,20 1663,20	$1,0 \times 10^{-4}$ $1,02 \times 10^{-5}$	8,68 0,88

α – współczynnik wysychania źródła, T_1 , T_2 – czasy przebiegania wody w systemie wodonośnym, Q_0 – wydajność źródła na początku okresu wysychania, Q_{sr} – średnia wydajność źródła, W – potencjał zasobności źródła, n_p – porowatość masywu, n_f – szczelinowatość masywu, x – odległość źródła od strefy zasilania, $(\Delta H/\Delta x)$ – spadek hydrauliczny, V_w – całkowita objętość drenowanej przez źródło wody, V_f – pojemność wodna systemu wodonośnego, k – współczynnik filtracji, * – wypływ ze sztolni

α – spring recession coefficient, T_1 , T_2 – residence times, Q_0 – spring discharge at the beginning of the recession, Q_{sr} – mean spring discharge, W – potential of spring resources, n_p – matrix porosity of massif, n_f – fissure porosity of massif, x – mean distance of flow from the middle of recharge area to a spring, $(\Delta H/\Delta x)$ – mean regional hydraulic gradient, V_w – total volume of water drained by spring, V_f – water volume of the system, k – hydraulic conductivity, * – outflow from an adit

Określony z krzywych wysychania (ryc. 27) czas przebywania wody w ośrodku skalnym, dla górnych bardziej przepuszczalnych partii systemu, wahał się od 11 do 88 dobow dla położonego w grzbietowych partiach Karkonoszy źródła nr 6 do 88 dobow dla typowego źródła szczelinowego w rejonie Kowar (nr 12; tab. 27). Znacznie dłuższe, od 38 do 454 dobow, są czasy określone dla głębszego drenażu. Obliczony na podstawie 9 źródeł (nr 5–13; tab. 27) średni czas przebywania wody w górnych, silnie spękanych i przykrytych zwietrzeliną partiach zbiornika granitowego, wynosi około 52 doby, a dla głębszych niż przypowierzchniowe szczelinowatych partii granitu – 191 dobow. Świadczyłoby to o szybkim przepływie wody w systemie, nawet niekiedy kilkakrotnej wymianie w ciągu roku. Górne partie zbiornika odpowiadają więc strefie intensywnej wymiany. Nie widać większych różnic czasu T dla poszczególnych wydzieliń litologicznych, niemniej jednak należy pamiętać o niereprezentatywności analizowanych punktów w przypadku skał osłony granitu.

Wykorzystując zebrane przez autora w trakcie prac terenowych, laboratoryjnych i kameralnych informacje odnośnie do szczelinowatości n_f i porowatości n_p masywu, wydajności drenowanych stref Q , spadku hydraulicznego ($\Delta H/\Delta x$) oraz odległości źródła od strefy zasilania x , określono całkowitą objętość wody zasilającej źródło V_w oraz całkowitą objętość (pojemność wodną) systemu V_r (tab. 27). Przy ich ocenie założono jednakowe dla wszystkich punktów sumaryczne wartości porowatości i szczelinowatości masywu (n_p+n_f) o wartości 3% dla płytszego drenażu w górnej części systemu oraz 1% dla systemu głębszego, regionalnego. Autor zdaje sobie sprawę z zastosowanego uproszczenia, wynikającego z braku kompletnych oznaczeń tych parametrów dla poszczególnych wydzieliń litologicznych. Wyższą wartość parametru (n_p+n_f) przyjęto za obliczonym dla granitu w rejonie Jakuszyce współczynnika odsączalności wynoszącym 0,03. Ponadto obie przyjęte wielkości n_p i n_f mieszczą się w podawanych w literaturze dla skał krystalicznych przedziałach wartości. Staśko (1996) dla skał masywu Śnieżnika, obejmujących środowisko zarówno szczelinowate, jak i nadległe zwietrzelinowe, podaje wysoką wartość odsączalności w przedziale 0,019–0,073. Badacz ten zawęził przedział dla odsączalności spękanego masywu do 0,008–0,0191.

Z przedstawionych w tabeli 27 obliczeń wynika, że w strefie najsilniejszego spękania masywu krystalicznego największą objętością cechuje się zbiornik brekcji i mylonitów kwarcowych strefy dyslokacyjnej Rozdroża Izerskiego, drenowany przez sztolnię założoną pod Izerskimi Garbami. Dla górnych, silnie spękanych i przykrytych rumoszem skalnym kwarców, objętość systemu oceniono na prawie 356 tys. m³ (tab. 27). Duże wartości pojemności uzyskane dla skał kwarcowych wynikają z ich szczególnych właściwości kolektorskich oraz z nacięcia wielu spękanych stref wodonośnych przez stosunkowo długie (ponad 200 m) wyrobisko górnicze. Istniejące dwa prostopadłe biegnące do głównej sztolni krótsze wyrobiska potęgują drenaż wód. Silny stopień spękania żył kwarcowych, tnących skały krystaliczne Sudetów Zachodnich, został niejednokrotnie potwierdzony w licz-

nich wierceniach hydrogeologicznych do głębokości 60 m (Marszałek, Wąsik, 2004a, b, c, 2005). Równie wysokie, chociaż nie najwyższe, wartości (ponad 2,5 mln m³) określono dla dolnych spękanych partii strefy skał kwarcowych.

Najwyższe wartości objętości systemów wodonośnych drenowanych przez analizowane źródła uzyskano dla granitów. W skrajnych przypadkach przekraczały one 3,77 mln m³. Zakładając określony dla źródła w Kowarach (nr 12, tab. 27) wiek trytowy wynoszący 15 lat (Ciężkowski i in., 1996; Ciężkowski, Przylibski, 2003), wartość pojemności wodnej systemu szczelin w granicie wzrasta do 10,88 mln m³.

Najniższe wartości dla obu analizowanych stref głębokościowych (4,9 i 39,7 tys. m³) wykazywały gnejsy izerskie (tab. 27). Potwierdzałoby to mniejsze możliwości kolektorskie gnejsów w porównaniu z granitami. Autor zdaje sobie sprawę z niewielkiej wiarygodności oceny pojemności wodnej gnejsów na podstawie jednego punktu, wykonane jednak na innych obiektach badania potwierdzają ten fakt. Przeprowadzone w małych zlewniach Lasu Bawarskiego, należącego – podobnie jak Sudety – do Masywu Czeskiego, badania niemieckich hydrogeologów wykazały większą pojemność wodną granitów w porównaniu z gnejsami (Seiler, Müller, 1996).

Określone wcześniej (tab. 10 i 13) wielkości parametrów hydrogeologicznych skał zbiornikowych pozwalają również na obliczenie współczynników wodoprzepuszczalności, zgodnie z metodyką zaproponowaną przez Zubera i Ciężkowskiego (1997). Niezależnie od litologii skał uzyskane wartości k zawierały się w przedziale od 0,037 do 8,68 m/d, przy czym wyższe wartości, na ogół powyżej 1 m/d, odpowiadały pierwszej fazie wysychania w obrębie lepiej przepuszczalnych górnych partii strefy wodonośnej. Dla niższych spękanych stref, o znacznie dłuższym czasie drenażu, współczynniki wodoprzepuszczalności dochodzą do 0,88 m/d (tab. 27).

Wyniki te są zbliżone do określonych innymi metodami wartości, podawanych w literaturze dla tego typu skał (m.in. Jetel, 1986; Marszałek, 1996a). Potwierdziły je również przeprowadzone w gnejsach izerskich próbné pompowania (Marszałek, Wąsik, 2004a, b, c, 2005a, b).

6.3.2. Analiza krzywych wysychania rzek

Próbę wykonania obliczeń podobnych jak w przypadku źródeł zastosowano do zlewni głównych rzek analizowanego obszaru (tab. 28). Do konstrukcji krzywych wysychania rzek posłużyły uzyskane z IMGW dane o przepływach rzek z okresu 1995–1998. Na podstawie krzywych wysychania rzek (rozdz. 6.4) obliczono czasy przebywania wód podziemnych w systemie oraz jego pojemność wodną. Do tego celu wykorzystano średnią wartość odpływu podziemnego Q , obliczonego metodą Wundta, natomiast dla skał budujących wszystkie analizowane

zlewnie przyjęto odsączalność równą 0,01. Czas przebywania wody w systemie jest sumą T_1 i T_2 . Uzyskane wielkości pojemności wodnej systemów porowo-szczelinowych dla poszczególnych zlewni wynoszą od $1,33 \times 10^8$ do $1,52 \times 10^9$ m³ (tab. 28).

Tabela 28. Pojemność wodna systemu (V_r) i średni czas przebywania wody (T) w systemie wodonośnym dla płytkiego (lokalnego) i głębszego (regionalnego) drenażu, określony na podstawie współczynnika wysychania rzek α

Table 28. Capacity of groundwater system (V_r) and mean residence time (T) for shallow (local) and deeper (regional) flow estimated on the base of recession coefficient of rivers α

Zlewnia rzeki (przekrój pomiarowy)	F [km ²]	Przeważający rodzaj drenowanych skał	Drenaż					V_r [m ³]
			płytki (szybki)		głębszy (wolny)		Q [m ³ /s]	
			α_1 [d ⁻¹]	T_1 [d]	α_2 [d ⁻¹]	T_2 [d]		
Jedlica (Kowary)	13,3	granit, gnejs, łupek łyszczy- kowy	0,0482	21	0,0184	54	0,205	1,33×10 ⁸
Łomnica (Łomnica)	118	granit, gnejs, łupek łyszczy- kowy	0,0525	19	0,0226	44	1,17	6,37×10 ⁸
Kamienna (Piechowice)	99,2	granit, gnejs, łupek łyszczy- kowy	0,0590	17	0,0253	40	1,29	6,35×10 ⁸
Kamienna (Jelenia G.)	255	granit, gnejs, łupek łyszczykowy	0,0354	28	0,0208	48	2,31	1,52×10 ⁹
Kamienica (Barcinek)	97,2	gnejs, łupek łyszczykowy	0,0486	21	0,0162	62	0,74	5,31×10 ⁸

6.4. Ocena zasobów odnawialnych metodami hydrologicznymi

Specyfika analizowanego obszaru, charakteryzującego się występowaniem wód podziemnych w zróżnicowanym morfologicznie masywie krystalicznym, determinuje sposób oceny zasobów. Z wielu istniejących i szeroko opisywanych metod (m.in. Hölting, 1980; Pazdro, Kozerski, 1990; Malinowski, 1993; Wieczysty, 1982; Jokiel, 1987, 1994a) do obliczeń zasobowych zbiornika wód podziemnych w skałach krystalicznych wraz z ich pokrywą osadową wybrano metody hydrologiczne, opierające się na pomiarach objętości przepływu cieków, często

w okresie niżówek. Przy ocenach zasobów wód podziemnych istotne jest wydzielenie z całkowitego przepływu rzeki odpływu podziemnego, równego w przybliżeniu podziemnemu zasilaniu rzek. Ta część zasobów odpowiada zasobom dynamicznym (odnawialnym). W obszarach górskich ważne jest również rozdzielenie ilości wód przepływających w strefie aeracji, odpowiadającej odpływowi przypowierzchniowemu, od właściwego odpływu podziemnego.

Z grupy metod hydrologicznych do oceny zasobów odnawialnych wybrano trzy metody: **metodę Wundta, Kille'a i krzywych wysychania** (rozdz. 3.1). Pierwszą z metod potraktowano jako podstawową, natomiast drugą jako sprawdzającą, tym bardziej że według Kille'a obliczenia metodą Wundta dają w obszarach górskich zawyżone wyniki (Hölting, 1980). Dla głównych zlewni omawianego obszaru obliczenia przeprowadzono dla dwóch cykli pomiarowych: 25-lecia 1974–1998 i okresu 4-letniego 1995–1998. Wartości charakterystycznych przepływów rzek dla tych wieloleci udostępnione zostały przez IMGW we Wrocławiu. Wyniki uzyskane obiema metodami dają pojedyncze wartości zasobów w obszarach bilansowych, odpowiadające na ogół średniemu niskiemu odpływowi podziemnemu ze zlewni.

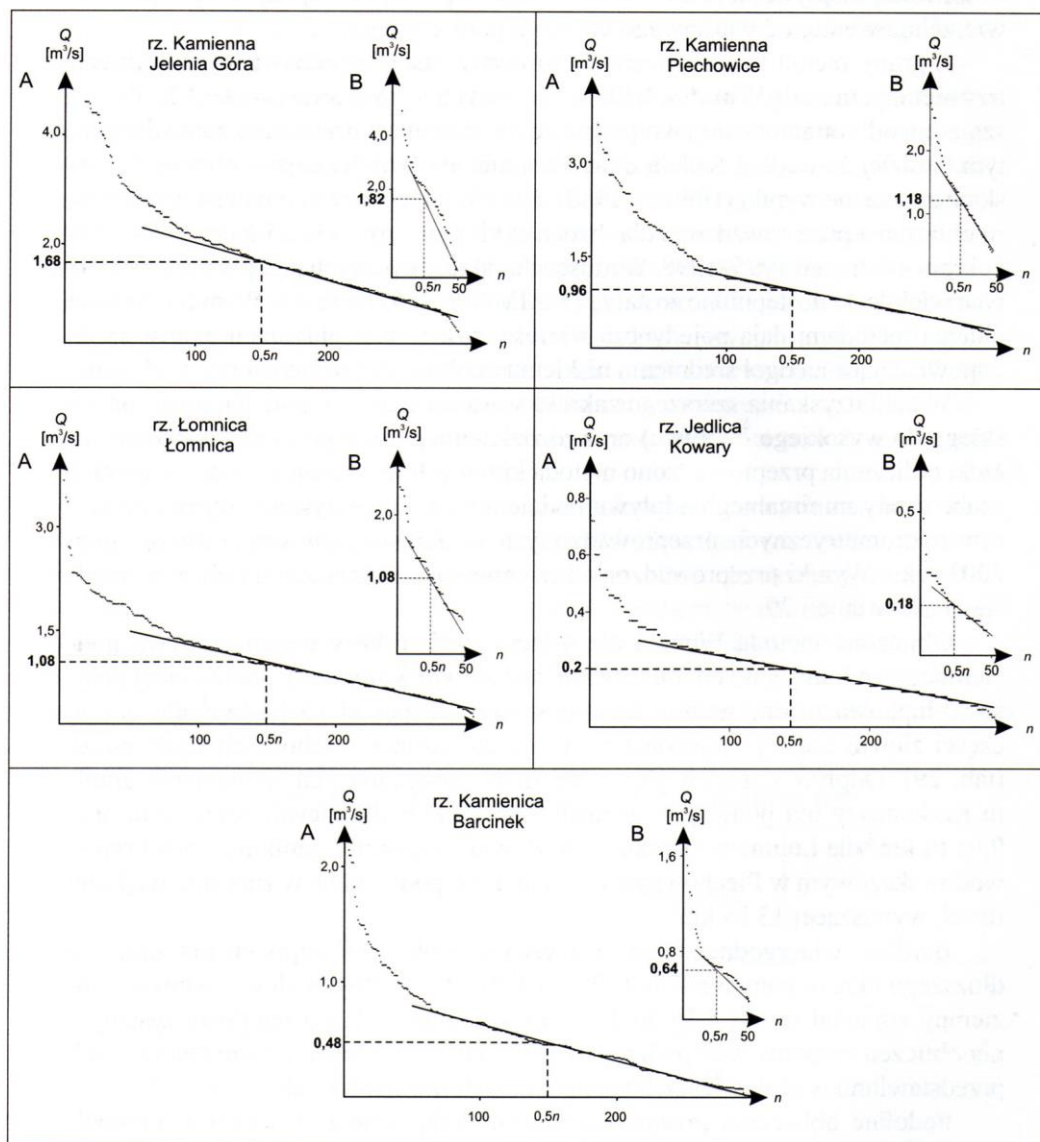
W celu uzyskania szerszego zakresu wartości odpływu podziemnego (od niskiego do wysokiego odpływu) oraz rozdzielenia poszczególnych faz przepływu rzeki obliczenia przeprowadzono metodą krzywych wysychania. Podjęto również próbę oceny minimalnego odpływu podziemnego, wykorzystując wyniki pomiarów hydrometrycznych przeprowadzonych w okresie głębokiej niżówki latem 2003 roku. Wyniki przeprowadzonych wymienionymi metodami obliczeń przedstawiono w tabeli 29.

Obliczone metodą Wundta dla 4-lecia 1995–1998 wartości odpływu podziemnego zmieniają się od 7,61 l/s km² dla zlewni Kamienicy, stanowiącej gnejsowo-lupkową osłonę granitu karkonoskiego, do ponad 15 l/s km² dla górnej części zlewni Jedlicy, położonej w wysokich partiach wschodnich Karkonoszy (tab. 29). Odpływ z dwóch głównych zlewni obejmujących wystąpienia granitu Karkonoszy był podobny i wynosił 9,06 l/s km² dla zlewni Kamiennej oraz 9,91 l/s km² dla Łomnicy. Górską część zlewni Kamiennej, zamkniętą przekrojem wodowskazowym w Piechowicach, zasilana jest podziemnie w znacznie większej ilości, wynoszącej 13 l/s km².

Bardziej wiarygodne wartości uzyskano z obliczeń odpływu dla znacznie dłuższego okresu pomiarowego (1974–1998). Dla badanych zlewni odpływ podziemny zmieniał się od 5,76 do 16,54 l/s km² (tab. 29). Szczegółowe zestawienia obliczeń zasobów wód podziemnych dla poszczególnych zlewni badawczych przedstawiono w zestawieniach tabelarycznych (*Załącznik*, tab. 2–9).

Podobne obliczenia przeprowadzono metodą Kille'a, w której z minimalnych miesięcznych przepływów obliczono częstotliwość (n) ich występowania i wykreślono krzywą sumową częstotliwości (ryc. 60). Przepływ, odpowiadający połowie sumy częstotliwości, odniesiony do prostej wyrównującej stanowił wartość średniego odpływu podziemnego z badanego wielolecia. We wszystkich

analizowanych przypadkach obliczone wartości odpływu były niższe od uzyskanych metodą Wundta (tab. 29) i zamykały się w przedziałach 6,58–3,53 l/s km² dla okresu 1995–1998 oraz 4,94–15,04 l/s km² dla 25-lecia 1974–1998. Różnice wahały się od około 8 do 20%.



Ryc. 60. Ocena zasobów odnawialnych wód podziemnych metodą Kille'a dla okresów 1974–1998 (A) i 1995–1998 (B); n – częstotliwość występowania miesięcznych przepływów rzek
 Fig. 60. Estimation of groundwater runoff by Kille's method for the period of 1974–1998 (A) and 1995–1998 (B); n – frequency of monthly rivers discharge

Do interpretacji skonstruowanych graficznie krzywych wysychania rzek zastosowano, podobnie jak w przypadku źródeł, równanie Mailleta (Castany, 1972), będące aproksymacją funkcji charakterystycznej dla danego zbiornika wód podziemnych. Określone dla okresu 1995–1998 wypadkowe krzywe wysychania, przeniesione na wykres półlogarytmiczny, uwidaczniają się w postaci różnie nachylonych do osi układu prostych reprezentatywnych, odpowiadających poszczególnym fazom przepływu. W ocenach zasobowych istotny jest głównie dolny odcinek, odpowiadający odpływowi podziemnemu, oraz odcinek środkowy, reprezentujący fazę przepływu podpowierzchniowego. Wyniki zasobów uzyskanych z analizy krzywych wysychania rzek dla okresu 1995–1998 porównano z wynikami uzyskanymi metodami Wundta i Kille'a i przedstawiono na rycinie 60 oraz w tabeli 29.

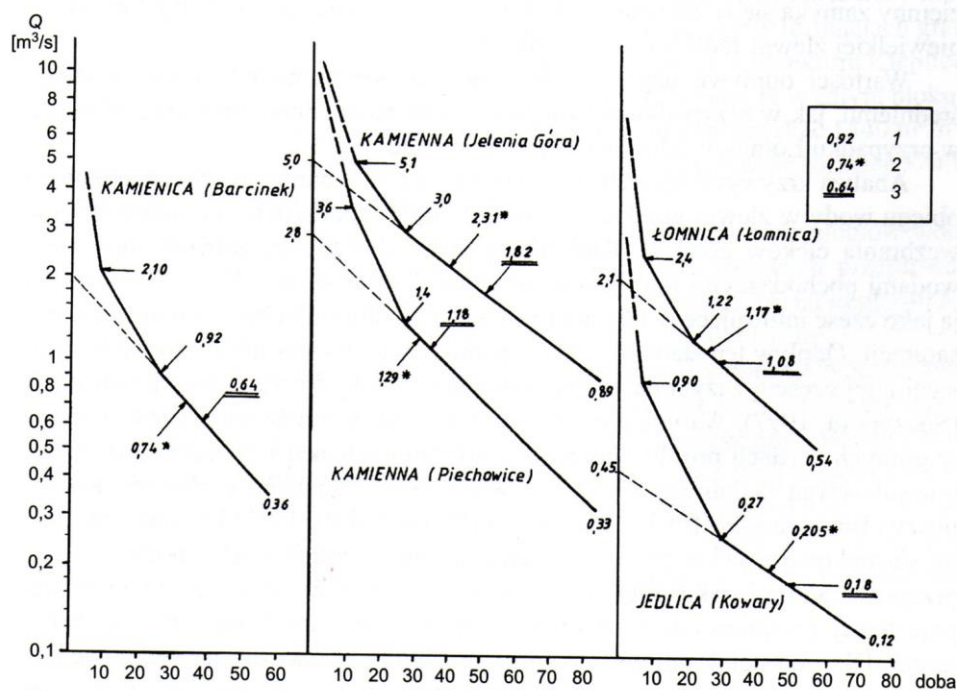
Dla analizowanych pięciu zlewni określono przedziały podziemnego zasilania rzek od wartości najniższych, odpowiadających odpływowi bazowemu, do najwyższych, reprezentujących maksymalny odpływ podziemny, niezawierający w swoim składzie części odpływu podpowierzchniowego. Dla poszczególnych zlewni przedziały te są zróżnicowane: najwyższe w przypadku największej obszarowo zlewni Kamiennej do przekroju w Jeleniej Górze, gdzie odpływ podziemny zamyka się w zakresie $0,89\text{--}3,0\text{ m}^3/\text{s}$, a najmniejsze ($0,12\text{--}0,27\text{ m}^3/\text{s}$) dla niewielkiej zlewni Jedlicy (ryc. 61; tab. 29).

Wartości odpływu uzyskane dwiema pierwszymi metodami odpowiadają średniemu, jak w przypadku zlewni Jedlicy czy Kamienicy, lub wysokiemu, jak w przypadku Łomnicy, odpływowi podziemnemu.

Analiza krzywych wysychania pozwala na ocenę bardzo istotnego składnika obiegu wody w zlewni górskiej, jakim jest odpływ podpowierzchniowy. Strome wezbrania cieków górskich Karkonoszy spowodowane są głównie zasilaniem wodami pochodzącymi z tej formy odpływu (Tomaszewski, 1993). Traktuje się ją jako część infiltrującej wody odpływającej do odbiornika bez osiągnięcia strefy saturacji. Odpływ ten stanowi różnicę pomiędzy całkowitą ilością wody infiltrującej a jej częścią zużytą na wzrost wilgotności gleby i rezerw wód gruntowych (Soczyńska, 1997). Warunkiem takiego przepływu w strefie aeracji jest istnienie w górnych partiach profilu dobrze przepuszczalnych skał i obecność makropor, pozwalających na dobre przewodzenie wody. Przeprowadzone w obszarze Karkonoszy (Tomaszewski, 1993) i Masywu Śnieżnika (Tarka, 1997) badania wskazują na stosunkowo szybkie przemieszczanie się wód wzdłuż stref o podwyższonej przepuszczalności, tak jak to się dzieje w obszarach zalesionych, gdzie występuje lepiej przepuszczalna warstwa organiczna, zalegająca na warstwie mineralnej. Dla powstania odpływu podpowierzchniowego ważna jest odpowiednia ilość wody niezbędna do nasycenia gruntu (tzw. strata początkowa), która może dochodzić do kilkunastu milimetrów opadu w przypadku gruntów przesuszonych (Tomaszewski, 1993). Według Tarki (1997) nawet mały opad, w granicach 4–6 mm, będzie powodował uruchomienie odpływu podziemnego i wzrost na-

tężenia przepływu cieków. Nie wchodząc w szczegółowe rozważania formowania się odpływu podpowierzchniowego w analizowanym obszarze, tym bardziej że nie było to celem badań autora, istotna wydaje się ilościowa ocena tego zjawiska, możliwa poprzez analizę krzywych wysychania rzek. Ilościowe zobrazowanie tej formy odpływu w poszczególnych zlewniach wody przedstawiają środkowe odcinki prostych reprezentatywnych krzywych wysychania rzek z okresu 1995–1998 (ryc. 61).

W regionalnym obrazie rozkładu odpływu podziemnego widoczne są pewne prawidłowości. Obliczone metodą Wundta dla 25-lecia najwyższe wartości odpływu podziemnego występują w wierzchwinowych partiach Karkonoszy (ryc. 62) i związane są z wysokim zasilaniem opadowym, przekraczającym 1400 mm/a. Wartości odpływu podziemnego często są wyższe od 10, a lokalnie nawet 15 l/s km², i zgodnie z wykonaną dla masywu czeskiego klasyfikacją (Krásný i in., 1982) zalicza się je do ekstremalnie wysokich wartości odpływu podziemnego. Wraz ze spadkiem wysokości terenu wartości odpływu maleją, osiągając w dolinie Kotliny Jeleniogórskiej wartości rzędu 3,5–7 l/s km². Rozkład izolinii odpływu podziemnego wykazuje spadek wartości w kierunku północnym, w którym zgodnie



Ryc. 61. Przykładowe proste reprezentatywne krzywych wysychania wybranych rzek

Wartości odpływu określono na podstawie metod: 1 – krzywych wysychania, 2 – Kille'a, 3 – Wundta

Fig. 61. Recession curves of selected rivers

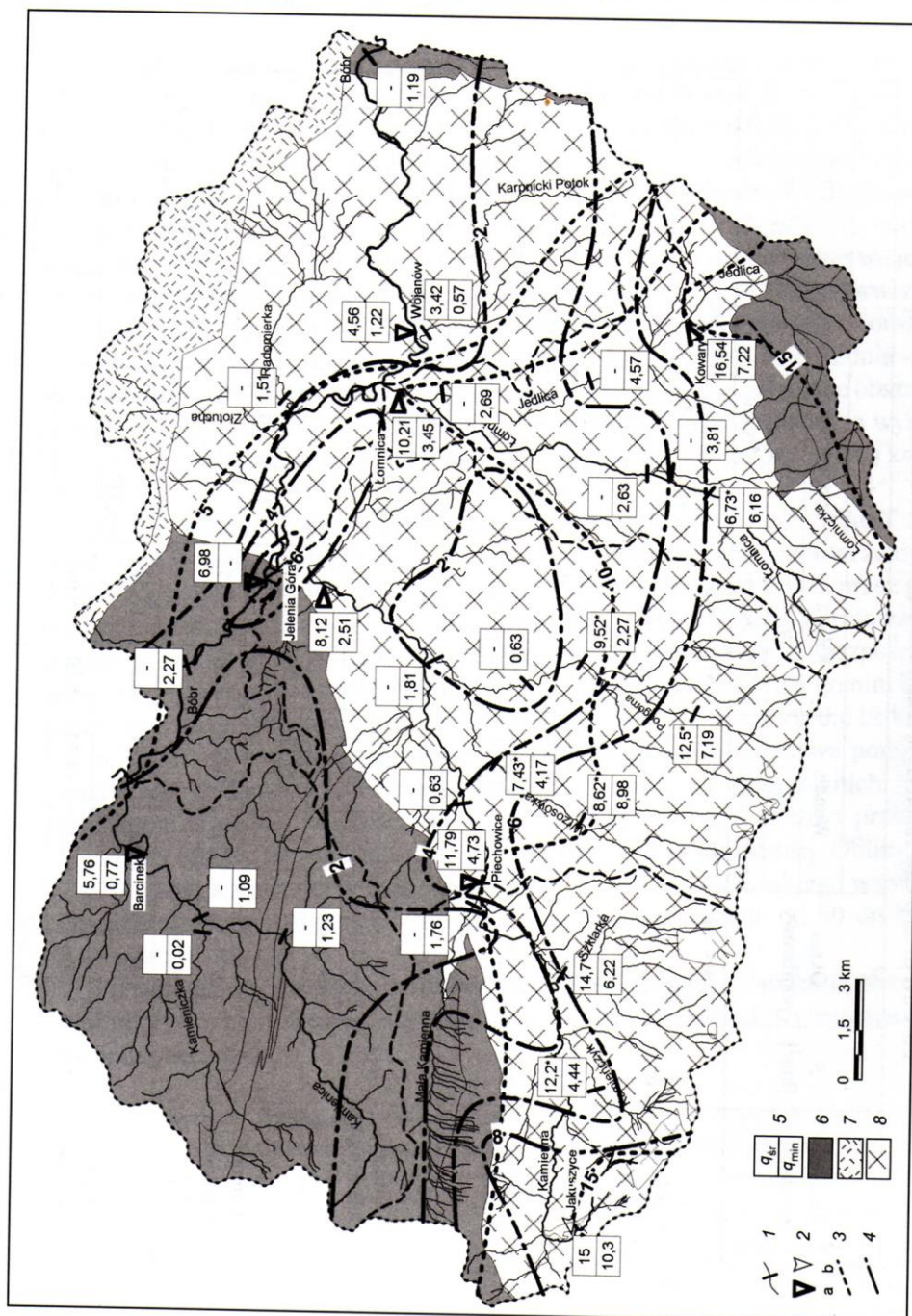
Runoff values determined by the method: 1 – recession curve, 2 – Kille, 3 – Wundt

Tabela 29. Odpływ podziemny H_g z wybranych zlewni rejonu hydrogeologicznego Kotliny Jeleniogórskiej
 Table 29. Groundwater runoff H_g in selected catchments of Jelenia Góra Basin region

Zlewnia (przekrój)	F [km ²]	Okres pomiarowy	Metody										inne*	
			Wundta	Kille'a		krzywych wysychania								
				H _g		H _g		H _g		α	H _g			
				m ³ /s	l/s km ²	m ³ /s	l/s km ²	m ³ /s	l/s km ²		m ³ /s	l/s km ²	m ³ /s	l/s km ²
Kamienica (Barcinek)	97,2	1995-98	0,74	7,61	0,64	6,58	0,36 ^a	3,70	0,36 ^a	3,70	0,0162			
		1974-98	0,56	5,76	0,48	4,94	0,92 ^b	9,46						
		08.2003								0,075	0,77			
Kamienna (Piechowice)	99,2	1995-98	1,29	13,00	1,18	11,89	0,33 ^a	3,33	0,33 ^a	3,33	0,0249			
		1974-98	1,17	11,79	0,96	9,68	1,40 ^b	14,11						
		08.2003								0,469	4,73			
Kamienna (Jelenia G.)	255	1995-98	2,31	9,06	1,82	7,14	0,89 ^a	3,49	0,89 ^a	3,49	0,0208			
		1974-98	2,07	8,12	1,68	6,59	3,00 ^b	11,76						
		08.2003								0,639	2,51			
Łomnica (Łomnica)	118	1995-98	1,17	9,91	1,08	9,15	0,54 ^a	4,58	0,54 ^a	4,58	0,0226			
		1974-98	1,205	10,21	1,08	9,15	1,22 ^b	10,34						
		08.2003								0,407	3,45			
Jedlica (Kowary)	13,3	1995-98	0,205	15,41	0,18	13,53	0,12 ^a	9,02	0,12 ^a	9,02	0,0184			
		1975-98	0,22	16,54	0,20	15,04	0,27 ^b	10,30						
		08.2003								0,096	7,22			

* Obliczone na podstawie jednorazowych pomiarów ekstremalnie niskiego natężenia przepływu rzek w sierpniu 2003 roku, ^a - H_g min, ^b - H_g max

* Calculated on the base of single measurements extremely low rivers flow in August, ^a - H_g min, ^b - H_g max



Ryc. 62. Mapa odpływu podziemnego Kotliny Jeleniogórskiej wraz z jej górskim obramowaniem
 1 – punkty okresowych pomiarów hydrometrycznych, 2 – posterunki wodowskazowe: a – IMGW, b – własne, 3 – izolinie
 średniego odpływu podziemnego q_{sr} , obliczonego metodą Wundta dla okresu 1974–1998 w l/s km², 4 – izolinie minimalnego
 odpływu podziemnego q_{min} w l/s km², 5 – wartości średniego q_{sr} i minimalnego q_{min} odpływu podziemnego, 6 – metamorfik
 izerski, 7 – metamorfik kaczawski, 8 – granit karkonoski

Fig. 62. Map of groundwater runoff in Jelenia Góra Basin region

1 – points of periodical stream flow measurements, 2 – gauging stations: a – IMGW, b – author's, 3 – isolines of average ground-
 water runoff q_{sr} determined by the Wundt method for 1974–1998 in l/s km², 4 – isolines of minimal groundwater runoff q_{min}
 in l/s km², 5 – values of average q_{sr} and minimal q_{min} groundwater runoff, 6 – metamorphic rocks of Izera unit, 7 – metamorphic
 rocks of Kaczawa unit, 8 – Karkonosze granite

z obniżeniem wysokości terenu spada wielkość zasilania opadowego. Uzyskane z ciągłych pomiarów hydrometrycznych wartości tego wskaźnika charakteryzują poziomy wodonośne drenowane przez rzeki w strefie aktywnej wymiany, dotyczyć więc będą drenażu podstawowego zbiornika w górnych partiach krystaliniku, przykrytego utworami pokrywowymi o charakterze zwietrzelin oraz plejstoceńsko-holocenijskich pokryw piaszczysto-żwirowych, wykształconych najpełniej w dnie Kotliny.

Zarejestrowane przez autora w sierpniu 2003 roku skrajnie niskie wartości natężenia przepływu rzek posłużyły do obliczeń minimalnego odpływu podziemnego. W niektórych częściach omawianego obszaru wartości odpływu w postaci modułowej zmalały kilkakrotnie w porównaniu ze średnimi z wielolecia 1974–1998, osiągając wartości znacznie niższe od 1 l/s km² (ryc. 62). W niektórych partiach omawianego obszaru nastąpiło nawet 6–8-krotne obniżenie wartości odpływu podziemnego. Szczególnie drastyczny spadek odnotowano w zlewni Kamienicy, odwadniającej gnejsowo-lupkowe kompleksy Pogórza Izerskiego w SW części obszaru badań. Stan taki poprzedzony był długotrwałą kilkumiesięczną suszą, powodującą znaczne obniżenie zwierciadła płytko położonych poziomów wodonośnych.

6.5. Zasoby odnawialne zbiornika „Karkonosze”

Wydzielony w południowej części obszaru **zbiornik „Karkonosze”** (ZK; ryc. 18, 62) obejmuje strefę szczelin wietrzeniowych wraz ze zwietrzeliną do głębokości najczęściej 30 m. Granice zbiornika pokrywają się w większości z geograficzną granicą polskiej części Grzbietu Głównego Karkonoszy, ciągnącej się od Przełęczy Szklarskiej na zachodzie do Przełęczy Kowarskiej na wschodzie. Od południa ograniczony jest on granicą państwową z Czechami, a od północy krawędzią morfologiczną na granicy z Kotliną Jeleniogórską. Biorąc jednak pod uwagę kierunki przepływu wód podziemnych oraz założoną zgodność działów wód podziemnych z powierzchniowymi, dodatkowo włączono do niego część Gór Izerskich na zachód od Przełęczy Szklarskiej koło Jakuszyce. Powierzchnia

tak wydzielonego zbiornika jest większa od podawanych w opracowaniach geograficznych i wynosi 215 km².

W budowie geologicznej zdecydowanie dominuje karboński granit. Utwory osłony metamorficznej występują jedynie powyżej Kowar, w jego SE części, nie licząc niewielkich płatów w północno-zachodniej części zbiornika (ryc. 63). Obliczone zasoby odnawialne mogą więc być reprezentatywne dla skał granitowych.

Do oceny zasobów odnawialnych wykorzystano wyniki obliczeń uzyskane metodami hydrologicznymi, a przedstawionymi na mapie (ryc. 62). Do oceny średnich niskich zasobów odnawialnych (Q_{sr}) wykorzystano rozkład odpływu jednostkowego uzyskany metodą Wundta, a skrajnie niskie natężenia przepływu rzek z sierpnia 2003 roku posłużyły do oceny niskich zasobów odnawialnych zbiornika karkonoskiego. W obu przypadkach zasoby odnawialne obliczono jako średnią ważoną z wartości odpływów jednostkowych, gdzie wagą były powierzchnie obszaru pomiędzy kolejnymi izoliniami odpływu. Uzyskane wielkości zasobów są wysokie i wynoszą odpowiednio: 219 011 (11,79 l/s km²) i 118 886 m³/d (6,40 l/s km²; tab. 30).

Na ich wielkość wpływa kilka czynników. Istotny wpływ ma wielkość zasilania opadowego, które jest najwyższe w wyrażnie górującym nad otoczeniem masywie górskim Karkonoszy. Silne rozcięcie terenu sprzyja nacinaniu przez powierzchnię erozyjną licznych stref wodonośnych w obrębie granitu. Formowanie się odpływu podziemnego odbywa się drogą drenażu źródłowego lub bezpośrednio do koryt cieków. Ten ostatni wyrażnie przeważa. Oszacowany dla granitu karkonoskiego drenaż źródłowy był stosunkowo niski i wynosił zaledwie 0,6 l/s km². Wartość ta może być zaniżona zarówno ze względu na różnoczasowe pomiary sumarycznej wydajności źródeł, jak i objęcie pomiarami tylko części z nich. Niezależnie od uzyskanej wielkości odpływu źródłanego drenaż korytowy przeważa, co potwierdziły badania autora w górnej części zlewni Kamiennej. Obliczone dla dopływów Kamiennej w zachodniej części zbiornika karkonoskiego wartości bezpośredniego zasilania cieków kształtowały się w przedziale od 50 do 88% (Marszałek, 1996a).

Ponadto należy pamiętać, że obliczone wartości zasobów zawierają również część odpływu, która formuje się w obrębie pokryw aluwialnych wypełniających dna dolin rzecznych.

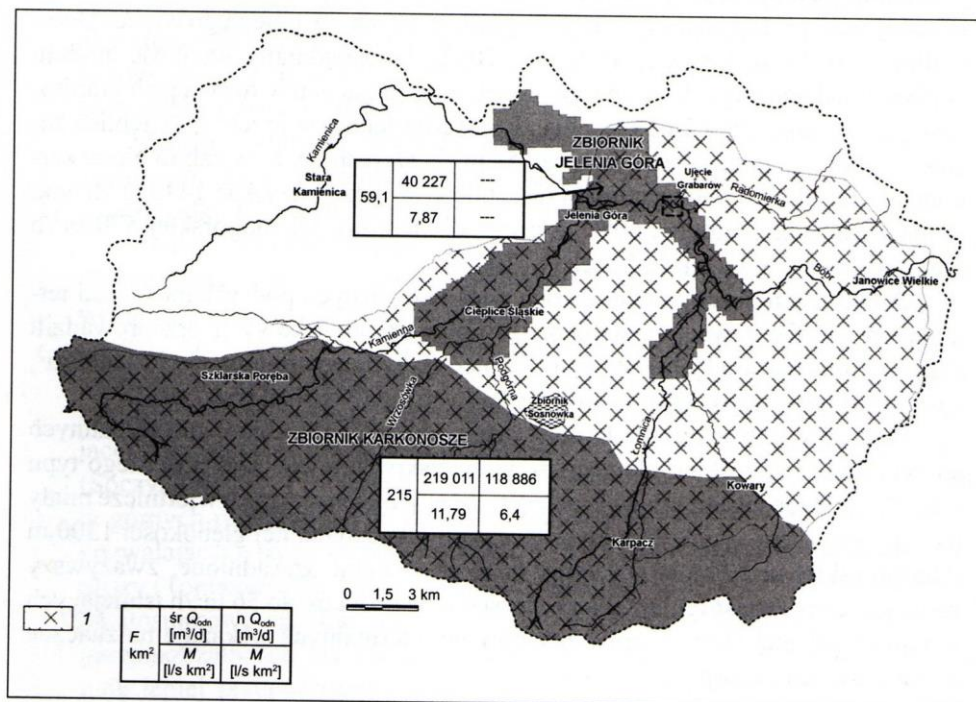
Tabela 30. Zasoby odnawialne wód podziemnych zbiornika „Karkonosze”

Table 30. Renewable groundwater resources in “Karkonosze” aquifer

Powierzchnia zbiornika F	Zasoby odnawialne Q_{od}					
	średnie ($_{sr}Q_{od}$)			niskie ($_{n}Q_{od}$)		
km ²	m ³ /d	m ³ /s	l/s km ²	m ³ /d	m ³ /s	l/s km ²
215	219 011	2,535	11,79	118 886	1,376	6,40

Uzyskane wartości są porównywalne z wynikami obliczeń uzyskanymi dla tego zbiornika podczas realizacji dokumentacji hydrogeologicznych zlewni górnego Bobru z lat 90. ubiegłego wieku (Janicki i in., 1994; Zaleska i in., 1999). W pierwszym z cytowanych opracowań dla zbiornika „Karkonosze” o powierzchni 187,4 km² uzyskano zbliżone wartości zasobów wynoszące 2,55 (13,6 l/s km²) i 1,22 m³/s (6,51 l/s km²). Pierwsza wartość dotyczyła średniego odpływu podziemnego liczonego jako SNQ, druga natomiast odpowiadała odpływowi długofalowemu (0,78 m³/s), powiększonemu o pobór wód oszacowany na 0,44 m³/s (Janicki i in., 1994). W dokumentacji zasobów wód podziemnych Zaleskiej i in. (1999) określono niską wartość odpływu podziemnego, liczonego jako średnią arytmetyczną z najniższych rocznych przepływów rzecznych, równą 1,44 m³/s (7,02 l/s km²). Powierzchnia obszaru bilansowego wynosiła 205,7 km².

Obliczone wartości zasobów dobrze korespondują również z wynikami obliczeń przeprowadzonych w innych obszarach, charakteryzujących się podobną budową geologiczną i pozycją morfologiczną. Po południowej stronie granicy, w czeskich Karkonoszach, wartości zasobów odnawialnych w postaci odpływu



Ryc. 63. Zasoby odnawialne zbiorników „Karkonosze” i „Jelenia Góra”

I – zasięg występowania granitu karkonoskiego, F – powierzchnia zbiorników, $\overline{srQ_{odn}}$ – średnie zasoby odnawialne, nQ_{odn} – niskie zasoby odnawialne, M – moduł odpływu podziemnego

Fig. 63. Renewable groundwater resources of aquifers “Karkonosze” and “Jelenia Góra”

I – limits of Karkonosze granite occurrence, F – area of aquifers, $\overline{srQ_{odn}}$ – average renewable groundwater resources, nQ_{odn} – low renewable groundwater resources, M – modulus of groundwater runoff

podziemnego kształtują się w przedziale 5–10 l/s km² w środkowych i niższych partiach gór, natomiast na wierzchowinie są ekstremalnie wysokie, o wartościach przekraczających 10 l/s km² (Krásný i in., 1982). Badania w wybranych zlewniach Masywu Śnieżnika, drenujących głównie gnejsowo-lupkowe utwory metamorficzne, wykazały również istnienie wysokich i ekstremalnie wysokich zasobów odnawialnych. Średni moduł odpływu podziemnego w zlewni Morawki wynosił 9,8, a w zlewni Kamienicy 13,6 l/s km² (Kryza, 1988).

6.6. Zasoby wód termalnych Kotliny Jeleniogórskiej

Istnienie w analizowanym obszarze jeleniogórskiego systemu geotermicznego z wodami termalnymi Cieplic (Dowgiałło, 1998) skłoniły autora niniejszego opracowania do podania ilości oszacowanych przez innych badaczy zasobów tych wód.

Zasoby dyspozycyjne wód termalnych rejonu Cieplic w obrębie zlewni Kamiennej oszacowane zostały przez Dowgiałłę w latach 70. ubiegłego wieku (Dowgiałło, 1970, 1976; Fistek J., Fistek A., 2002). Uwzględniając wielkość modułu odpływu podziemnego dla wód termalnych występujących w formacjach granitoidowych, wynoszącą 0,2 l/s km², dla zlewni Kamiennej w przekroju Cieplice zasoby wód termalnych oszacowano na 155 m³/h. Określono, że w całym bloku karonosko-izerskim o powierzchni około 2000 km² można uzyskać 1440 m³/h wód termalnych o temperaturze 60°C, z czego dla Kotliny Jeleniogórskiej 570 m³/h (Dowgiałło, 1976; Fistek J., Fistek A., 2002).

Ocenę pojemności wodnej dwóch wiekowo różnych podsystemów wód termalnych Cieplic z wykorzystaniem izotopów środowiskowych przeprowadzili Zuber i Ciężkowski (1997). Pojemność pierwszego oceniono na około 4000 m³, a drugiego, głównego systemu wód termalnych, na $(3-6) \times 10^9$ m³.

Występowanie w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej zbiornika wód termalnych sprzyja działaniom ukierunkowanym na pozyskiwanie większej ilości tego typu wód. Prowadzone w ubiegłych latach w rejonie Wojcieszyc prace wiertnicze miały na celu pozyskanie wód termalnych z otworu o maksymalnej głębokości 1300 m (Ciężkowski i in., 2004). Działania takie są w pełni uzasadnione, zważywszy na turystyczny aspekt regionu. Wykorzystanie w ilości około 56 m³/h istniejących w rejonie Jeleniej Góry–Cieplic zasobów wód termalnych wskazuje na znaczne możliwości ich zagospodarowania.

Rozdział 7. Wybrane elementy ilościowej i jakościowej ochrony zasobów wód podziemnych

Obserwowane w Polsce do początków lat 90. ubiegłego stulecia (Błaszyk, Górski, 1991) tendencje wzrostu poboru i zużycia wód podziemnych, przy jednoczesnej degradacji ich jakości, zostały zahamowane. Splot wielu czynników, takich jak przemiany polityczne i wynikająca z nich recesja gospodarcza, wzrost świadomości ekologicznej użytkowników wód czy też działania proekologiczne, spowodował odwrócenie niekorzystnych tendencji degradacji wód i ubożenia zasobów. W Sudetach Zachodnich, które w latach 80. były miejscem szczególnie silnych zmian antropogenicznych w środowisku wód podziemnych, również zaobserwowano korzystne tendencje. Wprowadzenie zasad racjonalnej gospodarki wodnej ograniczyło degradację zasobów. Ochrona ich ma charakter ilościowy oraz jakościowy. Ochrona ilościowa zasobów wiąże się przede wszystkim z racjonalną eksploatacją istniejących ujęć, natomiast podstawowym celem ochrony jakościowej jest zabezpieczenie środowiska wód podziemnych przed zanieczyszczeniem go substancjami szkodliwymi.

7.1. Ujęcia wód podziemnych i stan zagospodarowania zasobów

Rozmieszczenie ujęć wód podziemnych i ich wielkość jest w analizowanym rejonie nieregularne i ściśle wiąże się ze stopniem zagospodarowania oraz urbanizacji obszaru. Większość z nich stanowią ujęcia studzienne (kopane i wiercone) wód czwartorzędowych, zlokalizowane w centralnych partiach Kotliny Jeleniogórskiej. Ich rozmieszczenie przedstawiono na rycinie 28. Na wyniesieniach morfologicznych otaczających Kotlinę Jeleniogórską większość istniejących zakładów wodociągowych i indywidualnych użytkowników ujmuje płytko występujące wody podziemne w postaci źródeł lub ujęć drenażowych.

Duże znaczenie mają również ujęcia wód powierzchniowych, zlokalizowane głównie w Karkonoszach i Rudawach Janowickich. W całym analizowanym obszarze zinwentaryzowano ponad 220 różnej wielkości ujęć wód powierzchniowych.

wych (Zaleska i in., 1999). Są to w większości ujęcia brzegowe. Część z nich ujmie wody rzeczne do celów pitnych, inne natomiast przeznaczone są na potrzeby zakładów produkcyjnych, do napełniania stawów hodowlanych (np. w rejonie Cieplic i Karpnik) czy na potrzeby energetyczne.

Głównym przeznaczeniem wybudowanego w latach 1986–2001 zbiornika retencyjnego „Sosnówka” miało być zaopatrzenie w wodę pitną Jeleniej Góry, jednak obecnie miasto korzysta z innych ujęć wody.

Podstawowe znaczenie w zaopatrzeniu Jeleniej Góry ma ujęcie „Grabarów”, położone we wschodniej części miasta. Oprócz ujmowania w nim wód podziemnych ośmioma studniami wierconymi o głębokościach 13–17 m, ujęcie to zasilane jest dodatkowo wodami Bobru. Pobór wód rzecznych następuje poprzez eksploatację systemem 10 studni szybowych zlokalizowanych wzdłuż rzeki oraz z 8 stawów infiltracyjnych napełnianych wodą powierzchniową. Wielkość poboru zmieniła się w ostatnich latach od 20 559 w 1990 do około 7071 m³/d w roku 2005. Porównując średni pobór wód ujęcia z lat 1986–1993, wynoszący 17 030 m³/d (Janicki i in., 1994), ze średnim poborem w miesiącach zimowych z okresu 2002–2005, w ilości 8490 m³/d (materiały niepublikowane wodociągów w Jeleniej Górze), stwierdza się prawie dwukrotne zmniejszenie wielkości poboru na ujęciu „Grabarów”.

Wielkość maksymalnego poboru stanowi połowę obliczonych zasobów eksploatacyjnych ujęcia, wynoszących 39 235 m³/d (Zaleska i in., 1999). Z określonych metodą modelowania matematycznego zasobów eksploatacyjnych tylko niecałe 19% pochodzi z dopływu podziemnego. Reszta pochodzi z infiltracji wód rzecznych Bobru (44%), ze stawów infiltracyjnych (34%) lub w niewielkiej części (około 3%) z infiltracji efektywnej opadów (Zaleska i in., 1999). Wielkość poboru wód w wybranych ujęciach omawianego obszaru przedstawia tabela 31.

Tabela 31. Wielkość poboru wód w wybranych ujęciach rejonu Kotliny Jeleniogórskiej
Table 31. Water withdrawal in selected intakes of Jelenia Góra Basin region

Nazwa ujęcia	Pobór		Nazwa ujęcia	Pobór
	m ³ /d			m ³ /d
	1990	01.2001		1990
Grabarów	20 559	7071	Kamieńczyk	3117
Wzgórze Kościuszki	b.d.	1579	Polanka	249
Ceglana	b.d.	387	Huta Julia	214
Centrum Jelchem	b.d.	1026	Śnieżne Kotły	345
Leśniczówka	2605	605	Mała Kamienna	1555
Kamienna Wieża	256	513	Borowice	1240
Podgórzyn	b.d.	3867	Przesieka	276

7.2. Ocena podatności wybranych zbiorników wód podziemnych na zanieczyszczenia i zagrożenia jakości wód

Z ochroną jakościową zasobów wód podziemnych wiąże się ściśle pojęcie podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia, wprowadzone do terminologii hydrogeologicznej przez Margata w latach 60. XX w. (Margat, 1968; *vide*: Vrba, Zaporozec, 1994). Istnieje kilka definicji tego pojęcia, wynikających z różnego podejścia określonych badaczy do tego zagadnienia. Dyskusję definicji i szeroki przegląd literatury zaprezentowali m.in. Limisiewicz (1998) i Krogulec (2004). W niniejszym opracowaniu przyjęto definicję podaną przez Limisiewicza (1998), określającą podatność wód podziemnych na zanieczyszczenia jako „naturalną właściwość środowiska przyrodniczego, określającą ryzyko migracji z powierzchni ziemi do poziomu wodonośnego substancji szkodliwych pochodzenia antropogenicznego”. Podatność określa tendencję lub prawdopodobieństwo osiągnięcia przez zanieczyszczenie konkretnego miejsca w systemie wodonośnym po uprzednim ich wprowadzeniu w dowolną pozycję ponad ich najpłytszym zbiornikiem wód podziemnych. Przedostawanie się zanieczyszczeń przez strefę aeracji do wód pierwszego poziomu wodonośnego zależy od wielu czynników, z których najważniejszymi są: skład gleb i wykształcenie litologiczne strefy aeracji, głębokość zalegania zwierciadła wód podziemnych oraz tempo zasilania infiltracyjnego. Istotne znaczenie mają także procesy fizykochemiczne zachodzące w środowisku gruntowo-wodnym, wpływające na opóźnienie migracji oraz degradację zanieczyszczeń. Ogólnie wyróżnia się dwa rodzaje podatności: naturalną (właściwą) i specyficzną, zwaną też ogólną (Krogulec, 2004; Żurek i in., 2002). Podatność właściwa zależy od czynników zarówno statycznych (m.in. topografii, klimatu, właściwości gleb, litologii stref aeracji i saturacji), jak i dynamicznych, związanych z zasilaniem infiltracyjnym, układem ciśnień hydrostatycznych, kierunkami przepływu wód. Drugi rodzaj podatności uwzględnia, oprócz wymienionych czynników, także rodzaj substancji zanieczyszczającej, czas jej oddziaływania i charakter przestrzenny ogniska zanieczyszczeń.

Pojęciem zbliżonym do podatności jest wrażliwość zbiorników wód podziemnych, definiowana przez *Słownik hydrogeologiczny* (Dowgiałło i in., 2002) jako umowne określenie potencjalnego stopnia zagrożenia wód podziemnych wynikającego z budowy geologicznej, warunków hydrogeologicznych i istnienia rzeczywistego lub potencjalnego ogniska zanieczyszczeń. Zarówno podatność, jak i wrażliwość wód podziemnych na zanieczyszczenia odnoszą się do tego samego zjawiska, określanego w terminologii angielskiej jako *vulnerability*.

Podstawowym czynnikiem decydującym o podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia jest stopień izolacji zbiornika od powierzchni oraz charakter ośrodka skalnego budującego nadkład i warstwę wodonośną.

Zbiorniki wód podziemnych omawianego obszaru, tworzące pierwszy od powierzchni poziom wodonośny, są w większości odkryte. Poziomy holoceni-sko-plejstoceni-skie wykształcone w dolinach rzecznych Kotliny Jeleniogórskiej są tylko w niewielkiej części przykryte pakietem utworów gliniastych, dlatego narażone są na migrację potencjalnych zanieczyszczeń z powierzchni. Zagrożenie wód porowo-szczelinowych pierwszego poziomu wodonośnego w utworach krystalicznych zależy głównie od stopnia pokrycia tego zbiornika słabo przepuszczalnymi utworami stokowymi. Istnienie drożnych stref uskokowych może lokalnie sprzyjać przemieszczaniu się potencjalnych ładunków zanieczyszczeń w głąb ośrodka szczelinowatego. Bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na ochronę wód podziemnych jest eliminacja istniejących ognisk zanieczyszczeń.

Zanieczyszczenia wód podziemnych mogą powstawać w wyniku oddziaływania czynników związanych z emisjami zanieczyszczeń antropogenicznych o punktowym, liniowym i powierzchniowym charakterze rozprzestrzenienia.

Obszar Sudetów Zachodnich przez wiele lat poddawany był wpływom niekorzystnego oddziaływania różnorodnych zanieczyszczeń. Największe spustoszenia w środowisku naturalnym, szczególnie w ekosystemach leśnych Gór Izerskich i Karkonoszy, wywołały zanieczyszczenia atmosferyczne związane z regionalnymi i transgranicznymi emisjami związków siarki i azotu, pochodzącymi ze spalania węgla brunatnych na pograniczu polsko-niemiecko-czeskim. Acydyfikacja opadów wpłynęła na znaczne pogorszenie jakości wód podziemnych w środowisku skał krystalicznych (Marszałek, 1996b, c, 1998; Kryza i in., 1993, 1994, 1995).

Zagrożeniem dla zbiorników wód porowych w utworach czwartorzędowych są głównie zanieczyszczenia związane z siecią osadniczą, działalnością przemysłową i rolniczą. Największy stopień urbanizacji wykazuje centrum Kotliny w rejonie Jeleniej Góry. Znajdujące się tam zakłady przemysłowe, składowiska odpadów komunalnych i przemysłowych stanowią potencjalne źródła zagrożeń. Przykładem mogą być położone w Jeleniej Górze, w obszarze rozprzestrzenienia zbiornika „Jelenia Góra”, osadniki przemysłowe zakładu farmaceutycznego Jelchem. Silnie rozwinięty ruch turystyczny, szczególnie w karkonoskiej części obszaru, z powodu często przestarzałej i niedoinwestowanej infrastruktury turystycznej i sieci ogrzewniczej, opierającej się na spalaniu stałych paliw kopalnych, stanowi źródło zagrożeń dla zbiornika karkonoskiego. Dużym problemem jest brak kanalizacji i oczyszczalni ścieków w wielu miejscowościach Kotliny. Bezpośredni zrzut ścieków komunalnych do rzek obniża ich jakość, zagrażając zbiornikom wód podziemnych współczesnych dolin rzecznych.

Mając na uwadze istniejące warunki przyrodnicze oraz występujące rodzaje zagrożeń, z istniejących metod do oceny podatności zbiorników porowych zlokalizowanych w obniżeniu śródgórskim zastosowano metodę macierzową (Goossens, Van Damme, 1987), natomiast dla poziomów wodonośnych w krystaliku – metodę znacznikową z użyciem jonu Cl^- . Celem tej ostatniej było określenie parametrów migracji zanieczyszczeń przez strefę aeracji wykształconą w obrębie stokowych utworów zwietrzelinowych granitu karkonoskiego.

7.2.1. Ocena podatności czwartorzędowych zbiorników porowych metodą macierzową

Podstawą oceny podatności czwartorzędowego zbiornika wód podziemnych na zanieczyszczenie w rejonie Jeleniej Góry była metoda zaproponowana przez Goossensa i Van Damme'a (1987), zmodyfikowana przez Limisiewicza (1998). Metoda ta należy do grupy metod macierzowych, w której na podstawie litologii warstw wodonośnych, rodzaju utworów pokrywających zbiornik oraz głębokości do zwierciadła wód podziemnych, wydziela się pięć klas podatności:

- I – ekstremalnie podatne,
- II – silnie podatne,
- III – podatne,
- IV – średnio podatne,
- V – mało podatne.

Metoda ta nie wymaga szczegółowego rozpoznania hydrogeologicznego i nadaje się do regionalnych analiz podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie w odniesieniu do pierwszego od powierzchni terenu poziomu. Przy klasyfikacji utworów pokrywowych uwzględniano typ utworów nadkładu, ich miąższość oraz własności hydrauliczne. Założono, że słabo- lub nieprzepuszczalne pokrywy o miąższości mniejszej niż 5 m mogą ulec naruszeniu, stwarzając ryzyko preferencyjnego przepływu zanieczyszczonych wód z powierzchni. Ponadto nienasyconą warstwę przepuszczalnych utworów piaszczystych o miąższości mniejszej niż 10 m traktowano równorzędnie z brakiem pokrywy.

W przypadku analizowanego zbiornika wód podziemnych, ze względu na typ formacji wodonośnej, jej przepuszczalność oraz prędkość rozchodzenia się zanieczyszczeń, wydzielono trzy typy wodonośców: żwiry, piaski oraz piaski pylaste (tab. 32). Skonstruowana tabela zawiera macierz analizowanych wyników, a klasę podatności wyznacza miejsce przecięcia kolumny określającej typ pokrywy z wierszem odpowiadającym typowi skał budujących warstwę wodonośną.

Tabela 32. Schemat wyznaczania klas podatności (I–V) wód podziemnych na zanieczyszczenie (wg Goossens, Van Damme, 1987; Limisiewicz, 1998 – zmodyfikowane)
Table 32. Groundwater vulnerability classes (I–V) (according to Goossens, Van Damme, 1987; Limisiewicz, 1998 – modified)

Środowisko wód podziemnych	Pokrywa – strefa aeracji		
	brak pokrywy*	piaszczysta	gliniasto-piaszczysta
żwiry	I	II	III
piaski	II	III	IV
piaski pylaste	IV	IV	V

* Głębokość do zwierciadła < 5 m lub pokrywa piaszczysta o miąższości <10 m

* Depth to groundwater table < 5 m or sandy cover with a thickness <10 m

Określenie podatności wykonuje się metodą macierzową poprzez kombinację uwzględnianych czynników. Do przeprowadzenia analizy podatności posłużyły dane z otworów wiertniczych Banku Hydro. Zaletą tej metody jest jej prostota i łatwość w korzystaniu, zwłaszcza w przypadku stosowania jej w obszarze o fluwialnym i fluwioglacjalnym w większości charakterze utworów przypowierzchniowych, wypełniających dno Kotliny Jeleniogórskiej. Opierając się na zebranych informacjach wykonano mapy:

- litologii warstw wodonośnych,
- rodzaju utworów pokrywowych,
- głębokości do zwierciadła wód podziemnych.

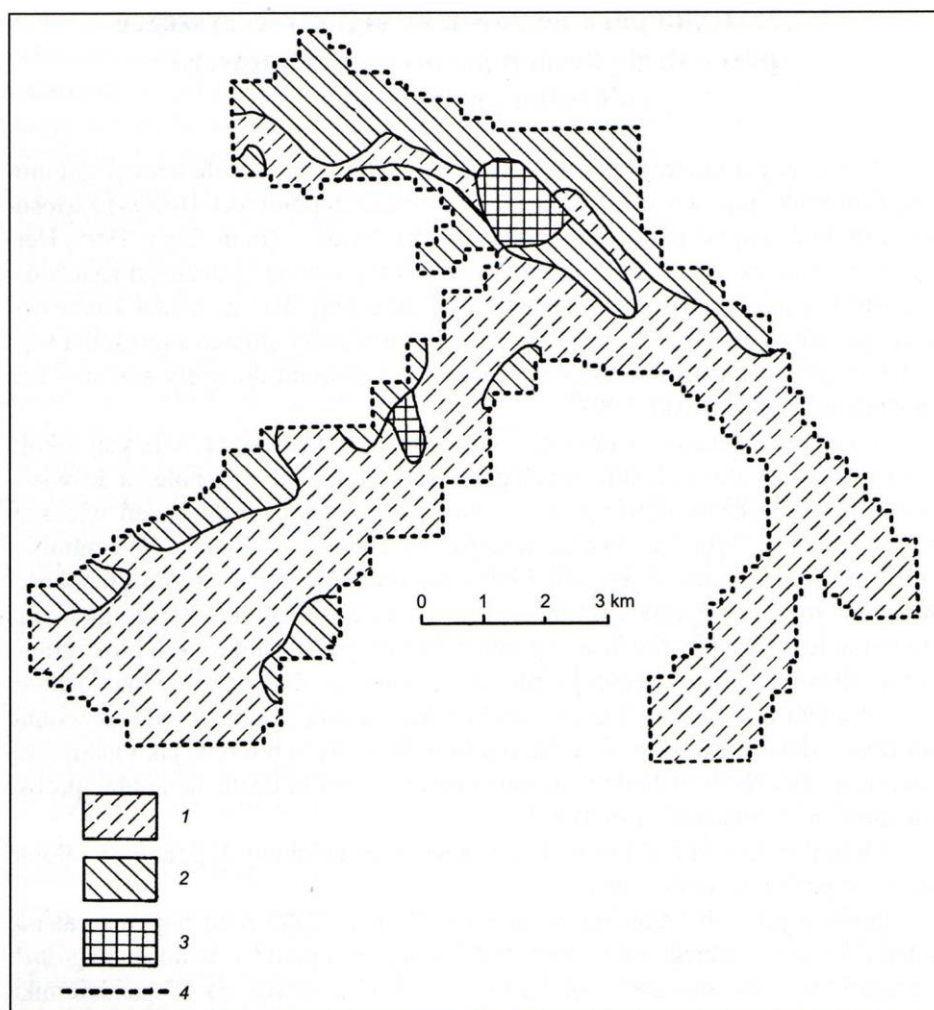
Nałożenie na siebie warstw dotyczących wykształcenia i miąższości strefy aeracji oraz litologii strefy saturacji posłużyło do skonstruowania mapy podatności zbiornika wód porowych „Jelenia Góra” na zanieczyszczenie (ryc. 64).

Na podstawie analizy profili kilkudziesięciu wierceń stwierdzono, że w większości przypadków warstwę wodonośną w obszarze zbiornika „Jelenia Góra” tworzą utwory żwirowe i piaszczysto-żwirowe, o zwierciadle położonym blisko powierzchni terenu. Utwory te przykryte są fragmentarycznie płatami gliniastych osadów o miąższości rzadko przekraczającej 5 m. Wpływa to w istotnym stopniu na położenie głębokości zalegania nawierconego zwierciadła wód podziemnych, które osiąga głębokość 10 m głównie w strefie pomiędzy Jelenią Górą a Jeżowem Sudeckim. W efekcie uzyskuje się praktycznie na całym obszarze zbiornika ekstremalną klasę podatności na zanieczyszczenia.

Głównymi źródłami zagrożeń wód podziemnych na tym terenie są zanieczyszczenia wielkoobszarowe, wnoszone przez opady atmosferyczne lub związane z działalnością rolniczą wskutek stosowania nawozów mineralnych i środków ochrony roślin. Z rolniczym użytkowaniem terenu, występującym fragmentarycznie w obszarze Kotliny Jeleniogórskiej, wiąże się zwiększone obciążenie gleb oraz wód związkami azotu. Pewne ilości azotu wprowadzane są bezpośrednio do gleby w związku z nawożeniem i odprowadzaniem ścieków bądź jako produkt spalania dostają się do atmosfery, z której wraz z opadami trafiają w końcu do gleby.

Lokalny charakter mogą mieć zanieczyszczenia pochodzące ze ścieków komunalnych i przemysłowych oraz związane z magazynowaniem i dystrybucją paliw lub występujące wzdłuż ciągów komunikacyjnych.

Na jakość wód powierzchniowych i podziemnych wpływa wiele czynników związanych z działalnością mieszkańców obszaru badań. Potencjalne zagrożenia stwarzają już obszary zwartej zabudowy miejskiej o znacznym zaludnieniu. Przykładem może być Jelenia Góra, gdzie wytwarzany jest znaczny ładunek zanieczyszczeń nie tylko socjalno-bytowych, ale także pochodzących ze zlokalizowanych na tym obszarze zakładów przemysłowych i usługowych. Ścieki powstające na terenie miast odprowadzane są do oczyszczalni ścieków bądź też bez oczysz-



Ryc. 64. Mapa podatności zbiornika wód porowych „Jelenia Góra” na zanieczyszczenie

Klasy podatności: 1 – ekstremalnie podatne, 2 – silnie podatne, 3 – podatne, 4 – granica zbiornika

Fig. 64. Map of vulnerability of “Jelenia Góra” porous aquifer

Class of vulnerability: 1 – extremely vulnerable, 2 – strongly vulnerable, 3 – vulnerable, 4 – aquifer boundary

czania trafiają bezpośrednio do rzek, znacząco obniżając ich klasę czystości. Ścieki komunalne dostarczają azot w formie organicznej i amonowej, natomiast stosowanie nawozów mineralnych oraz imisja z opadami dostarcza do gleby azot w formie mineralnej – NNO_3 i NNH_4 .

7.2.2. Ocena parametrów migracji zanieczyszczeń przez strefę aeracji porowo-szczelinowego zbiornika „Karkonosze”

Do oceny parametrów migracji zanieczyszczeń przez strefę aeracji granitowego zbiornika porowo-szczelinowego w warunkach polowych (*in situ*) zastosowano sprawdzoną już przez zespół krakowskich badaczy (m.in. Bury, 1995; Herzig, 1999; Nałęczki i in., 1999; Kleczkowski, 1999) metodę sztucznego znacznika w postaci jonu chlorkowego. Czas migracji określony dla znacznika konserwatywnego, jakim jest jon Cl^- , pozwala określić najwyższy stopień zagrożenia wód podziemnych, migrujące zanieczyszczenia dotrą bowiem do strefy saturacji bez opóźnienia (Kleczkowski, 1991).

W pobliżu Jakuszyce, w obszarze występowania stosunkowo miększej (około 5–7 m) warstwy utworów stokowych granitu, wytypowano dwa poletka doświadczalne o sumarycznej powierzchni około 35 m². Przyjęcie do badań większej powierzchni nie było możliwe ze względu na zalesienie obszaru. W centralnej części poletka wykonano jesienią 1999 roku otwór penetracyjny do głębokości około 1,5 m, który opróbowywano w przedziałach 15–20 cm. Dalsze głębinie otworu uniemożliwiały tkwiące w gliniastych pokrywach stokowych bloki granitu. Opróbowania niższej części profilu wietrzeniowego dokonano na znajdującym się w pobliżu odsłonięciu. Celem opróbowania profilu skalnego było uzyskanie informacji dotyczących zarówno parametrów fizycznych pokryw, jak i naturalnej zawartości chlorków. Jedynie w górnych partiach profilu udało się pobrać próbki o w miarę nienaruszonej strukturze.

Parametry fizyczne gliniastych utworów zwietrzelinowych granitu w rejonie Jakuszyce przedstawiono w tabeli 33.

Iniekcję jonu chlorkowego wykonano 31 maja 2000 roku poprzez zalanie poletka doświadczalnego roztworem NaCl, o stężeniu jonu Cl^- w ilości 30 g/dm³. Następnie w kilku okresach pomiarowych, od 12 czerwca do 27 października 2000 roku oraz 26 maja 2001, wykonywano otwory, z których pobierano w interwale co 10–15 cm próbki (tab. 34) do oznaczeń stężeń chlorków w wyciągach wodnych. Dostatecznie długi okres pomiędzy czwartym a piątym wierceniem wiąże się z istnieniem pokrywy śnieżnej, która w rejonie Jakuszyce utrzymuje się wyjątkowo długo. Wpływ na wielkość zasięgu penetracji jonu chlorkowego profilu wiąże się nie tylko z wykształceniem i parametrami utworów pokrywowych, ale także z wielkością opadów atmosferycznych. Te natomiast, zwłaszcza w początkowym okresie po iniekcji, były stosunkowo niskie – w czerwcu 2000 roku wynosiły zaledwie 51,5 mm.

Oznaczanie jonu Cl^- w roztworach porowych prowadzono zgodnie z metodyką podaną przez Herziga (1999). Pomiary stężenia chlorków w gruncie posłużyły do konstrukcji krzywych przejścia jonu Cl^- w profilu pionowym dla różnych okresów. Wyniki oznaczeń interpretowano z wykorzystaniem sprawdzonego

już wielokrotnie do tego typu obliczeń programu CXTFiT (Witczak i in., 1987; Herzig, 1999).

Jednym z podstawowych parametrów wpływających na prędkość migracji zanieczyszczeń jest przepuszczalność utworów przypowierzchniowych, którą określono metodą Porscheta. Wyniki pomiarów przedstawiono w rozdziale 5.4.2.1.

Do oceny miąższości strefy aeracji w pokrywach zwietrzelinowych granitów wykonywano pomiary zwierciadła wód podziemnych w zainstalowanych do tego celu trzech piezometrach, omówionych w rozdziale 6.1.1.

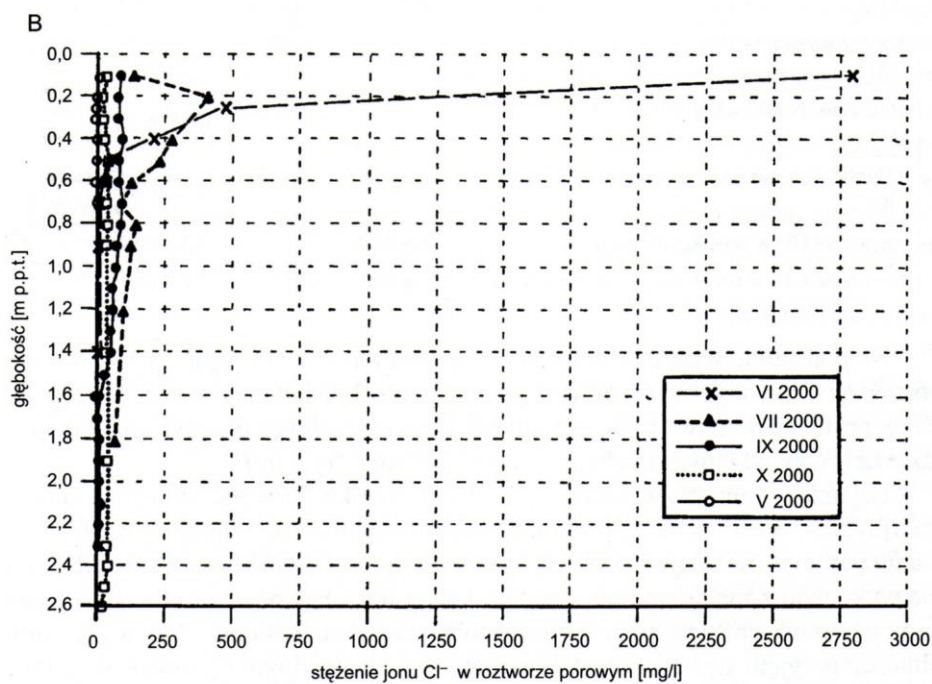
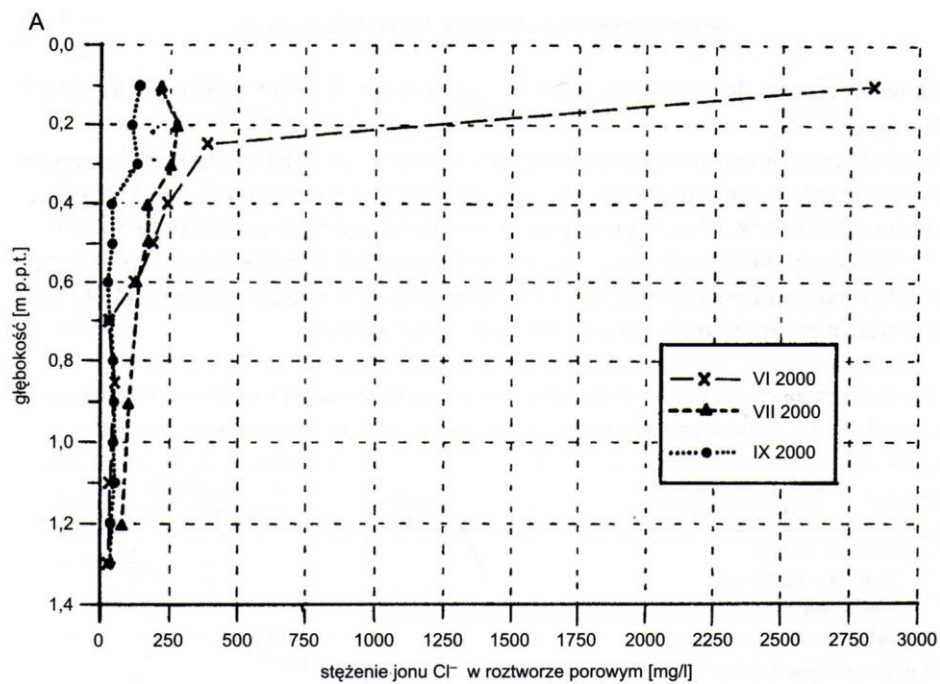
Tabela 33. Parametry fizyczne gliniastych utworów zwietrzelinowych granitu w rejonie Jakuszyce

Table 33. Physical parameters of clay weathered covers of granite in Jakuszyce area

Rodzaj parametru (liczba oznaczeń)	Jednostki	Zakres zmienności parametrów
zawartość frakcji – żwirowej i grubszej – piaskowej – pyłowej i ilowej	% wag.	8,5–15,0 75,0–83,5 8,1–9,3
gęstość objętościowa (15)	g/cm ³	1,12–1,57
gęstość właściwa (15)	g/cm ³	2,01–2,47
porowatość całkowita (15)		0,32–0,44
wilgotność naturalna (90)	%	6,3–82,4
zawartość Cl ⁻ w wyciągach wodnych	mg/dm ³	0,36–3,54
zawartość Cl ⁻ w roztworze iniekcyjnym	mg/dm ³	30 000,0

Na podstawie wyników pomiarów stężenia jonu chlorkowego w roztworach porowych uzyskanych metodą wyciągu wodnego określono krzywe przejścia jonu Cl⁻ w profilach pionowych dwóch poletek doświadczalnych dla różnych okresów, jakie upłynęły od chwili iniekcji w maju 2000 roku (ryc. 65).

Uzyskane dane doświadczalne dla I i II poletka doświadczalnego poddano interpretacji, wykorzystując program CXTFIT. Interpretacja polegała na dopasowaniu parametrów migracji do danych uzyskanych z badań terenowych. Obliczenia wykonano z zastosowaniem modelu 1-deterministycznego z liniową izotermą sorpcji i pomiarem stężenia migrującej substancji typu Resident. Przy wykonaniu obliczeń przyjęto stężenie jonu Cl⁻ w roztworze iniekcyjnym C_0 równe 30 g/dm³, a opóźnienie $R = 1$ dla jonu Cl⁻ jako znacznika konserwatywnego. W obliczeniach przyjęto również stałą wartość tła chlorkowego C_0 , mieszczącego się w przedziale 1–2 mg/dm³. Maksymalne stężenia chlorków stwierdzono, po prawie dwóch tygodniach od rozpoczęcia iniekcji, na głębokości 0,1 m p.p.t. Wynosiły one 2800,8



Ryc. 65. Krzywa przejścia jonu Cl^- w poletkach I (A) i II (B). Iniekcji roztworu NaCl dokonano 31 maja 2000 r.

Fig. 65. Breakthrough curve of Cl^- ion in test area I (A) and test area II (B). Injection of NaCl solution on 31.05.2001

mg/dm³ w poletku I i 2836,2 mg/dm³ w II. Stężenia jonu Cl⁻ gwałtownie maleją idąc w dół profilu do wartości 20–30 mg/dm³ na głębokości 70–90 cm. Po około 45 dniach od rozpoczęcia iniekcji maksymalne zawartości chlorków stwierdzono w obu poletkach na głębokości 20 cm, przy czym stężenia chlorków były znacznie niższe: w poletku I wynosiło 414,8 mg/dm³, a w poletku II – 276,5 mg/dm³. Jednocześnie wzrosła zawartość chlorków na większych głębokościach do stu kilkadziesiąt mg/dm³. Po 3,5-miesięcznym okresie w poletku I największe stężenia chlorków (90–100 mg/dm³) stwierdzono na głębokości 0,4–0,7 m p.p.t. Do głębokości 1,5 m stężenie jonu Cl⁻ utrzymywało się w wysokości 50–70 mg/dm³, natomiast poniżej spadało, osiągając 8 mg/dm³ na głębokości 2,3 m. W poletku II najwyższe stężenia chlorków (134 mg/dm³) stwierdzono na głębokości 0,3 m p.p.t., nie licząc warstwy przypowierzchniowej, w której utrzymywało się równie wysokie ich stężenie. Poniżej, do głębokości 1,3 m, zawartość jonu Cl⁻ była mniejsza i wynosiła 30–45 mg/dm³. Po upływie pięciu miesięcy od iniekcji, ze względu na podobne rozkłady jonu Cl⁻ w gruncie w obu poletkach, badania wykonywano tylko w poletku I. W całym profilu badanych gruntów stwierdzono zbliżone zawartości jonu Cl⁻, zmieniające się w niewielkim zakresie od 42,55 mg/dm³ przy powierzchni do 22,13 mgCl/dm³ na głębokości 2,6 m. Niewielkie maksima (46,0 mg Cl/dm³) zaznaczają się na głębokościach 0,5 i 0,8 m.

Po roku od rozpoczęcia iniekcji badania przeprowadzono również tylko na poletku I. Stwierdzono wtedy, że stężenia jonu Cl⁻ są zdecydowanie niższe i niewiele większe od zanotowanego pierwotnie przed iniekcją tła (1–2 mg Cl/dm³). W całym odwierconym profilu do głębokości 1,6 m zawartość chlorków wynosiła 3–5 mg/dm³.

Obliczone na podstawie przeprowadzonych badań wartości parametrów migracji przedstawiono w tabeli 34.

Do określenia średnich wartości parametrów, tj. prędkości migracji U , współczynnika dyspersji podłużnej D_L oraz stałej dyspersji α_L , przyjęto pomiary z czterech pierwszych serii pomiarowych. Dane z ostatnich pomiarów, przeprowadzonych w maju 2001 roku, odrzucono ze względu na wypłukanie chlorków z badanego profilu przez infiltrujące w okresie wiosennym wody roztopowe. Po tym okresie stężenia Cl⁻ w gruncie ($Cl^- = 3,3\text{--}5,7\text{ mg/dm}^3$) były niewiele wyższe od tła, a obliczona prędkość migracji U wyższe od 7 cm/d (tab. 34).

Oprócz badań polowych podjęto próbę oceny parametrów migracji zanieczyszczeń przez zwietrzelinę ziarniste granitu w warunkach laboratoryjnych. Badania te przeprowadzono na kolumnie filtracyjnej o wysokości 2 m i średnicy 11 cm. Kolumnę wypełniono zwietrzeliną ziarnistą („kaszą granitową”) oraz nasycano od góry wodą wodociagową o zawartości jonu Cl⁻ = 56 mg/dm³ i przewodnictwie elektrolitycznym właściwym 0,406 mS/cm, aż do momentu jej całkowitego nasączenia, tj. samoistego wypływu wody z dolnej części kolumny. Po 4 dniach od napełnienia kolumny (czas pozostawiony dla częściowego odparowania wody z wierzchniej partii kolumny odpowiadającej strefie aeracji) przystąpiono do in-

iekcji wypełnionej zwietrzeliną ziarnistą kolumny roztworem o stężeniu jonu Cl^- , wynoszącym, podobnie jak w przypadku metody polowej, 30 g/dm^3 . Po upływie 4 godzin od rozpoczęcia iniekcji stwierdzono wypływ wody z dolnej części kolumny o stężeniu chlorków 830 mg/dm^3 i przewodnictwie elektrolitycznym $2,54 \text{ mS/cm}$. Po dalszych 45 minutach stężenie chlorków wzrosło do 3160 mg/dm^3 , a przewodnictwo elektryczne do $6,16 \text{ mS/cm}$. Dalsze pomiary prowadzono przez kolejne 18 godzin. Uzyskiwane stężenia chlorków w odsączach zmieniały się w przedziale $3120\text{--}4090 \text{ mg/dm}^3$, a przewodnictwo elektrolityczne od $5,82$ do $7,25 \text{ mS/cm}$. Najwyższe stężenie chlorków (4090 mg/l) stwierdzono po 18 godzinach od rozpoczęcia iniekcji. Szybki przepływ roztworu wiąże się z wysoką przepuszczalnością zwietrzeliny ziarnistej rzędu kilkudziesięciu metrów na dobę. Obliczone programem CXTFiT na podstawie badań laboratoryjnych wartości parametrów migracji dla ziarnistych pokryw zwietrzelinowych wynoszą:

- prędkość migracji $U = 923,48 \text{ cm/d}$,
- współczynnik dyspersji podłużnej $D_L = 2845,03 \text{ cm}^2/\text{d}$,
- stała dyspersji $\alpha = 3,08 \text{ cm}$.

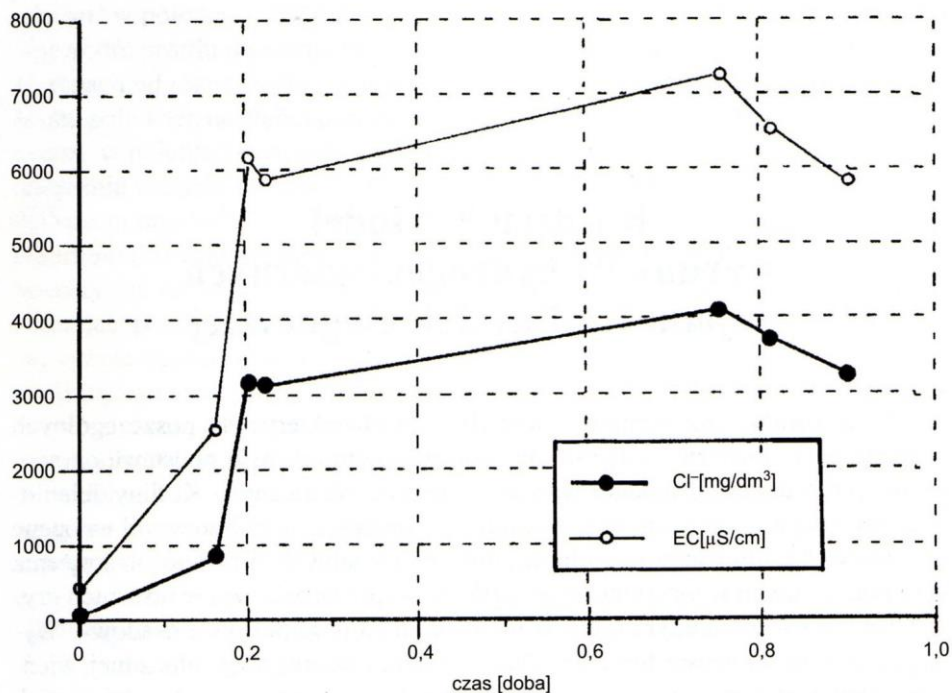
Krzywą przejścia jonu Cl^- i zmiany przewodnictwa elektrolitycznego w odsączu kolumny prezentuje rycina 66.

Tabela 34. Parametry migracji jonu Cl^- w piaszczystych glinach stokowych granitu Karkonoszy (iniekcja 31.05.2000)

Table 34. Migration parameters of Cl^- ion in sandy slope clay of Karkonosze granite (injection on 31.05.2000)

Data poboru próby	Nr poletka	Czas t [doba]	Prędkość migracji U		Wsp. dyspersji podłużnej D_L [cm ² /d]	Stała dyspersji α_L [cm]
			cm/d	m/a		
12.06.2000	I	12	1,006	3,67	0,63	0,626
	II	12	1,002	3,66	0,61	0,608
12.07.2000	I	42	0,618	2,26	10,13	16,39
	II	42	0,460	1,68	9,55	20,76
15.09.2000	I	107	0,393	1,43	20,89	53,15
	II	107	0,226	0,82	11,28	49,91
27.10.2000	I	149	0,495	1,81	171,94	347,35
średnia			0,600	2,19	32,15	69,83

Przeprowadzone badania potwierdzają występowanie istotnych różnic w wartościach parametrów migracji zanieczyszczeń poszczególnych partii profilu zwietrzelinowego granitów. Prędkość migracji przez występujące w górnych partiach profilu skalnego gliniaste utwory stokowe jest niska i wynosi zaledwie $0,6 \text{ cm/d}$



Ryc. 66. Krzywa przejścia jonu Cl^- i zmiany przewodnictwa elektrolitycznego w odsączu kolumny wypełnionej zwietrzeliną ziarnistą granitu

Fig. 66. Breakthrough curve of Cl^- ion and electrolytical conductivity changes of seepage water

(2,19 m/rok), natomiast dla zwietrzelin ziarnistych, charakteryzujących się dobrymi parametrami filtracyjnymi, jest nieporównywalnie wysoka i wynosi ponad 923 cm/d. Wartość ta może być zawyżona ze względu na warunki laboratoryjne, w których przeprowadzono eksperyment. Niezależnie od uzyskanych wartości, potwierdza się istotna rola gliniastych utworów stokowych w ochronie podstawowego zbiornika wód podziemnych w utworach krystalicznych przed zanieczyszczeniem. Redukcja tej warstwy wskutek naturalnych procesów erozyjnych lub uruchamianych niekiedy w wyniku działalności człowieka (np. podczas wycięcia drzew) powoduje odsłanianie znacznie bardziej przepuszczalnych partii zwietrzelin, silnie podatnych na zanieczyszczenie.

Rozdział 8. Model warunków hydrogeologicznych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej

Przeprowadzona w poprzednich rozdziałach charakterystyka poszczególnych elementów środowiska występowania wód podziemnych była podstawą opracowania przyrodniczego modelu warunków hydrogeologicznych Kotliny Jeleniogórskiej wraz z jej górskim obramowaniem. Zebrany materiał pozwolił na ocenę warunków kształtowania się ich zasobów odnawialnych oraz sposób krążenia wód podziemnych w obniżeniu śródgórskim, wypreparowanym w utworach krystalicznych i wypełnionym tylko w niewielkim stopniu pokrywą osadową. Występowanie w tej części Sudetów dużej struktury depresyjnej, otoczonej wieńcem łańcuchów górskich, w której istnieje ciągłość przepływu wód podziemnych od stref zasilania do stref drenażu, było podstawą wydzielenia jej jako odrębnej jednostki o charakterze rejonu hydrogeologicznego.

Sposób kształtowania się w niej warunków hydrogeologicznych jest ściśle uzależniony od czynników naturalnych. Pionowe zróżnicowanie warunków przyrodniczych wpływa na odmienne kształtowanie się warunków hydrogeologicznych w różnych częściach hipsometrycznych omawianej jednostki. Istnieją wyraźne różnice w wodonośności i właściwościach fizykochemicznych trzech wydzielonych stref wysokościowych: grzbietowej, stokowej i obniżenia śródgórskiego, zajmowanego przez Kotlinę Jeleniogórską. Schematyzację warunków hydrogeologicznych przedstawiono w sposób ideowy na rycinie 67.

Najwyżej położone obszary elewacji morfologicznych, obejmujące strefy grzbietowe (S-GR) omawianej jednostki, stanowią główne obszary zasilania wód podziemnych (ryc. 67), natomiast strefa stokowa odpowiada przede wszystkim lokalnym obszarom zasilania (OZ-L). Wielkość zasilania opadowego zmienia się w profilu hipsometrycznym od 700 mm/a w centrum Kotliny do 1400 mm/a w najwyższych partiach Karkonoszy. W paśmie tym występują także największe potencjalne możliwości zasilania wód podziemnych, wyrażone różnicą opadów i parowania (P-E), osiagającą prawie 1000 mm.

Magmowo-metamorficzne podłoże krystaliczne omawianej jednostki pokryte jest stosunkowo cienką warstwą luźnych utworów o charakterze zwietrzelin

oraz aluwiiw rzecznych i osadów fluwioglacjalnych. Wykształcone na granitach zwietrzeliny mają charakter dobrze przepuszczalnych zwietrzelin ziarnistych, posiadających cechy utworów piaszczysto-żwirowych, o wysokich parametrach filtracyjnych. Miąższość ich wynosi przeciętnie 1–3 m, a określone metodami polowymi współczynniki filtracji osiągają kilkadziesiąt metrów na dobę. Zwietrzeliny skał metamorficznych mają głównie charakter rumoszy skalnych o różnym udziale w profilu frakcji drobnych. Zalegające *in situ* zwietrzeliny przykryte są utworami stokowymi o znacznie większym udziale frakcji pylastych i ilastych, co wpływa na pogorszenie ich przepuszczalności. Miąższości gliniastych utworów stokowych, mających cechy glin stokowych lub deluwialnych, wzrastają u podnóży stoków, gdzie osiągają ponad 3 m.

Dna dolin rzecznych wypełnione są holoceniowymi, piaszczysto-żwirowymi osadami współczesnej sieci rzecznej, o najwyższych miąższościach rzędu kilku–kilkunastu metrów w Kotlinie, a zredukowanych w obramowaniu górskim przeciętnie do 1–4 m. Najwyższe miąższości, dochodzące do 20 m, notowane są w strefie kopalnej doliny Bobru poniżej Jeleniej Góry. Stosunkowo duże miąższości oraz wysokie parametry filtracyjne wpływają na najwyższe osiągane w omawianej jednostce hydrogeologicznej wskaźniki wodonośności. Wodoprzewodność piaszczysto-żwirowych i żwirowych pokryw osadowych przekracza nawet $1000 \text{ m}^2/\text{d}$, średnio zamyka się w przedziale $100\text{--}500 \text{ m}^2/\text{d}$, a wydajności pojedynczych studni dochodzą nawet do $90 \text{ m}^3/\text{h}$.

Wyniesione ponad dno kotliny o 400–1200 m pasma górskie, rozcięte silnie siecią potoków, często o założeniach tektonicznych, drenują spękany i pokryty utworami zwietrzelinowymi masyw krystaliczny. Znaczne nachylenia terenu determinują szybki przepływ wód powierzchniowych i wysokie spadki hydrauliczne pierwszego od powierzchni terenu poziomego wodonośnego, obejmującego zawodnione i połączone hydraulicznie strefy, przykryte nierównomiernie pokrywą zwietrzelinową. Wielkości spadków rzecznych, a tym samym hydraulicznych, gwałtownie spadają w Kotlinie. Efektem tego jest powstanie stożków napływowych u wylotu potoków w strefie krawędziowej na granicy Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej. Stanowią one miejsca zasilania pokryw aluwialnych wodami sieci powierzchniowej. Stwierdzony pomiarami hydrometrycznymi w okresach głębokich niżówek spadek wielkości natężenia przepływu głównych potoków karkonoskich mieści się w przedziale 11–60%.

Masyw krystaliczny cechuje się zmiennym stopniem zawodnienia, wynikającym ze znacznej anizotropii szczelinowatego ośrodka skalnego. W profilu pionowym skał krystalicznych wyróżnia się strefy wodonośne o zróżnicowanych parametrach hydrogeologicznych. Do głębokości 100 m stwierdza się najczęściej od 1 do 3 stref wodonośnych. Pierwsza z nich tworzy podstawowy w obramowaniu górskim Kotliny zbiornik wód porowo-szczelinowych, wykształcony w postaci spękanego masywu krystalicznego do głębokości przeciętnie 25–30 m wraz z po-

krywą zwietrzelinową. Niżej znajdują się wody szczelinowe, występujące w strefach od kilku do kilkunastu metrów miąższości.

Niska porowatość skał krystalicznych, dochodząca w skrajnych przypadkach do około 2,2%, sprawia, że o zawodnieniu masywu decyduje jego szczelinowość. Najwyższy stopień spękania wykazuje górna część masywu, gdzie rozwarcie szczelin wietrzeniowych jest największe, co wpływa na wielkość parametrów filtracyjnych. Wraz z głębokością, wskutek zaciskania się szczelin, przepuszczalność ośrodka wyraźnie spada. Określone na podstawie próbnych pompowań wartości współczynnika filtracji szczelinowej są niskie i wynoszą średnio 0,1–0,8 m/d, a ich wodoprzewodność rzadko osiąga 100 m²/d. Jej wartości mieszczą się najczęściej w niskiej i średniej klasie, co w przypadku granitu karkonoskiego zamyka się w przedziale 1–40 m²/d. Wydajności z pojedynczych otworów wynoszą najczęściej od 0,5 do 3,5 m³/h, przy depresjach dochodzących do kilkunastu metrów, chociaż w obrębie głębokich rozłamów tektonicznych nawiercano strefy osiagające 130 m³/h.

Wysokie zasilanie opadowe i intensywny stopień spękania masywu krystalicznego w części przypowierzchniowej sprawia, że w tej części profilu formuje się główna ilość zasobów o dużej odnawialności. Obliczone wartości modułów odpływu podziemnego są ekstremalnie wysokie (10–15 l/s km²) w części grzbietowej, silnie spękanej i pokrytej rumowiskami skalnymi, gdzie zasilanie opadowe jest najwyższe. W dół profilu hipsometrycznego wraz ze spadkiem opadów atmosferycznych wartości odpływu podziemnego obniżają się do około 5 l/s km². Odpływ podziemny formowany jest przez źródła i drenaż korytowy cieków powierzchniowych. Większość występujących w tym obszarze naturalnych wypływów wód podziemnych cechuje się przeciętnymi wydajnościami, zamykającymi się w przedziale 0,1–0,5 l/s. Udział bezpośredniego zasilania cieków może przekraczać nawet 80% (Marszałek, 1996a).

Silne rozcięcie erozyjne obszarów górskich sprzyja nacinaniu zróżnicowanych głębokościowo stref wodonośnych i powstawaniu różnych systemów przepływu wód podziemnych, od lokalnego, formującego się w płytkich strefach, poprzez przejściowy, związany z krążeniem głębszym niż przypowierzchniowe, aż do regionalnego przepływu w obrębie głębokich rozłamów tektonicznych (ryc. 67). Część wód infiltrujących w podłoże przemieszcza się na większe głębokości systemem rozłamów tektonicznych. Głębokie dyslokacje tektoniczne są miejscem wypływów wód termalnych Cieplic, których obszary zasilania umiejscowione są w wyniesionych masywach Karkonoszy, Gór Izerskich czy Rudaw Janowickich (Fistek, Dowgiałło, 2003). Dużą rolę w przepływie wód przypisuje się zarówno głębokim regionalnym strefom uskokowym, jak np. strefie uskoku brzeżnego Karkonoszy, uskoku Wrzosówki czy dyslokacji rowu Rozdroża Izerskiego, jak i kontaktującymi się z nimi płytszymi pęknięciami podłoża krystalicznego, pozwalającymi na istnienie w tych samych strefach drenażu wypływów wód

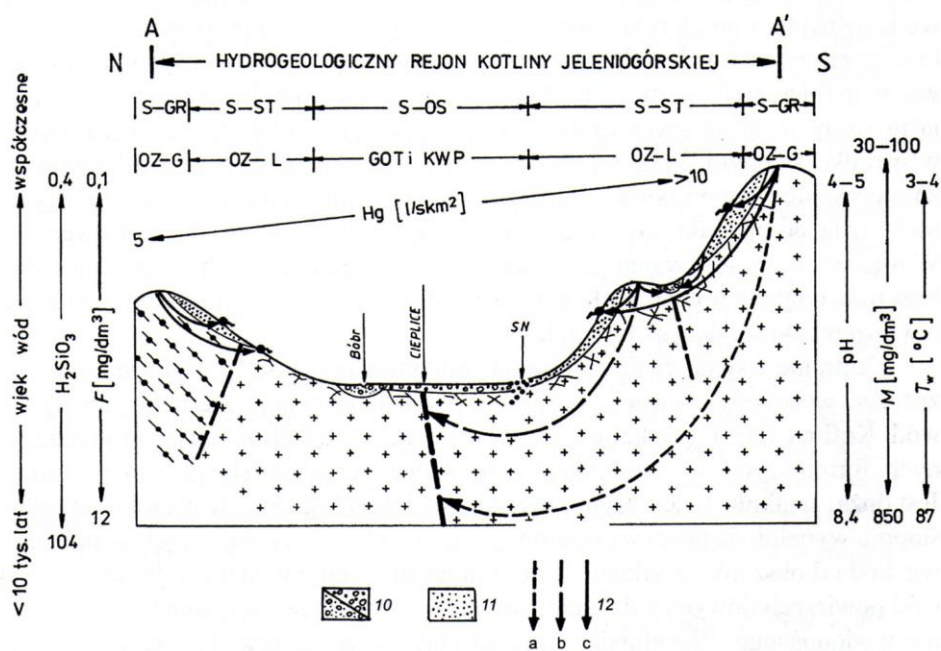
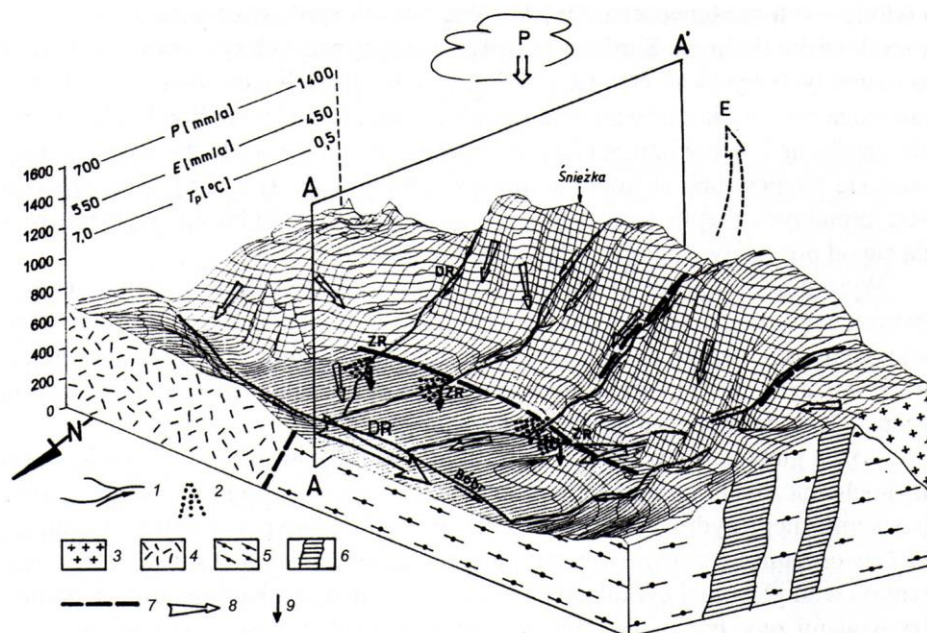
o odmiennych właściwościach fizykochemicznych i różnym czasie przebywania w środowisku skalnym. Strefami przepływu dwóch różnych systemów zasilanych na rozmaitych wysokościach i krążących w różnych głębokościowo strefach spełkań mogą być źródła zarówno wód zwykłych, jak i termalnych. Przykładem może być źródło nr 7 w pobliżu Szklarskiej Poręby, drenujące wody dwóch stref, różniące się temperaturą, składem jonowym i izotopowym (ryc. 28). W przypadku wód termalnych Cieplic wody płytszego systemu ujęcia „Sobieski” wyraźnie różnią się od pozostałych, głębszych i znacznie starszych wód.

Występująca w profilu pionowym krystaliniku do głębokości 2 km strefowość hydrodynamiczna, przejawiająca się istnieniem stref wodonośnych o zróżnicowanej wydajności, tworzy często wskutek łączności hydraulicznej jeden system hydrodynamiczny. Eksploatacja głębokich ujęć wód termalnych Cieplic wpływała na spadek wydajności (lub zanik) ujęć płytszych.

Różna głębokość cyrkulacji wód wpływa na formowanie się ich właściwości fizykochemicznych, co powoduje kształtowanie się wyraźnej strefowości hydrogeochemicznej i hydrogeotermicznej. Wody strefy aktywnej wymiany różnią się właściwościami fizycznymi (temperaturą, radoczynnością) oraz składem chemicznym od wód głębokiej cyrkulacji. W centralnych partiach Kotliny granica pomiędzy wodami zwykłymi a termalnymi występuje na głębokości około 300 m.

Duża anizotropia ośrodka skalnego oraz silne rozcięcie erozyjne wyniesionego obramowania górskiego wpływają na zróżnicowaną odnawialność stref wodonośnych, a co za tym idzie zróżnicowany wiek wód podziemnych. W dobrze przepuszczalnych pokrywach zwietrzelinowych i silnie spękanym masywie w grzbietowych partiach Karkonoszy wymiana wody jest szybka. Występują tu wody współczesne o krótkim, nawet poniżej 1 roku, czasie przebywania w ośrodku skalnym. Wraz z głębokością stopień penetracji wód infiltracyjnych zmniejsza się i tempo odnawialności wyraźnie spada. Wiek wód szczelinowych może osiągać od kilku do 15 lat, jak w przypadku źródła nr 12 w Kowarach. W miejscach występowania głębokich rozłamów tektonicznych, szczególnie dobrze rozwiniętych w centrum Kotliny w rejonie Cieplic, występują wody termalne o wieku przekraczającym 10 tys. lat.

Centralne usytuowanie obniżenia śródgórskiego pośród wyniesionych na znaczne wysokości elewacji morfologicznych determinuje kierunki przepływu wód. Kotlina Jeleniogórska jest miejscem koncentracji strumieni wód podziemnych, formujących się w obrębie skał krystalicznych jej górskiego obramowania. Jest dużą, zamkniętą, depresyjną strukturą hydrogeologiczną, w niewielkim tylko stopniu wypełnioną pokrywą osadową, w której obrębie istnieje ciągłość przepływu wód od obszarów zasilania do stref drenażu. Panuje w niej zgodność działów wód powierzchniowych z działem wód pierwszego od powierzchni terenu poziomu wodonośnego. Wypełniające dno Kotliny osady pokryw fluwialnych i wodno-lodowcowych stanowią najbardziej zasobne zbiorniki użytkowe, zasilane po-



wierzchniowo z opadów atmosferycznych, lateralnie z otaczających masywów krystalicznych, oraz z sieci powierzchniowej. Ten ostatni rodzaj zasilania zaznacza się szczególnie na krawędzi Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej, w miejscu występowania rozmytych przez późniejsze procesy rzeźbotwórcze stożków napływowych. Drenujące intensywnie wyniesione masywy górskie główne rzeki, przepływając przez Kotlinę, mają już najczęściej charakter tranzytowy. Odprowadzają one swoje wody do Bobru, którego koryto stanowi główną bazę drenażu dla całej omawianej jednostki hydrogeologicznej.

Ryc. 67. Schemat ideowy systemu hydrogeologicznego Kotliny Jeleniogórskiej z jej górkim obramowaniem

1 – główne rzeki, 2 – stożki napływowe, 3 – granity karkonoskie, 4 – metamorfik kaczawski, 5 – gnejsy izerskie, 6 – łupki łyszczykowe, 7 – główne uskoki, 8 – kierunki przepływu wód podziemnych, 9 – zasilanie z rzek (ZR) w rejonach stożków napływowych, 10 – piaszczysto-żwirowe osady rzeczne i rzeczno-lodowcowe, 11 – zwietrzeliny skał krystalicznych, 12 – systemy przepływu wód podziemnych: a – lokalny, b – przejściowy, c – regionalny; pozostałe objaśnienia w tekście

Fig. 67. Conceptual model of hydrogeological system of Jelenia Góra Basin region with surrounded mountains

1 – main rivers, 2 – alluvial fans, 3 – Karkonosze granites, 4 – metamorphic rocks of Kaczawa unit, 5 – Izera gneisses, 6 – mica schists, 7 – main faults, 8 – directions of groundwater flow, 9 – recharge from rivers (ZR) through alluvial fans, 10 – sandy-gravel alluvial and fluvioglacial sediments, 11 – weathered cover of crystalline rocks, 12 – groundwater flow systems: a – local, b – intermediate, c – regional; other explanations in text

Podsumowanie

Położony w Sudetach Zachodnich hydrogeologiczny rejon Kotliny Jeleniogórskiej stanowi odrębną jednostkę hydrogeologiczną o charakterze obniżenia śródgórskiego, otoczonego wyniesionymi masywami krystalicznymi. Specyfika formowania się w niej zasobów wód podziemnych uwarunkowana jest głównie czynnikami naturalnymi, z których podstawowe znaczenie ma budowa geologiczna, determinująca możliwości gromadzenia i przepływu wód. Istotna jest również wielkość zasilania opadowego, przekraczającego na wierzcholinie Karkonoszy 1400 mm/a. Kotlina Jeleniogórska należy do struktur depresyjnych wypreparowanych w granitowym podłożu i wypełnionych cienką, rzadko przekraczającą 20 m, pokrywą plejstoceno-holocenojskich skał osadowych.

Wody podziemne występują zarówno w spękanym podłożu krystalicznym, jak i w piaszczysto-żwirowych osadach wypełniających głównie dna dolin rzecznych. Tworzą one zbiorniki wód porowych i szczelinowych o zróżnicowanym rozprzestrzenieniu, miąższości, parametrach hydrogeologicznych i właściwościach fizykochemicznych.

Największe znaczenie użytkowe ma wykształcony w centrum Kotliny zbiornik wód porowych „Jelenia Góra”, związany ze skałami osadowymi dolin głównych rzek o powierzchni 59,13 km² i maksymalnej miąższości 20 m. Wysokie wartości parametrów filtracyjnych (wodoprzewodność najczęściej w przedziale 100–500 m²/d) przekładają się na znaczne wydajności otworów, przekraczających lokalnie 90 m³/h. Zasoby odnawialne zbiornika oszacowano na 40 227 m³/d.

W profilu głębokościowym skał krystalicznych pod pokrywą skał osadowych wyróżnia się trzy główne strefy wodonośne. Górna, najpłytsza, dotyczy strefy aktywnej wymiany, niższa obejmuje wody wgłębne, a trzecia – najgłębsza – związana jest z istnieniem głębokich rozłamów tektonicznych, tworzących lokalne obszary anomalii hydrogeochemicznych i hydrotermalnych.

Przypowierzchniowe partie krystaliniku, obejmujące strefy szczelin wraz z ich pokrywą zwietrzelinową do głębokości około 30 m, tworzą zbiornik wód porowo-szczelinowych. Zmienna miąższość i parametry filtracyjne, zależne od stopnia wykształcenia zarówno pokryw zwietrzelinowych, jak i szczelin wietrzeniowych, wpływają na jego wodonośność. Niska i średnia w przewodze wodoprzewodność skał krystalicznych (do 67 m²/d) wpływa na uzyskiwane z otworów wydajności, zmieniające się w zakresie 0,5–3,5 m³/h. Przeciętne wydajności źró-

deł drenujących ten zbiornik są stosunkowo niskie i wahają się od 0,1 do 0,5 l/s. Z wysokim zasilaniem i odnawialnością wód związane są duże zasoby odnawialne zbiornika skał krystalicznych w strefie aktywnej wymiany. Określony metodami hydrologicznymi odpływ podziemny zmienia się od kilku l/s km² w centrum Kotliny do ponad 15 l/s km² w najwyższych partiach Karkonoszy. Obliczone dla wydzielonego w południowej części obszaru i zbudowanego w zdecydowanej przewadze z granitu zbiornika „Karkonosze” zasoby odnawialne wynoszą 219 011 m³/d (11,8 l/s km²).

Poniżej podstawowego, przypowierzchniowego zbiornika w profilu głębokościowym występują strefy wód szczelinowych o zmiennej wydajności, dochodzącej nawet do 130 m³/h. Głębokościowy zasięg występowania wód zwykłych w obrębie granitu oszacowano na około 300 m. Niżej występują wody termalne, osiągające na głębokości około 2 km temperaturę 87°C. Ich zasoby w obszarze Kotliny Jeleniogórskiej oceniane są na około 570 m³/h.

Omawiany fragment Sudetów Zachodnich poddawany był przez wiele lat niekorzystnym oddziaływaniom zanieczyszczeń atmosferycznych związanych ze spalaniem węgla brunatnych na pograniczu polsko-czesko-niemieckim, co wpłynęło na degradację wód podziemnych w środowisku skał krystalicznych. Szczególnie silne zmiany jakości wód obserwowano w masywach Gór Izerskich i Karkonoszy w latach 80. ubiegłego stulecia. Do degradacji wód przyczyniał się brak pokryw izolujących zbiorniki od wpływów z powierzchni terenu, co umożliwiało łatwe przenikanie zanieczyszczeń. Określona metodami polowymi prędkość migracji zanieczyszczeń przez gliniaste utwory stokowe granitów wynosi 2,19 m/rok. Prowadzone od początku lat 90. działania proekologiczne spowodowały stopniową poprawę jakości wód.

Załącznik – Appendix

Tabela 1. Zestawienie rocznych sum opadów atmosferycznych w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej
Table 1. List of annual precipitations in the region of Jelenia Góra Basin

Lp.	Stacja opadowa	m n.p.m.	P [mm]									
			1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	1983
1	Ciechanowice	400	939	783	810	1141	888	795	983	1121	647	579
2	Chrośnica	450	985	785	702	1195	757	717	872	992	494	628
3	Gierczyn	470	1385	980	904	1401	1057	925	1043	1307	566	870
4	Jagniątków	595	1172	963	920	1398	896	1024	940	1291	767	92
5	Jakuszyce	860	1802	1251	1201	1866	1657	1354	1422	1809	1076	1345
6	Janice	445	1183	861	853	1217	843	672	781	1031	514	767
7	Jelenia Góra	342	851	635	648	1007	636	603	729	864	481	652
8	Karpacz	720	1370	1075	935	1564	826	1123	1080	1289	855	864
9	Komarno	500	1116	885	858	1334	807	775	954	1178	583	801
10	Kopaniec	510	1302	882	773	1203	811	809	964	1171	611	879
11	Kowary	470	1128	903	909	1376	768	847	938	1191	664	805
12	Mysłakowice	380	967	737	781	1078	645	648	768	1049	641	660
13	Pilichowice	245	1045	869	704	1082	779	691	780	941	520	686
14	Przesieka	620	1319	1068	857	1409	879	1090	1030	1286	951	905
15	Rębiszów	405	1064	814	828	1323	912	800	899	1113	460	720
16	Stara Kamienica	360	988	713	666	1065	705	634	748	1063	543	718
17	Szklarska Poręba	640	1432	1065	838	1464	1070	1018	996	1215	804	1056
18	Śnieżka	1602	1448	1515	1267	1909	993	1084	1338	1422	871	983
19	Szrenica	1362	1594	1283	960	1860	1739	1534	1562	2247	905	
20	Cieplice Śl. Zdrój	340	769	633	622	943	608	622	651	837		
21	Miłków	445	958	697	691	1076	583	804	787	1014		
22	Podgórzyn	330	887	709	685	1004	573	645	699	945		
23	Przełęcz Okraj	1050	1491	1133	1088	2005	1104	1117	1338	1517		
24	Rędziny	610	1355	1081	913	1410	943	835	1052	1207		
25	Rozdroże Izerskie	765	1708	1069	1045	1726	1276	1229	1193	1685		
26	Strużnica	460	949	895	813	1173	700	760	908			
27	Siedlęcin	310	926	643	704	1057	655	598	791			
28	Staniszów	420	936	774	746	1085	659	751	816			
29	Wojanów	356	799	647	628	949	617	666	779	905		

[illegible]

Table 2. Groundwater renewable resources calculated by Wundt method for Łomnica River catchment (Łomnica gauging section) for the period of 1974–1998

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	Zima	V	VI	VII	VIII	IX	X	Łato	Rok
	NQ [m³/s]						SNQ	NQ [m³/s]						SNQ	SNQ
1974	0,64	0,56	0,4	0,88	0,72	0,96	0,69	2,08	1,64	1,42	1,2	0,88	0,8	1,34	1,05
1975	1,86	2,60	1,75	0,96	0,96	1,42	1,59	2,6	1,42	1,42	0,96	0,64	0,56	1,27	1,43
1976	0,88	0,96	1,04	0,96	0,8	1,75	1,07	1,75	0,72	0,4	0,72	0,56	0,48	0,77	0,92
1977	1,04	1,42	0,8	1,2	2,08	1,75	1,38	1,97	1,31	1,75	4,55	2,34	1,48	2,23	1,81
1978	1,57	1,75	1,57	1,23	1,75	2,02	1,65	2,2	1,02	0,74	0,56	0,81	1,02	1,06	1,35
1979	0,81	0,88	1,02	0,91	1,07	2,35	1,17	1,85	1,39	0,99	0,65	0,65	0,99	1,09	1,13
1980	1,07	1,95	0,68	1,23	1,23	1,95	1,35	3,65	1,94	2,22	1,46	1,38	1,29	1,99	1,67
1981	1,29	1,20	0,95	0,85	1,29	0,99	1,1	0,91	0,60	0,75	2,70	1,95	2,05	1,49	1,29
1982	3,42	2,05	1,90	0,98	1,07	1,77	1,87	1,9	1,16	1,25	0,80	0,37	0,45	0,99	1,43
1983	0,37	0,59	0,59	0,8	1,64	2,29	1,05	1,9	0,98	0,45	0,45	0,80	0,73	0,885	0,97
1984	0,66	0,64	0,89	0,73	0,73	1,38	0,84	1,9	1,26	1,06	1,06	0,95	1,16	1,23	1,03
1985	0,76	0,72	0,49	0,5	0,8	1,9	0,86	0,5	0,67	0,42	0,45	0,50	0,67	0,535	0,7
1986	1,70	1,84	1,28	0,7	0,8	2,26	1,43	1,6	1,60	1,4	1,60	1,20	1,06	1,41	1,42
1987	1,06	0,99	1,32	1,35	0,85	2,1	1,29	2,72	1,90	1,5	1,30	1,20	1,14	1,63	1,45
1988	1,08	0,75	1,04	0,9	1,29	2,36	1,24	1,54	1,38	1,04	1,04	1,20	0,9	1,18	1,21
1989	0,90	1,54	1,38	1,04	1,2	1,72	1,3	1,38	1,16	1,06	1,37	0,95	0,9	1,14	1,22
1990	0,90	0,78	0,65	0,7	1,23	1,07	0,89	1,07	0,91	1,75	0,75	0,75	0,65	0,98	0,93
1991	0,75	1,30	1,40	1,09	1,2	1,9	1,27	3,37	1,7	1,9	1,30	0,9	0,72	1,65	1,46
1992	0,66	0,78	2,33	1,08	2	2,2	1,51	1,3	0,66	0,5	0,42	0,39	0,32	0,6	1,05
1993	0,53	0,66	0,72	0,63	0,96	1,6	0,85	0,78	0,56	0,6	0,6	1,02	0,72	0,71	0,78
1994	0,84	0,9	1,90	1,14	1,8	1,9	1,41	2	0,84	0,66	0,56	0,50	0,75	0,885	1,15
1995	0,6	0,85	0,52	2,09	1,31	1,87	1,21	2,32	2,24	1,57	1,18	1,44	1,31	1,68	1,44
1996	1,31	1,12	0,58	0,54	0,38	1	0,82	2,32	1,07	1,21	1,07	1,51	1,59	1,46	1,14
1997	1,35	0,85	0,54	0,61	1,35	1,67	1,06	1,51	1,35	1,35	0,94	0,62	0,62	1,065	1,06
1998	0,88	1,25	0,94	0,88	1,99	2,36	1,38	0,7	0,57	0,7	0,62	0,57	1,06	0,7	1,04 </

Tabela 3. Zasoby odnawialne wód podziemnych obliczone metodą Wundta dla zlewni Jedlicy (posterunek Kowary) dla wielolecia 1974–1998

Table 3. Groundwater renewable resources calculated by Wundt method for Jedlica River catchment (Kowary gauging section) for the period 1974–1998

Jedlica – Kowary

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	Zima	V	VI	VII	VIII	IX	X	Lato	Rok
	NQ [m³/s]						SNQ	NQ [m³/s]						SNQ	SNQ
1975	0,35	0,45	0,35	0,23	0,23	0,35	0,33	0,35	0,25	0,25	0,6	0,45	0,45	0,39	0,36
1976	0,23	0,23	0,23	0,17	0,2	0,26	0,22	0,29	0,17	0,11	0,08	0,14	0,17	0,16	0,19
1977	0,26	0,26	0,2	0,23	0,44	0,55	0,32	0,45	0,23	0,25	0,72	0,53	0,46	0,44	0,38
1978	0,46	0,46	0,53	0,3	0,53	0,53	0,47	0,4	0,34	0,3	0,27	0,37	0,37	0,34	0,41
1979	0,37	0,34	0,3	0,28	0,4	0,53	0,37	0,4	0,37	0,34	0,27	0,27	0,3	0,325	0,35
1980	0,34	0,72	0,34	0,34	0,34	0,6	0,45	0,6	0,46	0,4	0,14	0,11	0,21	0,320	0,38
1981	0,27	0,24	0,16	0,21	0,2	0,27	0,225	0,21	0,14	0,14	0,24	0,18	0,14	0,175	0,2
1982	0,34	0,24	0,19	0,21	0,18	0,27	0,24	0,27	0,24	0,24	0,21	0,14	0,1	0,2	0,22
1983	0,12	0,15	0,2	0,25	0,28	0,42	0,24	0,2	0,06	0,04	0,06	0,08	0,12	0,09	0,16
1984	0,15	0,17	0,2	0,14	0,17	0,35	0,2	0,2	0,15	0,09	0,1	0,1	0,19	0,14	0,17
1985	0,21	0,22	0,17	0,17	0,19	0,24	0,2	0,26	0,26	0,19	0,17	0,22	0,19	0,215	0,21
1986	0,17	0,2	0,09	0,17	0,2	0,28	0,185	0,22	0,22	0,17	0,17	0,25	0,25	0,21	0,2
1987	0,20	0,2	0,19	0,13	0,2	0,26	0,2	0,12	0,11	0,11	0,08	0,11	0,17	0,12	0,16
1988	0,21	0,22	0,22	0,19	0,22	0,29	0,225	0,11	0,11	0,11	0,14	0,11	0,19	0,13	0,18
1989	0,22	0,3	0,26	0,19	0,19	0,26	0,24	0,19	0,16	0,1	0,1	0,12	0,16	0,14	0,19
1990	0,16	0,19	0,12	0,12	0,19	0,12	0,15	0,08	0,08	0,08	0,03	0,11	0,16	0,09	0,12
1991	0,32	0,26	0,30	0,24	0,28	0,37	0,295	0,37	0,3	0,21	0,12	0,1	0,08	0,2	0,25
1992	0,11	0,14	0,13	0,13	0,23	0,27	0,17	0,13	0,06	0,044	0,07	0,09	0,07	0,08	0,12
1993	0,15	0,06	0,035	0,06	0,06	0,13	0,08	0,07	0,05	0,08	0,06	0,09	0,09	0,07	0,08
1994	0,10	0,13	0,23	0,18	0,2	0,32	0,19	0,13	0,13	0,07	0,13	0,18	0,24	0,15	0,17
1995	0,26	0,28	0,25	0,15	0,12	0,17	0,205	0,25	0,17	0,12	0,07	0,09	0,12	0,14	0,17
1996	0,17	0,13	0,12	0,09	0,09	0,15	0,125	0,22	0,15	0,13	0,13	0,2	0,2	0,17	0,15
1997	0,15	0,15	0,13	0,1	0,23	0,29	0,175	0,29	0,29	0,35	0,19	0,28	0,74	0,36	0,27
1998	0,42	0,48	0,28	0,28	0,15	0,13	0,29	0,12	0,1	0,18	0,18	0,18	0,23	0,165	0,23
SNQ							0,24							0,2	0,22

Tabela 4. Zasoby odnawialne wód podziemnych obliczone metodą Wundta dla zlewni Kamiennej (postęrunek Piechowice) dla wielolecia 1974–1998

Tabela 4. Groundwater renewable resource calculated by Wundt method for Kamienna River catchment (Piechowice gauging section) for the period of 1974–1998

Kamienna – Piechowice

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	Zima	V	VI	VII	VIII	IX	X	Lato	Rok
	NQ [m³/s]						SNQ	NQ [m³/s]						SNQ	SNQ
1974	0,6	0,88	0,88	1,30	1,09	1,90	1,11	3,2	2,05	2,05	1,02	0,67	0,67	1,61	1,36
1975	2,2	2,5	2,5	1,02	1,02	1,60	1,81	2,8	1,75	1,6	0,43	0,6	0,6	1,3	1,55
1976	0,88	1,02	0,95	1,02	0,87	2,80	1,26	2,80	0,74	0,52	0,74	0,81	0,74	1,06	1,16
1977	0,81	1,1	0,6	0,98	2,8	1,60	1,32	2,20	1,23	1,30	3,16	2,15	1,14	1,86	1,59
1978	1,14	1,32	1,14	0,52	1,86	2,67	1,44	3,16	0,96	0,78	0,54	1,32	1,68	1,41	1,42
1979	1,20	1,08	1,35	0,53	0,9	3,46	1,42	2	1,50	0,50	0,56	0,6	0,52	0,95	1,18
1980	0,96	1,14	0,9	1,14	1,02	2,34	1,25	4,8	2,20	1,80	0,9	0,56	0,66	1,82	1,53
1981	0,90	1,2	0,54	1,02	1,3	1,14	1,02	0,84	0,60	0,60	0,96	0,56	0,52	0,68	0,85
1982	2,76	0,72	1,3	0,63	0,78	2,11	1,38	2	1,15	0,80	0,62	0,38	0,3	0,88	1,13
1983	0,34	0,75	1,02	1,03	0,82	1,92	0,98	1,85	0,46	0,50	0,37	0,43	0,82	0,74	0,86
1984	0,82	0,27	1,12	0,36	0,5	1,02	0,68	1,10	1,30	1,10	0,97	0,86	0,71	1,01	0,84
1985	0,26	0,48	0,2	0,35	0,48	2,62	0,73	1,50	2	0,72	1,02	0,96	0,56	1,13	0,93
1986	0,90	1,02	0,61	1,06	1,22	3,46	1,38	1,60	1,50	0,96	1,08	1,14	0,96	1,21	1,29
1987	1,92	1,02	1,05	1,09	1,14	3,6	1,64	3,04	2,06	1,15	1,34	1,15	0,62	1,56	1,60
1988	0,96	0,53	1,07	0,76	0,53	4,56	1,40	0,67	0,71	0,44	0,67	0,44	0,39	0,55	0,98
1989	0,27	1,07	1,07	0,30	2,7	2,52	1,32	0,53	0,48	0,39	0,53	0,62	0,62	0,53	0,92
1990	0,35	0,58	0,61	0,91	1,71	1,21	0,9	0,82	0,87	0,55	0,43	0,59	0,68	0,66	0,78
1991	1,13	0,96	0,91	0,91	0,82	1,72	1,08	1,98	1,30	0,87	0,73	0,68	0,45	1	1,04
1992	0,50	0,83	1	1,03	1,92	3,16	1,41	1,72	0,78	0,5	0,36	0,31	0,38	0,68	1,04
1993	0,64	0,73	0,50	0,73	0,73	2,52	0,98	1,04	0,73	0,59	0,78	0,82	0,82	0,80	0,89
1994	0,78	0,33	1,96	1,18	1,82	3,32	1,57	2,09	0,88	0,48	0,4	0,76	0,64	0,88	1,22
1995	0,60	1,18	0,95	2,09	1,32	2,22	1,39	2,63	2,50	0,4	0,52	0,72	0,95	1,29	1,34
1996	0,95	0,88	0,68	0,20	0,36	0,64	0,62	1,63	0,78	1,04	0,82	1,21	1,46	1,16	0,89
1997	1,46	0,79	0,44	0,59	1,38	1,98	1,11	1,80	1,13	1,46	1,1	0,88	1,10	1,25	1,18
1998	1,35	1,75	1,90	1,56	2,50	2,74	1,97	1,56	1,49	1,32	1,12	1,42	2,12	1,51	1,74
SNQ							1,25							1,10	1,17

Tabela 5. Zasoby odnawialne wód podziemnych obliczone metodą Wundta dla zlewni Kamiennej (postępek Jelenia Góra) dla wieloletnia 1974–1998

Table 5. Groundwater renewable resources calculated by Wundt method for Kamienna River catchment (Jelenia Góra gauging section) for the period of 1974–1998

Kamienna – Jelenia Góra

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	Zima	V	VI	VII	VIII	IX	X	Lato	Rok
	NQ [m³/s]						SNQ	NQ [m³/s]						SNQ	SNQ
1974	0,76	1,06	0,91	2,38	1,5	2,8	1,57	5,73	3,48	2,6	1,35	1,5	1,72	2,73	2,15
1975	2,56	4,57	3,43	1,58	1,97	2,29	2,73	5,04	2,86	3,62	1,71	1,58	1,45	2,71	2,72
1976	1,45	1,58	2,10	2,14	1,62	4,36	2,21	3,8	1,49	1,23	1,31	1,23	1	2,05	1,94
1977	1,36	1,23	0,80	1,05	5,50	2,96	2,15	2,96	1,49	1,75	8,88	3,26	2,14	3,41	2,78
1978	2,28	2,14	2	0,88	2,84	4,4	2,42	5,2	2	1,30	1,2	2,14	2,84	2,45	2,43
1979	1,90	1,40	2,14	1,50	1,60	5,96	2,42	2,98	0,94	1,30	1,1	0,97	1,20	1,42	1,92
1980	1,50	3,36	1,16	1,80	1,32	3,08	2,04	6	2,70	4,60	1,72	1,48	1,40	2,98	2,51
1981	1,64	1,32	1,40	1,08	1,56	2,20	1,53	0,88	0,96	1	2,8	1,24	1,16	1,34	1,44
1982	3,78	1,64	1,72	0,92	1	2,3	1,89	2,5	1,70	1,54	0,99	0,68	0,72	1,36	1,62
1983	0,72	0,81	1,35	1,35	2	3,40	1,605	1,94	1,17	0,72	0,64	0,86	0,98	1,05	1,33
1984	0,94	0,31	1,29	0,41	0,58	1,17	0,78	2,68	2,68	1,92	1,64	1,92	1,99	2,14	1,46
1985	1,57	0,82	0,48	0,81	1,02	3,22	1,32	2	2,70	0,9	0,98	1,05	0,90	1,42	1,37
1986	0,82	0,90	0,86	1,05	1,45	4,35	1,57	1,82	2,88	1,28	1,05	1,58	0,98	1,6	1,58
1987	1,65	1,20	1,26	1,12	1,12	5,30	1,94	5,11	2,35	1,28	1,42	1,28	0,90	2,06	2
1988	1,12	0,98	1,58	1,28	0,98	5,68	1,94	1,65	1,58	1,82	1,28	1,50	1,42	1,54	1,74
1989	0,90	1,82	2,52	1,2	2,70	3,59	2,12	1,66	1,03	1,55	1,1	1,16	1,03	1,26	1,69
1990	1,10	0,82	1,10	1,58	2,08	1,64	1,39	1,40	1,40	1,25	1,2	1,52	1,70	1,41	1,40
1991	2,32	2,3	2,40	2,02	2,10	4,40	2,59	4,60	3,22	2,8	4,2	4,40	4,40	3,94	3,26
1992	1,95	2,5	2,60	2	3,92	5,40	3,06	3,08	1,80	1,2	1,02	0,82	0,82	1,46	2,26
1993	2,60	1,56	1,72	0,43	1,24	4,06	1,935	1,90	1,90	1,9	1,9	2,20	2	1,97	1,95
1994	1,90	1,64	2,94	2,5	4,60	5,80	3,23	4,40	2,80	1,48	1,48	2,15	3,10	2,57	2,90
1995	2,50	2,60	2,95	4,76	3	4,47	3,38	5,42	5,26	2,4	1,7	2,90	1,92	3,27	3,32
1996	1,78	2,15	1,55	0,72	0,69	1,62	1,42	3,43	1,78	1,85	0,55	1,32	1,55	1,75	1,58
1997	2	1,55	1,26	1,04	2,22	2,50	1,76	2,80	2,08	2,22	2,22	2,06	2,14	2,25	2,01
1998	2,14	2,26	3,10	2,74	3,98	3,78	3	1,98	1,82	1,44	1,21	1,70	2,08	1,71	2,35
SNQ							2,08							2,07	2,07

Tabela 6. Zasoby odnawialne wód podziemnych obliczone metodą Wundta dla zlewni Kamienicy (post-runek Barcinek) dla wielolecia 1974–1998

Table 6. Groundwater renewable resources calculated by Wundt method for Kamienica River catchment (Barcinek gauging section) for the period of 1974–1998

Kamienica – Barcinek

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	Zima	V	VI	VII	VIII	IX	X	Lato	Rok
	NQ [m ³ /s]						SNQ	NQ [m ³ /s]						SNQ	SNQ
1974	0,28	0,99	1,08	1,06	0,70	0,6	0,78	0,6	0,88	0,65	0,45	0,17	0,17	0,49	0,64
1975	1,15	2,15	0,62	0,10	0,09	1,15	0,88	0,46	0,38	0,70	0,24	0,20	0,24	0,37	0,62
1976	0,30	0,7	1,15	0,66	0,58	0,62	0,67	0,38	0,24	0,20	0,16	0,26	0,26	0,25	0,46
1977	0,50	1,33	0,7	2,04	1,24	0,97	1,13	0,88	0,46	0,50	1,51	0,88	0,54	0,79	0,96
1978	0,66	1,06	1,06	0,50	1,15	0,62	0,84	0,46	0,22	0,18	0,54	0,70	2,04	0,69	0,77
1979	0,72	0,75	0,75	0,94	1,42	1,42	1	0,38	0,35	0,32	0,30	0,40	0,45	0,37	0,68
1980	0,67	1	0,71	0,72	0,89	1,18	0,86	0,86	0,40	0,86	0,42	0,35	0,38	0,54	0,7
1981	0,50	0,42	0,72	0,56	0,50	0,49	0,53	0,37	0,25	0,24	0,74	0,37	0,37	0,39	0,46
1982	2,10	2,20	1,50	0,74	0,64	0,64	1,3	0,11	0,20	0,16	0,10	0,09	0,10	0,13	0,71
1983	0,15	0,20	0,31	0,77	1,29	0,57	1,67	0,46	0,14	0,10	0,13	0,12	0,12	0,18	0,36
1984	0,16	0,31	0,46	0,39	0,20	0,84	0,39	0,37	0,31	0,20	0,25	0,38	0,34	0,31	0,35
1985	0,11	0,16	0,16	1,74	1,50	0,47	0,69	0,36	0,47	0,18	0,15	0,36	0,25	0,29	0,49
1986	0,36	0,68	0,90	0,23	0,23	0,81	0,53	0,2	0,16	0,13	0,13	0,95	0,81	0,4	0,47
1987	0,81	0,66	0,86	0,95	1,30	1,29	0,99	0,47	0,4	0,11	0,18	0,11	0,10	0,23	0,6
1988	0,10	0,47	0,68	0,68	1,09	0,47	0,58	0,1	0,1	0,47	0,40	0,40	0,40	0,31	0,45
1989	0,47	1,50	1,12	0,55	0,49	0,49	0,77	0,28	0,25	0,25	0,16	0,22	0,37	0,25	0,51
1990	0,37	0,42	0,38	0,47	0,47	0,22	0,39	0,15	0,10	0,09	0,09	0,25	0,25	0,15	0,27
1991	0,4	0,76	0,47	0,37	0,14	0,23	0,39	0,66	0,11	0,09	0,13	0,14	0,23	0,23	0,31
1992	0,45	0,60	0,40	0,66	0,59	0,37	0,51	0,14	0,03	0,03	0,015	0,027	0,03	0,04	0,28
1993	0,14	0,14	0,23	0,14	0,36	0,56	0,26	0,4	0,34	0,33	0,35	0,51	0,43	0,39	0,33
1994	0,56	0,59	1,83	0,90	1,35	1,28	1,08	0,54	0,05	0,03	0,09	0,15	0,42	0,21	0,65
1995	0,6	0,54	1,28	1,13	0,72	0,83	0,85	0,6	0,95	0,58	0,66	0,66	0,66	0,68	0,77
1996	1,13	1,47	0,92	0,99	0,6	1,31	1,07	1,66	0,66	0,72	0,52	0,69	0,57	0,8	0,94
1997	0,67	0,52	0,40	0,67	0,73	0,70	0,61	0,67	0,48	0,48	0,59	0,59	0,56	0,56	0,59
1998	0,69	0,75	0,87	0,68	1,54	0,75	0,88	0,47	0,39	0,47	0,36	0,47	0,54	0,45	0,66
SNQ							0,79							0,38	0,56

Tabela 7. Zasoby odnawialne wód podziemnych obliczone metodą Wundta dla zlewni Bobru (posterunek Wojanów) dla wielolecia 1974–1998

Table 7. Groundwater renewable resources calculated by Wundt method for Bóbr River catchment (Wojanów gauging section) for the period of 1974–1998

Bóbr – Wojanów

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	Zima	V	VI	VII	VIII	IX	X	Lato	Rok
NQ [m ³ /s]							SNQ	NQ [m ³ /s]							SNQ
1974	0,66	0,64	1,26	3,6	1,92	1,18	1,54	1,10	1,34	2,76	2,13	1,42	1,26	1,67	1,61
1975	3,18	7,40	4,44	1,86	1,72	4,16	3,79	2,20	1,48	2,20	1,24	1,12	0,94	1,53	2,66
1976	1	2,20	5	2,41	2,41	4,14	2,86	2,12	0,97	0,69	1,04	0,90	1,11	1,14	2
1977	2,41	5,49	1,82	4,62	4,38	2,94	3,61	4,62	2,41	4,38	8,22	2,56	2,12	4,05	3,83
1978	3,05	3,65	2,65	1,55	6,24	5,10	3,71	3,45	1,6	1,21	1,21	1,25	2,25	1,83	2,77
1979	1,99	1,69	4,06	2,34	2,74	6,75	3,26	2,35	1,92	2,03	1,31	1,38	1,92	1,82	2,54
1980	2,03	5,70	1,60	5	3,99	9,69	4,67	3,77	2,9	4,21	3,56	2,46	2,35	3,21	3,94
1981	2,83	3,72	1,96	3,6	3,56	2,20	2,98	1,6	1,18	0,97	3,79	2,30	2,3	2,02	2,5
1982	7,62	5,21	3,57	3,26	3,21	3,98	4,475	1,94	1,6	1,32	1,04	0,66	0,66	1,20	2,84
1983	0,58	0,44	1,18	2,29	3,34	4,36	2,03	2,82	1,66	0,90	1,02	1,02	1,02	1,41	1,72
1984	1,02	1,27	2,14	1,67	2,3	4,38	2,13	3,04	2,39	1,82	1,46	1,46	1,82	2	2,06
1985	1,64	3,04	2,56	2,86	4,38	4,38	3,14	2,52	2,78	1,10	1,28	1,10	0,98	1,63	2,38
1986	1,10	2,48	2,80	3,04	3,15	4,02	2,765	1,82	2,26	0,98	1,1	2,78	1,82	1,79	2,28
1987	1,82	1,46	3,06	3,56	2,77	6,93	3,27	3,30	2	1,73	1,82	1,82	1,64	2,05	2,66
1988	1,55	3	3	3,64	3,30	3,64	3,02	1,40	1,20	1	0,76	1,40	1	1,13	2,07
1989	0,80	4,66	2,85	2,10	3	2,70	2,685	1,80	1,40	1,60	0,8	1	0,80	1,23	1,96
1990	0,90	1,32	1,60	2,10	2,40	1,80	1,69	1,6	1,20	0,82	1	1,20	1,51	1,22	1,45
1991	1	1,80	1,80	1,45	2,10	1,80	1,66	3,15	1,80	2,10	1,80	1,20	1	1,84	1,75
1992	1,20	1,35	3,98	4,32	7,52	4,66	3,84	1,70	1	0,80	0,60	0,80	0,60	0,92	2,38
1993	2,08	1,56	1,46	1,17	1,01	3,64	1,82	0,80	0,60	0,90	1,56	1,46	1,70	1,17	1,49
1994	2,68	3,98	3,54	3,42	6,70	4,78	4,18	1,82	1,24	0,67	0,39	0,95	1,26	1,055	2,62
1995	1,26	2,50	2,41	5,57	2,85	6,05	3,44	3,05	4,45	1,95	1,10	3,25	2,55	2,725	3,08
1996	1,95	2,67	2,17	1,74	1,35	4,05	2,32	4,65	1,50	1,95	2,25	4,05	4,45	3,14	2,73
1997	2,68	1,66	0,96	2,21	3,54	3,88	2,49	2,68	1,81	2,42	2,22	2,45	2,22	2,3	2,39
1998	2,65	3,89	5,30	4,55	6,36	4,55	4,55	2,15	1,70	2,30	1,64	1,78	3,45	2,17	3,36
SNQ							3,04							1,85	2,44

Tabela 8. Zasoby odnawialne wód podziemnych obliczone metodą Wundta dla zlewni Bobru (posterunek Jelenia Góra) dla wielolecia 1974–1998

Table 8. Groundwater renewable resources calculated by Wundt method for Bóbr River catchment (Jelenia Góra gauging section) for the period of 1974–1998

Bóbr – Jelenia Góra

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	Zima	V	VI	VII	VIII	IX	X	Lato	Rok
	NQ [m³/s]						SNQ	NQ [m³/s]						SNQ	SNQ
1974	5,63	6,06	7,35	11,6	9,93	6,49	7,84	12,5	12,10	13	9,07	7,35	6,92	10,07	8,96
1975	10,5	17	13	4,4	7,50	12	10,73	12	7,50	11	3	3,25	3,25	6,67	8,70
1976	5,10	6,15	8,50	7	5,80	12,50	7,51	10	2,28	2,5	2,64	2,82	3	3,87	5,69
1977	7	7,50	4,75	9	15,50	11,50	9,21	11,50	8,50	9	22,6	13,5	7,50	12,10	10,7
1978	10,20	12,60	10,20	6,70	17	17,90	12,43	10,70	6,35	3,6	3,97	4,35	8,10	6,18	9,30
1979	5,11	4,16	5,11	4,64	5,65	18,40	7,19	6	5,65	6,4	3,97	5,65	5,30	5,49	6,33
1980	7,05	16	6,80	10,7	10,70	17,40	11,44	17	11,70	17	8,10	8,45	7,40	11,53	11,5
1981	8,45	5,30	6,12	8,45	8,80	8,45	7,595	5,30	4,54	5,1	10,2	8,8	8,45	7,07	7,33
1982	17,9	12,60	11,7	7,75	8,45	12,60	11,83	12,6	8,8	6,9	3,54	2,01	2,01	5,98	8,90
1983	1,76	2,01	4,05	8,80	14,1	14,60	7,55	9,76	3,54	2,9	2,52	1,76	2,01	3,755	5,65
1984	1,50	3,19	4,05	2,52	4,05	14,60	4,985	12,6	7,85	4,1	4,05	5,95	3,54	6,34	5,66
1985	3,03	5,95	3,03	3,54	7,85	10,70	5,68	9,76	8,18	5,7	5,70	7,56	5,36	7,04	6,36
1986	5,36	6,32	5,70	5,7	5,7	18,40	7,86	5,70	10,70	5,7	5,19	8,18	6,32	6,965	7,41
1987	6,32	5,70	7,25	7,56	7,56	24,60	9,83	10,20	7,56	7,3	7,56	7,56	6,32	7,74	8,79
1988	7,25	6,56	6,56	8	6,08	14,50	8,16	6,08	5,60	6,1	3,20	4,64	6,08	5,28	6,72
1989	4,16	13,90	8,96	8,48	9,92	12,80	9,7	8	5,60	7	2,60	4,16	4,64	5,34	7,52
1990	5,12	4,64	5,6	7,52	10,9	7,04	6,8	6,56	3,68	2	1,40	1,80	2	2,91	4,85
1991	3,20	3,20	4,16	3,07	3,92	7,52	4,18	11,80	6,08	8,4	4,64	2	1,40	5,72	4,95
1992	2,80	2,40	10,40	8,96	15,60	19,50	9,94	8,96	3,68	2,6	1,20	2	2,40	3,47	6,71
1993	3,20	2,40	2,40	2,20	3,33	11,80	4,22	3,2	2,80	2,4	2,20	4,64	3,68	3,15	3,69
1994	4,16	4,16	9,92	5,63	16,20	13,90	8,995	4,16	2,62	1,6	1,20	4,05	3,54	2,86	5,93
1995	3,54	4,05	3,54	11,7	7,30	16,20	7,72	10	10,6	4,9	1,86	6,34	3,46	6,19	6,96
1996	4,42	5,11	5,64	3,94	3,94	8,40	5,24	9,5	3,94	4,4	4,90	10	8,40	6,86	6,05
1997	12,30	6,96	3,84	4,72	13,40	16,20	9,57	12,30	8,02	11	6,96	5,90	5,90	8,38	8,97
1998	6,96	10,1	14,6	11,2	16,8	17,90	12,93	4,66	4,97	7	4,66	5,28	10,10	6,105	9,52
SNQ							8,36							6,28	7,32

Literatura

- Achramowicz S., Żelaźniewicz A., 1998: *Północna część bloku karkonosko-izerskiego: zapis dwóch orogenez*, Pol. Tow. Mineral. – Prace Specjalne, z. 11.
- Ahrens W., 1926: *Gefüge und gesteitungsgeschichte der Gneissgranite de Isergebirges*, Mit. Abt. Gesteins und Salzuntersuch, 2, Berlin.
- Aleksandrowski P., 1995: *Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu warwyscyjskiej struktury Sudetów*, Przegl. Geol. t. 43.
- Aleksandrowski P., 2003: *Śródsudecka strefa uskokowa – przykład przesuwczej granicy terranów*, [w:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.): *Sudety Zachodnie – od wendu do czwartorzędu*, Wind, Wrocław.
- Annau R., Bender S., Wohnlich S. (eds), 1998: *The third workshop on hardrock hydrogeology of the Bohemian Massif*, Münchner Geol. Hefte, Reihe B, Heft 8, Hieronymus GmbH, München.
- Antosz A. i in., 2001: *Raport o stanie środowiska w województwie dolnośląskim w 2000 roku*, Biblioteka monitoringu środowiska, Wrocław.
- Bac-Bronowicz J., 1997: *Opady atmosferyczne*, [w:] Pawlak W. (red.): *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*, Uniw. Wrocław i PAN, Wrocław.
- Banks S., Banks D. (eds), 1993: *Hydrogeology of hard rocks*, Memoires of the International Association of Hydrogeologists, 24th Congress on Hydrogeology of Hard Rocks, Oslo, Norway.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A., Urbanek Z., 1990: *Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland)*, N. Jb. Geol. Palaont. Abh., 179.
- Bażyński J., Fistek J., Graniczny M., Sławiński A., Wilczyński M., 1981: *Interpretacja zdjęć satelitarnych w świetle badań hydrogeologicznych południowo-zachodniej części Polski*, Techn. Poszuk. Geol., t. 1, Warszawa.
- Bażyński J., Graniczny M., Oberc J., Wilczyński M.S., 1986: *Mapa fotogeologiczna Sudetów 1:200 000*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Berg G., 1919: *Geologische Karte von Preussen und benachtb. Deutschen Landern. Blatt Flinsberg – Strickerhäuser*, Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Berg G., 1923: *Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst., N.F. 94, Berlin.
- Berg G., 1925: *Zur geologie des Riesengebirges*, Ztschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch., 77, Berlin.
- Berg G., 1935: *Erl. z. Geol. Karte, Blatt Alt Kemnitz*, Preuss. Geol. Landesanst., 276, Berlin.
- Berg G., 1940: *Geologische Karte von Preussen und benachtb. Bundesstat. Blatt Schreiberhau und Schneegruben Baude*, Preuss. Geol. Landesanst., 2 Auflage, Berlin.
- Błaszyk T., Górski J., 1991: *Stan badań nad ochroną wód podziemnych w Polsce przeciw zubożeniu zasobów i degradacji jakości*, [w:] *Ochrona wód podziemnych w Polsce. Stan i kierunki badań*, CPBP 04.10, z. 56, Wyd. SGGW-AR, Warszawa.
- Bobiński W., 1990: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Jakuszyce*, Wyd. Geol., Warszawa.

- Bobinski W., Gawlikowska E., 1993: *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Jakuszyce*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Bobrowska I., 1970: *Kryteria optymalizacji podstawowej sieci obserwacyjnej wód gruntowych w Polsce*, Arch. IH UW, Warszawa (mpis).
- Bocheńska T., Gurwin J., Marszałek H., Wąsik M., 1997: *Remarks about water-bearing and ground-water chemistry of hard rocks in the Western Sudetes*, [w:] Bocheńska T., Staśko S., 1997 (eds): *The second workshop on hardrock hydrogeology of the Bohemian Massif*, Acta Univ. Wratisl. No 2052, Hydrogeology, Wrocław.
- Bocheńska T., Kowalski S., Lubczyński M., Malinowski J., Marszałek H., i in., 1989: *Model warunków hydrogeologicznych Sudetów i ich przedpola*, Arch. ZHS ING Uniw. Wroc., Wrocław (mpis).
- Bocheńska T., Marszałek H. i in., 1994: *Studium warunków hydrogeologicznych Sudetów i ich przedpola*, Arch. ZHS ING Uniw. Wroc., Wrocław (mpis).
- Bocheńska T., Staśko S., 1997 (eds): *The second workshop on hardrock hydrogeology of the Bohemian Massif*, Acta Univ. Wratisl. No 2052, Hydrogeology, Wrocław.
- Borkowska M., 1966: *Petrografia granitu Karkonoszy*, Geologia Sudetica, vol. II.
- Borkowska M., Czerwiński J., 1973: *On some mineralogical and textural features of granite regoliths in the Karkonosze Massif*, Studia Geographica 33.
- Borkowska M., Hameurt J., Vidal P., 1980: *Origin and age of Iżera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes*, Acta Geol. Pol., 30, Warszawa.
- Buchtele J., Čurda S., Hrkál Z., Krásný J., 2003: *New approach to using GIS in groundwater runoff assessment: the Krušné Mts., Czech Republic*, [w:] Krasný J. et al. (eds), *Groundwater in Fractured Rocks*, IHP-VI, Series on Groundwater, No 7, Prague.
- Bury W., 1995: *Prognozowanie pionowej migracji zanieczyszczeń konserwatywnych przez utwory przepuszczalne i półprzepuszczalne przy wykorzystaniu znaczników naturalnych i sztucznych*, Współczesne Problemy Hydrogeologii, t. VII, cz.1, ZHiOW AGH, Kraków.
- Castany G., 1972: *Poszukiwanie i eksploatacja wód podziemnych*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Ciężkowski W., 1981: *Pionowa strefowość hydrogeochemiczna w obrębie gnejsów metamorfiku Łądką i Śnieżnika (Sudety Środkowe)*, Przegl. Geol., 9 (341).
- Ciężkowski W., 1990: *Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich*, Prace Nauk. Inst. Geotechniki Polit. Wrocł. No 60, Seria: Monografie, No 19, Wyd. Polit. Wrocł., Wrocław.
- Ciężkowski W., Doktor S., Graniczny M., Marszerek T., 1989: *Zależności występowania wód mineralnych i termalnych z nieciągłościami teledetekcyjnymi w Sudetach Zachodnich*, Prace Nauk. Inst. Geotechniki Polit. Wrocł. No 58, seria: Konferencje, No 29, Wyd. Polit. Wrocł., Wrocław.
- Ciężkowski W., Doktor S., Graniczny M., Kabat T., Kozłowski J., Liber-Madziarz E., Przylibski T., Teisseyre B., Wiśniewska M., Zuber A., 1996: *Próba określenia obszarów zasilania wód leczniczych pochodzenia infiltracyjnego w Polsce na podstawie badań izotopowych*, Zał. 3: *Złoże wód leczniczych Cieplic Śląskich Zdroju*; Zał. 4: *Złoże wód leczniczych Czerniawy Zdroju*, ZBU „Zdroje”, Wrocław (mpis).
- Ciężkowski W., Gröning M., Leśniak P.M., Weise S.M., Zuber A., 1992: *Origin and age of thermal waters in Cieplice Spa, Sudeten, Poland, inferred from isotope, chemical and noble gas data*, Journal of Hydrology, 140, Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Ciężkowski W., Koszela J., 1985: *Nowe spojrzenie na obszar zasilania wód termalnych Cieplic Śl. Zdroju*. Mat. Symp.: „Stan rozpoznania i perspektywy wykorzystania wód termalnych”, Warszawa-Kraków.
- Ciężkowski W., Kryza J., 1989: *Deuter i tlen-18 w zwykłych wodach podziemnych Sudetów*, Prace Nauk. Inst. Geotechniki Polit. Wrocł. No 58, Seria: Konferencje, No 29, Wyd. Polit. Wrocł., Wrocław.
- Ciężkowski W., Kryza J., 1997: *Oxygen and hydrogen isotopic composition in fresh groundwater of the Sudety Mts*, Acta Univ. Wratisl. No 2052, Hydrogeology, Wrocław.

- Cieżykowski W., Marszałek H., Solecki A., 1993: *Radon w wodach podziemnych i w powietrzu globalnym obszaru granitu karkonoskiego*, Geoekologiczne Problemy Karkonoszy, Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław.
- Cieżykowski W., Marszałek H., Wąsik M., 2004: *Projekt prac geologicznych ujęcia wód podziemnych (termalnych) W-1 w miejscowości Wojcieszycze*, Eurogeo, Wrocław (mpis).
- Cieżykowski W., Mroczkowska B., 1985: *Anomalia hydrogeochemiczna Cieplic Śląskich Zdroju*, Ann. Soc. Geol. Pol., V, 55/3–4, Kraków.
- Cieżykowski W., Przylibski T., 2003: *Wody szczelinowe granitu karkonoskiego na przykładzie źródła nr 26 w Kowarach: wyniki badań izotopowych*, Przewodnik do wycieczek LXXIV Zjazdu PTG W Cieplicach Śl., Wind, Wrocław.
- Cieżykowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.), 2003: *Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędu*, Wind, Wrocław.
- Cloos H., 1925: *Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granit-tektonik)*, I Spec. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien, Bau, Bildung und Oberflächengestaltung, Berlin.
- Craig H., 1961: *Isotopic variations in meteoric water*, Science, 133.
- Cymerman Z., 1998: *Uskok śródsudecki a regionalne strefy ścinających podatnych w Sudetach*, Przegl. Geol., vol. 46, nr 7.
- Czerwiński J., 1975: *Rozwój zwietrzelin karkonoskich w trzecio- i czwartorzędzie*, [w:] *Rzeźba i czwartorzęd Polski południowo-zachodniej*, Wrocław.
- Czerwiński J., 1985: *Główne rysy rzeźby i rozwój geomorfologiczny*, [w:] Jahn A. (red.), *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław.
- Dąbrowski S., Górski J., Kapuściński J., Przybyłek J., Szczepański A., 2004: *Metodyka określania zasobów eksploatacyjnych ujęć zwykłych wód podziemnych. Poradnik metodyczny*, Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- Dąbrowski S., Przybyłek J., 2005: *Metodyka próbnych pompowań w dokumentowaniu zasobów wód podziemnych. Poradnik metodyczny*, Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- Dębski K., 1970: *Hydrologia*, Arkady, Warszawa.
- Doktor S., Graniczny M., Wiśniewska M., 1985: *Wykorzystanie metod teledetekcyjnych do poszukiwania wód termalnych i mineralnych na przykładzie masywu granitowego Karkonoszy*, Przegl. Geol., 8.
- Dowgiałło J., 1970: *Zastosowanie badań izotopów trwałych w hydrogeologii*, Postępy Nauk Geologicznych, z. 1, Wyd. Geol., Warszawa.
- Dowgiałło J., 1973: *Wyniki badań składu izotopowego tlenu i wodoru w wodach podziemnych Polski Południowej (Sudety)*, Biuletyn IG, nr 227.
- Dowgiałło J., 1976: *Wody termalne Sudetów*, Acta Geol. Pol., vol. 26, No 4.
- Dowgiałło J., Fistek J., 1998: *Dokumentacja hydrogeologiczna wód leczniczych w Jeleniej Górze-Cieplicach*, PAN, Warszawa (mpis).
- Dowgiałło J., Fistek J., Mierzejewski M., 1989: *Pochodzenie i krążenie wód termalnych w Kotlinie Jeleniogórskiej w świetle nowych badań strukturalnych i hydrogeochemicznych*, Prace Nauk. Inst. Geotechniki Polit. Wrocław. No 58, seria: Konferencje No 29, Wyd. Polit. Wrocław, Wrocław.
- Dowgiałło J., Kleczkowski A.S., Macioszczyk T., Różkowski A. (red.), 2002: *Słownik hydrogeologiczny*, PIG, Warszawa.
- Dubicki A. (red.), 2002: *Zasoby wodne w dorzeczu górnej i środkowej Odry w warunkach suszy*, IMGW, Warszawa.
- Duliński M., Florkowski T., Grabczak J., Różański K., 2001: *25 lat systematycznych pomiarów składu izotopowego opadów na terenie Polski*, Przegl. Geol., vol. 49, nr 3.
- Dumanowski B., 1952: *Morfologia doliny Bobru w okolicy Jeleniej Góry*, Czas Geogr., t. XXI/XXII, Wrocław.
- Dumanowski B., 1961: *Cover deposits of the Karkonosze Mts*, Zesz. Nauk. Uniw. Wrocław, seria B, nr 8.

- Duthou J.L., Couturie J.P., Mierzejewski M.P., Pin C., 1991: *Oznaczenia wieku granitu Karkonoszy metodą izochronową, rubidowo-strontową, na podstawie całych próbek skalnych*, Przegl. Geol., vol. 36, nr 2.
- Dyjur S., Mroczkowska B., Mroczkowski J., 1995: *Hydrogeochemiczne wskaźniki współczesnej aktywności tektonicznej Dolnego Śląska*, Acta Univ. Wratisl. 1739, Prace Geol.-Miner., 50.
- Dziedzic K., Kozłowski S., Majerowicz A., Sawicki L. (red.), 1979: *Surowce mineralne Dolnego Śląska*, Ossolineum, Wrocław.
- Edmunds M. et al., 2003: *Raport końcowy z projektu BASELINE. Naturalne standardy jakości europejskich wód podziemnych jako podstawa gospodarowania zasobami zbiorników wód podziemnych*, www.bgs.ac.uk/hydrogeology/baseline/europe
- Fistek J., 1970a: *Dokumentacja hydrogeologiczna źródeł wód radoczących Szklarskiej Poręby*, Arch. PPOTU, Warszawa–Wrocław (mpis).
- Fistek J., 1970b: *Dokumentacja hydrogeologiczna źródeł wód radoczących Kowar*, Arch. PPOTU, Warszawa–Wrocław (mpis).
- Fistek J., Dowgiałło J., 2003: *Wody termalne Cieplic Śląskich w świetle badań geologiczno-poszukiwawczych wykonanych w latach 1969–73 i 1997–98*, [w:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.): *Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędu*, Wind, Wrocław.
- Fistek J., Fistek A., 2001: *Projekt prac geologicznych na wykonanie otworu „Cieplice-3”*, UPiBG-H, Wrocław (mpis).
- Fistek J., Fistek A., 2002: *Geotermia Dolnego Śląska – zasoby, wykorzystanie, koszty inwestycyjne*, [w:] Materiały konferencyjne: „Wykorzystanie odnawialnych źródeł energii na przykładzie Dolnego Śląska”, Polski Klub Ekologiczny, Wrocław.
- Fistek J., Fistek A., Farbisz J., 2001: *Dokumentacja wyników – Sprawozdanie z prac I etapu rozpoznania struktury hydrogeologicznej Cieplic przy zastosowaniu płytkich otworów badawczych*, UPiBG-H, Wrocław (mpis).
- Fistek J., Tęsiorowska H., 1973: *Problemy genezy wód termalnych Cieplic Śl. Zdroju*, Biul. Inst. Geol., 264.
- Frech F., 1911: *Schlesiens Heilquellen in ihrer Beziehung zum bau der Gebirge*, Ztschr. Balneol. IV, Jahr. 15.
- Freeze R.A., Cherry J.A., 1979: *Groundwater*, Prentice Hall Inc., New Jersey.
- Gascoyne M., Kamineni D.C., 1994: *The hydrogeochemistry of fractured plutonic rocks in the Canadian Shield*, Applied Hydrogeology, vol. 2, No 2.
- Gat J.R., Gonfiantini R., 1981: *Stable isotope hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the water cycle*, IAEA, Vienna.
- Goossens M., Van Damme M., 1987: *Vulnerability mapping in Flandres, Belgium*, [w:] *Vulnerability of Soil and Groundwater to Pollutants*, W. van Duijvenboden & H.G. van Waegeningh (eds), TNO Committee on Hydrological Research, The Hague, Proceedings and Information No 38.
- Grzegorzczak K., 2002: *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000*, arkusz Kowary, PIG, Warszawa (mpis).
- Gurwin J., Wąsik M., 1996: *Parametry przesączania osadów korytowych w badaniach zlewni rzeki Rudnej*, [w:] *Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*, DWE, Wrocław.
- Gustafson G., Krasny J., 1993: *Crystalline rocks aquifers: their occurrence, use and importance*, Memoires of the XXIVth Congress of IAH, Oslo.
- Herbich P., 1991: *Ocena przewodności wodnej i odsączalności metodą analizy regresji odpływu podziemnego*, Współczesne Problemy Hydrogeologii, z. V, SGGW nr 48, Warszawa.
- Herzig J., 1999: *Prędkość migracji zanieczyszczeń w strefie aeracji glin i ilów*, [w:] Kleczkowski A.S. (red.): *Prędkość migracji zanieczyszczeń przez strefę aeracji na podstawie badań polowych i laboratoryjnych*, Wyd. AGH, Kraków.
- Hölting B., 1980: *Hydrogeologie. Einführung in die Allgemeine und Angewandte Hydrogeologie*, Enke Verlag, Stuttgart.

- Iwanowski S., 1979: *Description of spas – Cieplice Zdrój*, Conf. Proceed: „Hydrogeochemistry of mineralized waters”, Wyd.Geol., Warszawa.
- Jahn A., 1965: *Formy i procesy stokowe w Karkonoszach*, Opera Corcontica 2.
- Jahn A., 1968: *Peryglacialne pokrywy stokowe Karkonoszy i Gór Izerskich*, Opera Corcontica 5.
- Jahn A. (red.), 1985: *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław.
- Jahn A., Chodak T., Migoń P., August Cz., 2000: *Utwory zwietrzelinowe Dolnego Śląska. Nowe stanowiska, wiek i znaczenie geomorfologiczne*, Studia Geograficzne LXXII, Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław.
- Janicki B., Krawczyk J., Kryza J., Nowacki F., 1994: *Bilans wodno-gospodarczy wraz ze sformułowaniem warunków korzystania z wód zlewni rzeki Bóbr do przekroju powyżej zbiornika Pilichowice w zakresie wód podziemnych na podstawie dotychczasowych wyników badań na tym obszarze*, PG „Proxima”, Wrocław (mpis).
- Jawański W., Pelczar A., Stopiński W., 1959: *Wstępne orzeczenie geologiczne: „Zapora na rzece Mała Karkonosza w Górzycu”*, PGBW Hydrogeol., Kraków, Arch. WPWiK w Jeleniej Górze (mpis).
- Jetel J., 1986: *Výsvětliky k základní hydrogeologické mapě ČSSR, List 003 Liberec, List 04 Náchod*, Ústřední Ústav Geol., Praha.
- Jezierski P., 2002: *Chemizm wód podziemnych a ich dynamika w obszarze Rudaw Janowickich*, praca doktorska, Arch. ING Uniw. Wrocław, Wrocław (mpis).
- Jezierski P., Marszałek, 2003: *Wody szczelinowe granitu karkonoskiego na przykładzie źródła nr 26 w Kowarach: ogólna charakterystyka hydrogeologiczna*, Przewodnik do wycieczek LXXIV Zjazdu PTG W Cieplicach Śl., Wind, Wrocław.
- Jokiel P., 1987: *Proces wysychania zlewni i jego fizjograficzne uwarunkowania*, Acta Geographica Lodziensia 56, Ossolineum.
- Jokiel P., 1994a: *Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce*, Acta Geographica Lodziensia 66–67, ŁTN, Łódź.
- Jokiel P., 1994b: *Potencjały zasobności i ich odnawialność w małych zlewniach górskich*, [w:] Tomaszewski J.T. (red.): *Problemy hydrologii regionalnej*, Inst. Geogr. UW., Wrocław.
- Kielczawa J., Czerski M., 1997: *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Jelenia Góra*, PIG, Warszawa (mpis).
- Kień D., 2002a: *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Jakuszyce*, PIG, Warszawa (mpis).
- Kień D., 2002b: *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Szklarska Poręba*, PIG, Warszawa (mpis).
- Kille K., 1970: *Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der Monatlichen Niedrigwasserabflüsse*, Ztschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol., 6 Abh., Hannover.
- Kiriuchin W.A., Tolstichin N.I., 1987: *Региональная гидрогеология*, Недра, Москва.
- Kleczkowski A.S., 1988: *Regionalizacja słodkich wód podziemnych Polski w zmodyfikowanym ujęciu*, Aktualne Problemy Hydrogeologii, cz. III, Wyd. Inst. Morskiego, Gdańsk.
- Kleczkowski A.S. (red.) 1990: *Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych GZWP w Polsce wymagających szczególnej ochrony (1:500 000)*, Wyd. IHiGI, AGH, Kraków.
- Kleczkowski A.S.(red.), 1991: *Ochrona wód podziemnych w Polsce. Stan i kierunki badań*, Wyd. CPBP 04.10. Ochrona i kształtowanie środowiska przyrodniczego, z. 56.
- Kleczkowski A.S. (red.), 1999: *Prędkość migracji zanieczyszczeń przez strefę aeracji na podstawie badań polowych i laboratoryjnych*, Wyd. AGH, Kraków.
- Kmieć G., Kacperczyk K., Zwoździak J., Zwoździak A., 1994: *Ocena stężenia i rodzaju zanieczyszczeń w opadach atmosferycznych w rejonie Karkonoszy*, Karkonoskie Badania Ekologiczne II, Dziekanów Leśny.

- Komar T., 1985: *Wody powierzchniowe*, [w:] Jahn A. (red.): *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław.
- Kondracki J., 1994: *Geografia Polski – mezoregiony fizyczno-geograficzne*, PWN, Warszawa.
- Konoplacew A.A., Siemionow S.M., 1979: *Prognozowanie i kartograficzne odwzorowanie reżimu wód gruntowych*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Kostrzewski A., 1968: *Granulometria granitowej zwietrzliny z terenu Karkonoszy*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, t. 21.
- Kowalczyk A., 2003: *Formowanie się zasobów wód podziemnych w utworach węglanowych triasu śląsko-krakowskiego w warunkach antropopresji*, Wyd. UŚI., Katowice.
- Kowalski S., 1987: *Drenaż wody w warunkach laboratoryjnych na przykładzie wybranych utworów kenozoicznych Sudetów i ich przedpola*, Geologia Sudetica, vol. XXII, z. 1–2, Ossolineum, Wrocław.
- Kowalski S., 1992: *Czynniki naturalne warunkujące występowanie wód podziemnych w regionie sudeckim*, Acta Univ. Wratisl. No 1324, Prace Geol.-Mineral. No XXV, Wrocław.
- Kozdrój W., Krentz O., Opletal M. (red.), 2001: *Mapa geologiczna Lausitz–Jizera–Karkonosze (bez osadów kenozoicznych) w skali 1: 100 000*, PIG, Warszawa.
- Krásný J., 1993a: *Classification of Transmissivity Magnitude and Variation*, Ground Water 31 (2).
- Krásný J., 1993b: *Prevailing transmissivity of rocks in the Czech part of the Karkonoše and Jizerske Hory Mountains*, Współczesne Problemy Hydrogeologii, t. VI, Wyd. Sudety, Wrocław.
- Krásný J., Knežek M., 1977: *Regional estimate of groundwater runoff from fissured rocks on using transmissivity*, J. Hydrol. Sci., vol. 4, No 2.
- Krásný J., Knežek M., Šubova A., Dankova H., Matuška M., Handel H., 1982: *Odtok podziemni vody na uzemi Československa*, Český Hydrometeorologický Ústav, Praha.
- Krásný J., Mls J. (eds), 1996: *Hardrock hydrogeology of the Bohemian Massif*, Acta Univ. Carolinae, Geologia, vol. 40, No 2, Wyd. Karolinum, Praha.
- Krogulec E., 2004: *Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia w dolinie rzecznej na podstawie przesłanek hydrodynamicznych*, Geologia 449, Wyd. UW, Warszawa.
- Kryza H., 1988: *Formowanie się odpływu podziemnego w zlewniach górskich masywu Śnieżnika*, Acta Univ. Wratisl. No 964, Prace Geol.-Miner. No XI, 2, Wrocław.
- Kryza H., Kryza J., 1983: *Hydrogeologiczna rola zwietrzelin granitu na przykładzie zlewni górnej Kamiennej (Karkonosze)*, Mat. II Ogólnopolskiego Sympozjum „Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej”, Wyd. UW, Wrocław.
- Kryza H., Kryza J., 1988: *Hydrogeologiczne warunki występowania naturalnych wypływów wód podziemnych w masywie granitowym rejonu Jakuszyc na przykładzie zlewni Kamiennej*, Acta Univ. Wratisl. No 964, Prace Geol.-Mineral. No XI, 2, Wrocław.
- Kryza H., Kryza J., Marszałek H., 1993: *Środowisko występowania i skład chemiczny wód masywu krystalicznego Karkonoszy*, [w:] Fischer Z. (red.): *Karkonoskie badania ekologiczne I*, Ofic. Wyd. Inst. Ekologii PAN, Dziekanów Leśny.
- Kryza H., Kryza J., Marszałek H., 1994: *Zanieczyszczenie wód Karkonoszy*, [w:] Fischer Z. (red.): *Karkonoskie badania ekologiczne II*, Ofic. Wyd. Inst. Ekologii PAN, Dziekanów Leśny.
- Kryza H., Kryza J., Marszałek H., 1995: *Hydrogeochemia środowiska wodnego Karkonoszy*, [w:] Fischer Z. (red.): *Problemy ekologiczne wysokogórskiej części Karkonoszy*, Ofic. Wyd. Inst. Ekologii PAN, Dziekanów Leśny.
- Kryza H., Kryza J., Marszałek H., 1997: *Impact of acidification on the groundwater chemistry in granitic massif of the Karkonosze Mts. (SW Poland)*, Acta Univ. Wratisl. No 2052, Wrocław.
- Kryza H., Kryza J., Marszałek H., 2005: *Wody podziemne Karkonoszy*, [w:] Mierzejewski M.P. (red.): *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*, Wyd. UW, Wrocław.
- Kryza R., 1993: *Zasadowe skały metawulkaniczne środkowej części Gór Kaczawskich*, Prace Geol.-Mineral. No XXXIX, Wrocław.

- Kryza R., 1997: *Przejawy metamorfizmu wysokociśnieniowego niskiego stopnia w Sudetach: stan badań i implikacje geotektoniczne*, Acta Univ. Wratisl. No 1917, Prace Geol.-Mineral. No LV, Wrocław.
- Kryza R., Mazur S., 1995: *Contrasting metamorphic paths in the SE part of the Karkonosze-Izera block (Western Sudetes, SW Poland)*, N. Jb. Miner. Abh., 169/2. Stuttgart.
- Kryza R., Muszyński A., 2003: *Kompleks metamorficzny Gór Kaczawskich – fragment warszawskiej przyrody akrecyjnej*, [w:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.): *Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędu*, Wind, Wrocław.
- Kwiatkowski J., 1978: *Opady atmosferyczne w Sudetach*, Przegl. Geofiz., 1.
- Kwiatkowski J., 1984: *Związki opadów atmosferycznych w polskich Sudetach i na ich przedpolu z czynnikami cyrkulacyjnymi*, PAN, Komisja Nauk o Ziemi, Ossolineum, Wrocław.
- Kwiatkowski J., 1985: *Szata śnieżna, szadź i lawiny*, [w:] Jahn A. (red.): *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław.
- Kwiatkowski J., Hołdys T., 1985: *Klimat*, [w:] Jahn A. (red.): *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław.
- Larsson I., 1984: *Ground water in hard rocks*, Project 8.6 of the IHP, Unesco, Paris.
- Lauscher F., 1954: *Klimatologische Probleme des festen Niederschlags*, Archiv. MGB, ser. B, Bd. 6, H. 1–2.
- Lerner D.N., Issar A.S., Simmers I., 1990: *Groundwater recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge*, IAH, vol. 8, Verlag Heinz Heise.
- Liber-Madziarz E., 2003: *Wody termalne Cieplic Śląskich Zdroju: wpływ prac geologiczno-poszukiwawczych na zmiany wydajności źródeł wód termalnych w Cieplicach Śląskich Zdroju*, [w:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.): *Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędu*, Wind, Wrocław.
- Limisiewicz P., 1998: *Ocena podatności wód podziemnych na zanieczyszczenie w wybranych zlewniach Dolnego Śląska*, praca doktorska, Arch. ING UW, Wrocław (mpis).
- Liszkowski J., Stochlak J. (red.), 1976: *Szczelinowatość masywów skalnych*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Lorenc H., 1997: *Wiatr*, [w:] Pawlak W. (red.): *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*, Wyd. UW, PAN, Wrocław.
- Lwowicz M.I., 1979: *Zasoby wodne świata*, PWN, Warszawa.
- Macioszczyk A., 1987: *Hydrogeochemia*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Macioszczyk A., Dobrzyński D., 2002: *Hydrogeochemia. Strefa aktywnej wymiany wód podziemnych*, PWN, Warszawa.
- Malinowski J., 1993: *Zasoby i ochrona wód podziemnych*, Wyd. UW, Wrocław.
- Małecki J.J., 1998: *Rola strefy aeracji w kształtowaniu składu chemicznego płytkich wód podziemnych wybranych środowisk hydrogeochemicznych*, Biul. PIG, nr 318, Warszawa.
- Margat J., 1968: *Vulnérabilité des nappes d'eau souterraine à la pollution. Bases de la cartographie*, BRGM, 68 SGL. 198 HYD, Orleans.
- Marszałek H., 1986: *Kilka uwag o zawodnieniu krystaliniku izerskiego*, Prace Nauk. Inst. Geotechniki Polit. Wrocław. No 49, seria: Konferencje No 21, Wyd. Polit. Wrocław, Wrocław.
- Marszałek H., 1989: *Hydrogeologia źródeł w zlewni Kamiennej*, Prace Nauk. Inst. Geotechniki Polit. Wrocław. No 58, seria: Konferencje No 29, Wyd. Polit. Wrocław, Wrocław.
- Marszałek H., 1996a: *Hydrogeologia górnej części zlewni Kamiennej w Sudetach Zachodnich*, Prace Geol.-Mineral. No LIV, Acta Univ. Wratisl. No 1881, Wrocław.
- Marszałek H., 1996b: *Ocena jakości wód w obszarze Karkonoskiego Parku Narodowego*, Techn. Poszuk. Geol., 2, Kraków.
- Marszałek H., 1996c: *Groundwater chemistry of fractured crystalline rocks in Kamienna watershed (Western Sudetes, SW Poland)*, Acta Univ. Carolinae, Geologica, vol. 40, No 2, Wyd. Karolinum, Praha.

- Marszałek H., 1998: *Quality of groundwater in the Karkonosze granite in the light of monitoring studies*, Münchner Geol. Hefte, Reihe B, Heft 8, Hieronymus GmbH, München.
- Marszałek H., Wąsik M., 2001a: *Hydrogeochemical anomaly in waters of the pyrite deposit area in Wieściszowice (Western Sudetes Mts., SW Poland)*, [w:] Seiler P., Wöhrlich S. (eds): *New Approaches Characterising Groundwater Flow*, Balkema.
- Marszałek H., Wąsik M., 2001b: *Ocena możliwości ujęcia wód podziemnych dla Górnych Kowar i Kowar Podgórze w rejonie Przełęczy Kowarskiej*, Eurogeo, Wrocław (mpis).
- Marszałek H., Wąsik M., 2002: *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Wojcieszów*, PIG, Warszawa (mpis).
- Marszałek H., Wąsik M., 2003: *Zwykłe wody podziemne bloku karkonosko-izerskiego i Gór Kaczawskich*, [w:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.): *Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędu*, Wind, Wrocław.
- Marszałek H., Wąsik M., 2004a: *Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych S-1 i S-2 w Starej Kamienicy*, Eurogeo, Wrocław (mpis).
- Marszałek H., Wąsik M., 2004b: *Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych S-1 i S-2 w Wojcieszycach*, Eurogeo, Wrocław (mpis).
- Marszałek H., Wąsik M., 2004c: *Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych Sp-1 w Pogwizdowie*, Eurogeo, Wrocław (mpis).
- Marszałek H., Wąsik M., 2005a: *Wodonośność skał krystalicznych metamorfiku kaczawskiego i izerskiego na podstawie wyników próbnych pompowań*, Współczesne Problemy Hydrogeologii, t. XII, Wyd. UMK, Toruń.
- Marszałek H., Wąsik M., 2005b: *Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych w Rybnicy*, Eurogeo, Wrocław (mpis).
- Marszałek H., Wąsik M., 2006: *Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych ujęcia wód podziemnych SSK-3 w Starej Kamienicy*, Eurogeo, Wrocław (mpis).
- Maryon A., Bernatek B., Lisowski J., Chmielewska E., 1989: *Mapa hydrologiczna Sudetów i ich przedpola w skali 1:100 000*, [w:] Bocheńska i in. (red.), *Model warunków hydrogeologicznych Sudetów i ich przedpola*, Arch. ZHS ING UW, Wrocław (mpis).
- Mazur S., 1995: *Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim*, Geologia Sudetica, vol. 29, 1.
- Mazur S., 1998: *Zarys budowy geologicznej masywu karkonosko-izerskiego i jego pozycja w obrębie warsycydów środkowej Europy*, Pol. Tow. Mineral. – Prace Specjalne, z. 11.
- Mazur S., 2003: *Wschodnia okrywa granitu Karkonoszy – przekrój przez warsycyjską strefę szwu*, [w:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.): *Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędu*, Wind, Wrocław.
- Mazur S., Aleksandrowski P., 2001: *The Tepla(?) / Saxothuringian suture in the Karkonosze – Iżera massif, Western Sudetes, central European Variscides*, Int. J. Earth Sciences (Geol Rundsch), 90.
- Mc Donald M.G., Harbaugh A.W., 1988: *A Modular three-Dimensional finite – difference groundwater flow model*, U.S. Geological Survey Open-File Report, Washington.
- Michniewicz M., 1983: *Parametry szczelinowości jako jeden z elementów charakterystyki warunków hydrogeologicznych w sudeckich wodonościach szczelinowych*, [w:] *Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej*, Wyd. UW, Wrocław.
- Michniewicz M., Czerski M., Kielczawa J., Wojtkowiak A., 1995: *Staroplejstocenska sieć dolin kopalnych Sudetów Zachodnich i ich przedpola*, Przegl. Geol., 44, nr 12.
- Michniewicz M., Mroczkowska B., 1975: *Hydrogeologia obszaru górnej części zlewni Bobru*, IG, Oddz. Wrocław, Arch. PIG (mpis).
- Michniewicz M., Mroczkowska B., Wojtkowiak A., 1980: *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Jelenia Góra*, PIG, Warszawa.

- Michniewicz M., Mroczkowska B., Wojtkowiak A., 1983: *Objaśnienia do mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Jelenia Góra*, PIG, Warszawa.
- Michniewicz M., Wojtkowiak A., 2001: *Kopalna dolina Bobru (GZWP 343) – nowe perspektywy zasobowe*, Współczesne Problemy Hydrogeologii X, t. 1, Wyd. Sudety, Wrocław.
- Mierzejewski M.P., 1966: *On the tectonic evolution of the Karkonosze granite (West Sudetes)*, Bull. de L'Academie Polon. des Sciences, Seria Geol. et Geogr., vol. XIV, No 3.
- Mierzejewski M.P., 1967: *Tektonika granitu Karkonoszy*, [w:] *Przewodnik 40 Zjazdu PTG w Zgorzelcu*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Mierzejewski M.P., 1973: *Rozwój i następstwo niektórych struktur w plutonie Karkonoszy*, Mat. Konf. Teren. „Kryteria strukturalne w określeniu rozwoju granitoidów bloku karkonosko-izerskiego”, Wyd. Geol., Warszawa.
- Mierzejewski M.P., 1977: *Dysjunkcje koncentryczne rejonu Jakuszyce w granitowym masywie Karkonoszy*, Acta Univ. Wratisl. No 378, Prace Geol.-Mineral. No VI, Wrocław.
- Mierzejewski M.P., 1980: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Szklarska Poręba*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Mierzejewski M.P., 1985: *Geologia granitowej części Karkonoszy*, [w:] Jahn A. (red.): *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław.
- Mierzejewski M.P., 1986: *Nasunięcie i uskok przesuwczy na granicy między Kotliną Jeleniogórską a Pogórzem Karkonoskim*, Przegl. Geol., 10 (402).
- Mierzejewski M.P., 1995: *Przegląd hipotez odnoszących się do pochodzenia granitów Karkonoszy*, Mat. Konf.: „Wybrane zjawiska tektoniczne w masywach granitoidowych Dolnego Śląska”, Wrocław.
- Mierzejewski M.P., 2005: *Karkonosze – ewolucja masywu granitowego*, [w:] Mierzejewski M.P. (red.): *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*, Wyd. UWr., Wrocław.
- Mierzejewski M.P., Majerowicz A., Czerwiński J., 1983: *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Szklarska Poręba*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Mierzejewski M.P., Oberc-Dziedzic T., 1990: *The Iżera-Karkonosze Block and its tectonic development (Sudetes, Poland)*, N. Jb. Geol. Palaeont., Abh. 179, 2/3, Stuttgart.
- Migoń P., 1993: *Mineralogical control on the granite landscape development in Jelenia Góra Basin (Sudetes Mts, SW Poland)*, Bull. Pol. Ac. Sci., Earth Sci., 41.
- Migoń P., 1998: *Długookresowa ewolucja rzeźby denudacyjnej środkowej i zachodniej Europy*, Acta Univ. Wratisl. No 2080, Studia Geograficzne LXX, Wrocław.
- Migoń P., August C., 1998: *Zwietrzliny granitowe w Karpaczu Górnym (Karkonosze)*, Prace Inst. Geogr., A, 9.
- Mroczkowska B., 1978: *Występowanie fluoru w wodach sudeckich*, Arch. PIG, Oddz. Wrocław (mpis).
- Mroczkowska B., Mroczkowski J., Ostaficzuk S., 1983: *Origin of the Cieplice thermal waters: an example of Landsat Image analysis in hydrogeology*, Bull. Pol. Akad. Sci. Earth Sci., vol. 31, Warszawa.
- Mroczkowski J., 1992: *A-N trending photolineament in the Rudawy Janowickie Mts (Western Sudetes, Poland) and its tectonic significances*, Ann. Soc. Geol. Pol., vol. 62, Kraków.
- Mroczkowski J., 1993: *Fotolineamenty i dyslokacje tektoniczne w Karkonoszach i na obszarach sąsiednich*, Mat. Konf.: „Geologiczne Problemy Karkonoszy”, Wyd. UWr., Wrocław.
- Mroczkowski J., Ostaficzuk S., 1985: *Konfrontacja zdjęcia satelitarnego z mapą geologiczną Karkonoszy i Gór Iżerskich: próba interpretacji tektoniki dysjunktywnej*, Geologia Sudetica, vol. 20, nr 2, Wrocław.
- Myślińska E., 2001: *Laboratoryjne badania gruntów*, PWN, Warszawa.
- Nałęcki T., Nałęcki P., 1999: *Prędkość migracji zanieczyszczeń w strefie aeracji utworów piaszczystych*, [w:] Kleczkowski A.S. (red.): *Prędkość migracji zanieczyszczeń przez strefę aeracji na podstawie badań polowych i laboratoryjnych*, Wyd. AGH, Kraków.

- Oberc J., 1961: *An outline of the geology of the Karkonosze-Izera Block*, Zesz. Nauk. UWr., seria B, nr 8.
- Oberc J., 1965: *Stanowisko tektoniczne granitu Karkonoszy. Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku*, Biul. Inst. Geol., nr 191.
- Oberc J., 1967: *Geologia i surowce bloku karkonosko-izerskiego*, [w:] *Przewodnik 40 Zjazdu PTG w Zgorzelcu*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Oberc J., 1972: *Budowa geologiczna Polski*, t. IV: *Tektonika*, cz. 2, Wyd. Geol., Warszawa.
- Oberc J., 1975: *Neotektoniczny Rów Rozdroża Izerskiego*, Mat. Symp.: „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”, Warszawa.
- Oberc-Dziedzic T., 1985: *Wpływ granitu karkonoskiego na gnejsy izerskie*, Kwart. Geol., t. 29, nr 3–4.
- Oberc-Dziedzic T., 1988: *Rozwój gnejsów i granitów wschodniej części krystaliku izerskiego w świetle badań tekstury*, Acta Univ. Wratislaviensis, Prace Geol.-Miner. No XIII.
- Olivier G.J.H., Corfu F., Krogh T.E., 1993: *U–Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana*, Jour. of London Geol. Society, 150.
- Paczyński B., 1991: *Zasady regionalnego podziału hydrogeologicznego Polski*, [w:] Malinowski J. (red.): *Budowa geologiczna Polski*, t. VII: *Hydrogeologia*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Paczyński B. (red.), 1993: *Atlas hydrogeologiczny Polski, 1:500 000*, cz. I: *Systemy zwykłych wód podziemnych*, PIG, Warszawa.
- Paczyński B. (red.), 1995: *Atlas hydrogeologiczny Polski, 1:500 000*, cz. II: *Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych*, PIG, Warszawa.
- Pacynski B., Macioszczyk T., Kazimierski B., Mitrega J., 1996: *Ustalanie dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych. Poradnik metodyczny*, MOŚNiL, KDH, Wyd. Trio, Warszawa.
- Parriaux A. (ed.), 1990: *Water Resources in Mountainous Regions*, Memoires of the 12nd IAH Congress, vol. XXII, Lausanne.
- Pawlak W. (red.): *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*, Wyd. UWr., PAN, Wrocław.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1990: *Hydrogeologia ogólna*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Piasecki J., 1997: *Temperatura powietrza*, [w:] Pawlak W. (red.): *Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego*, Wyd. UWr., PAN, Wrocław.
- Pin Ch., Mierzejewski M.P., Duthou J.L., 1987: *Wiek izochronowy Rb/Sr granitu karkonoskiego z kamieniołomu Szklarska Poręba Huta oraz oznaczenie stosunku inicjalnego $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w tymże granicie*, Przegl. Geol., 10 (414).
- Pleczyński J., 1981: *Odnawialność zasobów wód podziemnych*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Pleczyński J., Przybyłek J., 1974: *Problematyka dokumentowania zasobów wód podziemnych w dolinach rzecznych (Studium metodyczne)*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Poprawski L., 1997: *Changes of the hydrogeological regime in thermal groundwater intakes of Cieplice Śląskie Spa*, [w:] Bocheńska T., Staško S. (eds): *The second workshop on hardrock hydrogeology of the Bohemian Massif*, Acta Univ. Wratislaviensis, No 2052, Hydrogeology, Wrocław.
- Roczniki hydrogeologiczne wód powierzchniowych i opadów atmosferycznych IMGW. Dorzecze Odry i rzeki Przymorza*, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa 2004.
- Rodzoch A., 2003: *Zasoby dyspozycyjne wód podziemnych – czas najwyższy na szczerą dyskusję*, Współczesne Problemy Hydrogeologii, WBWiŚ, Gdańsk.
- Różański K., Gonfiantini R., Araguas-Araguas L., 1991: *Tritium in the global atmosphere: distribution patterns and recent trends*, J. Phys. G: Nucl. Part. Phys., 17.
- Różycki M., 1962: *Wody podziemne Kotliny Jeleniogórskiej*, Arch. ZH ING UWr., Wrocław (mpis).
- Różycki M., Kryza J., Kowalski S., Zakowicz E., 1975: *Wody podziemne regionu sudeckiego*, Arch. ZH ING UWr., Wrocław (mpis).
- Sawicki L. (red.), 1995: *Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych)*, PIG, Warszawa.

- Seiler K.P., Müller K., 1996: *Discharge and groundwater recharge in crystalline rocks of the Bavarian Forest, Germany*, Acta Univ. Carolinae, Geologia 40.
- Seiler K.P., Wöhlisch S. (eds), 2001: *New approaches characterising groundwater flow*, Balkema.
- Smulikowski W., 1972: *Petrograficzne i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy*, Geologia Sudetica, vol. VI.
- Soczyńska U. (red.), 1997: *Hydrologia dynamiczna*, PWN, Warszawa.
- Staśko S., 1993: *Pojemność wodna skał krystalicznych w wybranych jednostkach górskich obszarów Sudetów*, Współczesne Problemy Hydrogeologii, t. VI, Wyd. Sudety, Wrocław.
- Staśko S., 1996: *Wody podziemne w skałach krystalicznych na podstawie wybranych obszarów Sudetów polskich*, Acta Univ. Wratislaviensis, No 1870, Prace Geol.-Mineral. No LIII, Wrocław.
- Staśko S., 1999: *Wyniki hydrogeologicznych badań skał krystalicznych w Sudetach*, Współczesne Problemy Hydrogeologii, t. IX, Wyd. PIG, Warszawa.
- Staśko S., Tarka R., 1994: *Obliczanie zasobów wód podziemnych w obszarach górskich na przykładzie badań wybranych zlewni Sudetów*, Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, nr 248, Konf. V, Wrocław.
- Staśko S., Tarka R., 2001: *Dynamika zasilania wód podziemnych w obszarach górskich na przykładzie badań w Masywie Śnieżnika*, Współczesne Problemy Hydrogeologii, X, t. 1, Wyd. Sudety, Wrocław.
- Staśko S., Tarka R., 2002: *Zasilanie i drenaż wód podziemnych w obszarach górskich na podstawie badań w Masywie Śnieżnika*, Acta Univ. Wratislaviensis, No 2528, Hydrogeologia, Wrocław.
- Szałamacha J., 1956: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Janowice Wielkie*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., 1957: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Kowary*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., 1968: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Piechowice*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., 1969: *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Janowice Wielkie*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., 1970: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Stara Kamienica*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., 1971: *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Piechowice*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., 1974: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Siedlęcin*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., 1978: *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Siedlęcin*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha M., 1957: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Sosnówka*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha M., 1964: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Jelenia Góra Zachód*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha M., 1971: *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Jelenia Góra Zachód*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1968: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Rozdroże Izerskie*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1971: *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Rozdroże Izerskie*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1973: *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Stara Kamienica*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1990: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25 000, ark. Dziwiszów*, Wyd. Geol., Warszawa.

- Szałamacha J., Szałamacha M., 1993: *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000*, ark. Dziwiszów, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szałamacha M., Tucholska K., 1957: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów 1:25000*, ark. Jeleń-Góra Wschód, Wyd. Geol., Warszawa.
- Szczepańska J., Kmiecik E., 2005: *Ocena stanu chemicznego wód podziemnych w oparciu o wyniki badań monitoringowych*, Uczelniane Wyd. Naukowo-Dydaktyczne AGH, Kraków.
- Szponar A., Piasecki H., 1989: *Mapa geomorfologiczna Sudetów i ich przedpola w skali 1:100 000*, [w:] Bocheńska i in.: *Model warunków hydrogeologicznych Sudetów i ich przedpola*, Arch. ZHS ING UWr., Wrocław.
- Tarka R., 1995: *Sezonowa zmienność zasilania wód podziemnych na obszarze Masywu Śnieżnika*, Współczesne Problemy Hydrogeologii, t. VII, cz.1, ZHiOW AGH, Kraków.
- Tarka R., 1997: *Zasilanie wód podziemnych w górskich masywach krystalicznych na przykładzie Masywu Śnieżnika w Sudetach*, Acta Univ. Wratisl. No 1964, Prace Geol.-Mineral. No LVI, Wrocław.
- Tarka R., 2001: *Różnice w ocenie zasobów odnawialnych a przepuszczalność skał strefy przypowierzchniowej*, Współczesne Problemy Hydrogeologii X, t. 1, Wyd. Sudety, Wrocław.
- Tęśiorowska H., 1974: *Dokumentacja hydrogeologiczna wód radoczących Sosnowki*, Arch. P.P. Balneoprojekt, Warszawa (mpis).
- Thorne, G.A., Gascoyne M., 1993: *Groundwater recharge and discharge characteristics in granitic terrains of the Canadian Shield*, Memoires of the International Association of Hydrogeologists, 24th Congress on Hydrogeology of Hard Rocks, Oslo.
- Todd D.K., 1976: *Groundwater hydrology*, New York.
- Tomaszewski J.T., 1970: *Młaki górskie*, Czas Geogr., z. 4.
- Tomaszewski J.T., 1974: *Problematyka wodna młak i torfowisk Karkonoszy*, Opera Corcontica 11.
- Tomaszewski J.T., 1977: *Charakterystyka krenologiczna masywu krystalicznego na przykładzie Karkonoszy*, Acta Univ. Wratisl. No 358, Studia Geogr. XXVIII, Wrocław.
- Tomaszewski J.T., 1979: *Przepuszczalność wodna karkonoskich gruntów*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, z. 20.
- Tomaszewski J.T., 1990: *Charakter wahań zwierciadła górnego poziomu wód podziemnych*, Studia Geogr. XLIX, Wrocław.
- Tomaszewski J.T., 1993: *Spyw śródpokrywowy i powierzchniowy w Karkonoszach w świetle wyników eksperymentu polowego*, [w:] *Geoekologiczne problemy Karkonoszy*, Wyd. UWr., Wrocław.
- Vrba J., Zaporozec A. (eds), 1994: *Guidebook on mapping groundwater vulnerability*, IAH, vol. 16. Verlag Heinz Heise.
- Walczak W., 1968: *Sudety*, PWN, Warszawa.
- Wąsik M., 2003: *Zdolność infiltracyjna utworów przypowierzchniowych a zasilanie wód podziemnych*, Acta Univ. Wratisl. No 2591, Hydrogeologia, Wrocław.
- Wieczysty A., 1982: *Hydrogeologia inżynierska*, PWN, Warszawa.
- Wiłun, 1987: *Zarys geotechniki*, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Wiśniewska M., 1982: *Studium możliwości występowania wód głębokiego krążenia w rejonie zlewni rzek Kamienniej i Wrzósówki w obrębie masywu granitowego Karkonoszy*, Archiwum P.P. Balneoprojekt, Warszawa (mpis).
- Witczak S., Osmęda-Ernst E., Duda R., Pilch J., 1987: *Opis instrukcji użycia programu CXTFiT służącego do identyfikacji parametrów migracji w warunkach migracji jednoosiowej*, Arch. IHiGI AGH, Kraków (mpis).
- Wojtkowiak A., Czerski M., 1997: *Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000*, arkusz Mirsk, Arch. PIG, Warszawa (mpis).
- Zaleska M., Śliwka R., Kudłacik J., Haładaj J., 1999: *Dokumentacja hydrogeologiczna regionu sudeckiego – zlewnie górnych biegów Nysy Łużyckiej i Bobru wraz z oceną zasobów poziomów wodonośnych*, Arcadis Ekokonrem, Wrocław (mpis).

- Zecharias Y.B., Brutsaert W., 1988a: *The influence of basin morphology on groundwater outflow*, Water Resources Research, vol. 24, No 10.
- Zecharias Y.B., Brutsaert W., 1988b: *Recession characteristic of groundwater outflow and base flow from mountainous watersheds*, Water Resources Research, vol. 24, No 10.
- Zektser I.S., 2001: *The advantages and limitations in main methods of regional quantitative assessment of groundwater flow*, New Approaches Characterising Groundwater Flow, Balkema.
- Zuber A., 1986: *Zastosowanie metod znacznikowych w zagadnieniach ochrony wód podziemnych*, cz. 1: *Metody izotopowe. Sprawozdanie z badań w ramach zadania: Katalog podstawowych parametrów migracji niezbędnych przy wyznaczaniu stref ochronnych – instrukcja metodyczna*, Kraków (mpis).
- Zuber A. (red.), 2007: *Metody znacznikowe w badaniach hydrogeologicznych. Poradnik metodyczny*, Oficyna Wydawnicza Polit.Wr., Wrocław.
- Zuber A., Ciężkowski W., 1997: *Regional parameters of some fissured aquifers in the Bohemian Massif obtained from environmental tracer data*, [w:] Bocheńska T., Staško S. (eds) *The Second Workshop on Hardrock Hydrogeology of the Bohemian Massif*, Acta Univ. Wratisl. No 2052, Wrocław.
- Zuber A., Ciężkowski W., Kryza J., Grabczak J., 1989: *Pochodzenie wód termalnych Cieplic Śląskich Zdroju i ich anomalny skład izotopowy i chemiczny*, Prace Nauk. Inst. Geotechniki Polit. Wrocław. No 58, seria: Konferencje No 29, Wyd. Polit. Wrocław, Wrocław.
- Zuber A., Motyka J., 1994: *Matrix porosity as the most important parameter of fissured rocks for solute transport at large scales*, J. Hydrol., No 158.
- Zwoździak J., Kmiec G., Zwoździak A., Kacperczyk K., 1995: *Presja zanieczyszczeń przemysłowych w ostatnim dziesięcioleciu a stan obecny*, Karkonoskie Badania Ekologiczne III, Dziekanów Leśny.
- Zwoździak J., Zwoździak A., Kmiec G., Kacperczyk K., 1993: *Przyczyny zanieczyszczenia atmosfery w wyższych partiach Sudetów*, Karkonoskie Badania Ekologiczne I, Dziekanów Leśny.
- Zwoździak J., Zwoździak A., Kmiec G., Kacperczyk K., 1994: *Analiza stężeń ozonu i składu frakcyjnego aerozolu atmosferycznego w Sudetach Zachodnich*, Karkonoskie Badania Ekologiczne II, Dziekanów Leśny.
- Żaba J., 1984a: *Problem wieku skał północnej okrywy masywu Karkonoszy*, Pr. Kark. Tow. Nauk., Badania w Karkonoskim Parku Narodowym, nr 41.
- Żaba J., 1984b: *Stosunek warszycyjskiego granitoidu Karkonoszy do metamorfizmu północnej osłony oraz tektonika fałdowa pasm łupowych Szklarskiej Poręby i Starej Kamienicy (krystalinik izerski)*, Teren. Konf. Nauk.: „Zagadnienia tektoniki krystaliniku izersko-łużyckiego”, Wyd. UŚI., Katowice.
- Żelaźniewicz A., Nowak I., Achramowicz S., Czapliński W., 2003: *Północna część bloku karkonosko-izerskiego: historia pasywnej krawędzi terranu Saksoturyngii*, [w:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.): *Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędu*, Wind, Wrocław.
- Żelaźniewicz A., 2003: *Postęp wiedzy o geologii krystaliniku Sudetów w latach 1990–2003*, [w:] Ciężkowski W., Wojewoda J., Żelaźniewicz A. (red.): *Sudety Zachodnie – od wendy do czwartorzędu*, Wind, Wrocław.
- Żurek A., Witczak S., Duda R., 2002: *Ocena podatności szczelinowych zbiorników wód podziemnych na zanieczyszczenie*, [w:] Rubin H., Rubin K., Witkowski A. (red.): *Jakość i podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi UŚI., nr 22, Sosnowiec.

Forming of Groundwater Resources in the Jelenia Góra Basin Region

Summary

There is presented forming of groundwater resources in the Jelenia Góra Basin region on the background of hydrodynamic and hydrogeochemical conditions. The study area occupies approximately 680 km² and is limited by water divides coursed on morphological elevations surrounding Jelenia Góra Basin. Estimation of groundwater resources was related to fresh water in active exchange zone.

Subject matter constitutes an extension and summary of long-term author's own research on forming of hydrogeological conditions in hard rocks occurred in mountainous areas. Hydrogeological investigations and research have been carried out in Western Sudetes, in the Karkonosze-Izera block since the mid of 1980s.

Occurrence in Western Sudetes a large morphological depression, surrounded by mountainous ridges, with permanent groundwater flow from recharge areas to drainage zones, was a basis for division of Jelenia Góra Basin as a separated hydrogeological unit in range of hydrogeological domain.

Specificity of groundwater resources forming is determined by natural factors, mainly by geological setting. Lithology and tectonics determine the water-bearing aquifers and groundwater circulation. The amount of recharge from precipitations is significant as well. Jelenia Góra Basin belongs to morphological depressions formed in bedrock composed of granite and filled by thin, rarely exceeding 20 m of Pleistocene-Holocene sedimentary cover.

Central location of intramontane basin among elevated to high altitudes ridges determines the directions of groundwater flow. Jelenia Góra Basin is a place of groundwater flow concentration formed within elevated parts of the study area. It belongs to large and closed morphological depression, filled slightly by sedimentary rocks with permanent groundwater flow from recharge areas to drainage zones.

There is a coincidence of surface water and groundwater divides of the first aquifer. Main rivers (e.g., the Kamienna and the Łomnica), that drain intensively elevated mountainous massives, flowing through Jelenia Góra Basin have mostly transitional character. They recharge the Bóbr river, whose bed constitutes the main base level of drainage for the whole described hydrogeological unit.

Vertical differentiation of natural conditions influences different forming of groundwater in each hypsometric parts of the study area. There are distinct differences in water-bearing and physico-chemical properties of three distinguished height zones: upper ridge zone, slope zone and intramontane depression as Jelenia Góra Basin.

The highest parts of the morphological elevations, comprising ridges zones, constitute main groundwater recharge areas, whereas slope zone refers to local recharge areas. The amount of precipitation's recharge changes in hypsometric profile from 700 mm/a in the centre of the basin to

1400 mm/a in highest parts of the Karkonosze Mts. In this mountainous range the largest potential possibilities of groundwater recharge occur as well, expressed by the subtraction of precipitation and evaporation (P-E) reached 1000 mm.

Igneous and metamorphic basement of described unit is covered by rather thin layer of clastic sedimentary rocks expressed by weathering residuals, alluvial and fluvio-glacial deposits. The weathering residuals of granites have rather character of well permeable sandy-gravel grus (granular) saprolite, with high filtration parameters. Their average thickness equals 1–3 m and hydraulic conductivity, determined by fields methods, reaches tens m/d. In weathering residuals of metamorphic rocks predominate rubbles with different contribution of fine fractions.

Weathering residuals are covered by delluvial slope deposits with higher amount of silty and clayey fractions, that make a decrease of their permeability. The thickness of slope and delluvial clayey deposits grows up towards the base of the slope, reaching above 3 m.

River beds are covered by Holocene sandy-gravel sediments with maximum thickness in the centre of Jelenia Góra Basin ranges from a few to a dozen metres. In the surrounded ridges they have mainly up to 1–4 m thick. The highest alluvial layers, up to 20 m thick, are noticed in buried valley of the Bóbr river near Jelenia Góra city. Relatively high thickness and filtration parameters influence the highest water-bearing capacity. Transmissivity of sands and gravels ranges in average between 100–500 m²/d, but in some cases exceeds even 1000 m²/d and discharge of wells reach 90 m³/h.

In the central part of Jelenia Góra Basin there was distinguished the porous “Jelenia Góra” aquifer with the area of 59 km². With the renewable resources of 40 227 m³/d this aquifer has the highest useful significance in the study area.

The crystalline massif is fissured to a various extent, both in vertical and horizontal directions. Considerable anisotropy of fissured hard rocks influences their variable water-bearing capacity. In vertical profile many water-bearing zones of different hydrogeological properties are distinguished. There are mostly 1–3 water-bearing zones up to the depth of 100 m. The first one occurs in mountainous part of the study area and is related to porous-fissured aquifer composed of weathering zone of fissures with saprolite up to 25–30 m. Below the near-surface aquifer groundwaters occur in zones of few to a dozen metres thick.

The fissuring of hard rocks is responsible for the water-bearing capacity and the amount of groundwater resources, because the porosity (up to 2.2%) is very low. The most intensive fissuring is related to the upper part of weathered crystalline massif. Fracture density decreases with depth. The values of fissured hydraulic conductivity estimated by pumping tests are low and amount 0.1–0.8 m/d in average. The average transmissivity of fissured Karkonosze granite is within 1–40 m²/d (low and intermediate class of transmissivity magnitude) and rarely reaches 100 m²/d. The wells have mostly the discharges in the range 0.5–3.5 m³/h with the drawdown up to a dozen or so metres, though within the deep tectonic cracks some water-bearing zones have a discharge reaching 130 m³/h.

The high recharge from precipitations and intensive fissuring of crystalline massif in near-surface zone cause forming of main amount of renewable groundwater resources there. The estimated values of groundwater runoff are extremely high (10–15 l/s km²) in upper, strong fissured ridges zone covered by rubble, where the precipitation is the highest. Down to the hypsometric profile, where the precipitation decreases, the groundwater runoff drops to 5 l/s km². The groundwater runoff is formed by spring and bed rivers drainage. The most springs occurring in this area has the discharge in the range 0.1–0.5 l/s.

The renewable groundwater resources of the “Karkonosze” aquifer, distinguished in the southern part of the study area and mostly composed of granite, amount to 219 011 m³/d (11.8 l/s km²).

Strong morphological dismembering of mountainous terrains, caused by erosion and other relief formation processes, dissects water-bearing zones lying on different depth and contributes to forming of various groundwater flow systems. Within the study area there occur three types

of groundwater flow systems: local one forming in shallow zones, intermediate system related to deeper than near-surface circulation and regional flow system through deep tectonic cracks. A part of infiltrating waters flows down through system of deep tectonic fractures and cracks and recharges aquifers of thermal waters which occur in Cieplice Śl. Spa. The recharge areas of thermal water are located in elevated parts of the Karkonosze Mts., Izera Mts. or Rudawy Janowickie Mts. A significant role in groundwater flow is played by both deep regional tectonic zones and, being in contact with them, shallow fractures or faults. They sometimes allow outflows of groundwaters characterizing different physicochemical properties and various residence time of water to occur in the same drainage zones. Such systems recharged on different altitudes and circulated in various depths were discovered both in fresh and thermal waters. As examples can be some springs draining groundwaters of two water-bearing zones with different temperature, ionic and isotopic composition. In the case of Cieplice Śl. Spa groundwater of the shallower flow system of "Sobieski" intake significantly varies from other thermal waters of deeper regional flow system.

The hydrodynamic zoning with many water-bearing zones of various discharge, occurring in crystalline massif to the depth of 2 km, often creates, as a result of hydraulic connections, one hydrodynamic system. The exploitation of deep thermal waters in Cieplice Śl. Spa has influenced on the discharge decrease (or disappearance) in shallow thermal water intakes.

The varying depth of groundwater circulation influences their specific physicochemical properties causing a distinct hydrogeochemical and hydrogeothermal zoning. Groundwater of active exchange zone varies from water of deep circulation in physical (temperature, radon gas concentration) and chemical properties. In the central part of Jelenia Góra Basin the limit between fresh and thermal water occurs at the depth of 300 m. At the depth of 2 km the temperature of thermal water reaches 87°C. Their resources in the area of Jelenia Góra Basin were estimated at 570 m³/h.

The anisotropy of crystalline massif and strong morphological dismembering of elevated mountainous surrounding influence the different groundwater renewal and residence time as well. In good permeable weathering cover and intensively fractured ridge parts of the Karkonosze Mts. the groundwater exchange is fast. The residence time of groundwater occurred there is short, even below one year. With the depth the infiltration and renewal ratio of groundwater decrease. The residence time of fissured water can reach a few or even 15 years, as in the case of one spring occurring in Kowary area. In the place of deep tectonic cracks, particularly well developed in the centre of Jelenia Góra Basin close to Cieplice Śl. Spa, there occurs thermal waters with the residence time above 10 000 years.

The part of the Western Sudetes described in this paper has suffered for many years due to unfavourable impact of air pollution related to the combustion of brown coals in the area situated in the junction of Poland, the Czech Republic and Germany, which influenced the degradation of the groundwater in hard rocks. Particularly strong changes in water quality were reported in the Izera and Karkonosze Mountains during the 1980s. An additional factor influencing the aquifers vulnerability is the lack of solid isolating zone preventing groundwater from the transport of pollutants from the surface.

The contaminant transport velocity estimated in slope clayey sediments by fields method with the use of chloride ion amounts 2.19 m/year. The favourable ecological investigations carried out since the beginning of 1990s caused gradual improvement of the groundwater quality.

Spis tabel

Tab. 1. Parametry morfometryczne głównych zlewni cząstkowych	28
Tab. 2. Udział opadów śnieżnych w rocznej sumie opadów	32
Tab. 3. Wartości wskaźnika krenologicznego w obszarze wybranych jednostek geograficznych oraz w poszczególnych zlewniach w granicach opracowania	64
Tab. 4. Ilościowy udział poszczególnych rodzajów wypływów wód podziemnych w obszarze badań	65
Tab. 5. Charakterystyka hydrogeologiczna wybranych źródeł	69
Tab. 6. Liczbowa charakterystyka odwierconych otworów hydrogeologicznych	76
Tab. 7. Określone laboratoryjnie właściwości hydrogeologiczne pokryw zwietrzelinowych granitu karkonoskiego w profilu Jakuszyce	85
Tab. 8. Wyniki pomiarów wodoprzepuszczalności pionowej glin stokowych na granitach karkonoskich, wykonanych metodą Porscheta	85
Tab. 9. Parametry hydrogeologiczne utworów stokowych granitu karkonoskiego	86
Tab. 10. Parametry ujmowanych stref wodonośnych w skałach krystalicznych uzyskane na podstawie próbnych pompowań	88
Tab. 11. Statystyczna ocena wydajności jednostkowych studni q (l/s m) dla różnych wydzieli litologicznych	90
Tab. 12. Wodoprzewodność T skał krystalicznych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej obliczona na podstawie niskiego odpływu podziemnego rzek M_g	92
Tab. 13. Parametry hydrogeologiczne skał krystalicznych obliczone na podstawie analizy wysychania wybranych źródeł	93
Tab. 14. Odpływ źródłany z głównych wydzieli litologicznych	95
Tab. 15. Skład chemiczny wód w pokrywie osadowej Kotliny Jeleniogórskiej	99
Tab. 16. Skład chemiczny zwykłych wód podziemnych w utworach krystalicznych	101
Tab. 17. Zawartość głównych mikroskładników w wodach utworów pokrywowych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	110
Tab. 18. Zawartość głównych mikroskładników w zwykłych wodach utworów krystalicznych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	111

Tab. 19. Skład izotopowy zwykłych wód podziemnych	116
Tab. 20. Skład izotopowy wód termalnych Cieplic Śląskich (wg Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1992, 1996)	119
Tab. 21. Sezonowe i roczne wielkości zasilania w wybranych zlewniach rejonu Kotliny Jeleniogórskiej (dla wielolecia 1974–1998)	132
Tab. 22. Sezonowe zmiany zasilania podziemnego dla wybranych okresów rocznych	133
Tab. 23. Wyniki pomiarów zwierciadła wód podziemnych w rejonie Jakuszyce w okresie sierpień 1999–kwiecień 2001	138
Tab. 24. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych w wybranych punktach pomiarowych w różnych strefach wysokościowych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	146
Tab. 25. Wyniki obliczeń zasilania warstw wodonośnych W na podstawie wahań zwierciadła wód podziemnych w wybranych otworach badawczych	150
Tab. 26. Bilans wód podziemnych zbiornika „Jelenia Góra” obliczony metodą modelowania	156
Tab. 27. Parametry hydrogeologiczne skał krystalicznych określone na podstawie krzywych wysychania źródeł i metodyki zaproponowanej przez Zubera i Ciężkowskiego, 1997	158
Tab. 28. Pojemność wodna systemu (V_r) i średni czas przebywania wody (T) w systemie wodonośnym dla płytkiego (lokalnego) i głębszego (regionalnego) drenażu, określony na podstawie współczynnika wysychania rzek α	162
Tab. 29. Odpływ podziemny H_g z wybranych zlewni rejonu hydrogeologicznego Kotliny Jeleniogórskiej	167
Tab. 30. Zasoby odnawialne wód podziemnych zbiornika „Karkonosze”	170
Tab. 31. Wielkość poboru wód w wybranych ujęciach rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	174
Tab. 32. Schemat wyznaczania klas podatności (I–V) wód podziemnych na zanieczyszczenie (wg Goossens, Van Damme, 1987; Limisiewicz, 1998 – zmodyfikowane)	177
Tab. 33. Parametry fizyczne gliniastych utworów zwietrzelinowych granitu w rejonie Jakuszyce	181
Tab. 34. Parametry migracji jonu Cl^- w piaszczystych glinach stokowych granitu Karkonoszy (iniekcja 31.05.2000)	184

List of tables

Tab. 1. Morphometric parameters (features) of main subcatchments	28
Tab. 2. Participation of snow in yearly precipitations	32
Tab. 3. Spring density index in the area of selected geographical units and in catchments	64
Tab. 4. Quantitative participation of type springs in the study area	65
Tab. 5. Hydrogeological characteristic of selected springs	69
Tab. 6. Numerical characteristic of drilled boreholes	76
Tab. 7. Hydrogeological properties of weathered cover of Karkonosze granite in Jakuszyce determined by laboratory methods	85
Tab. 8. Vertical transmissivity of slope clay lying on Karkonosze granite determined by Porschet method	85
Tab. 9. Hydrogeological parameters of weathered slope cover of Karkonosze granite	86
Tab. 10. Hydrogeological parameters of water-bearing zones in hard-rocks determined by pumping tests	88
Tab. 11. Statistical assessment of specific discharge of wells q in l/s m for different rocks .	90
Tab. 12. Transmissivity T of hard rocks in Jelenia Góra Basin region estimated on the base of low groundwater runoff M_g	92
Tab. 13. Hydrogeological parameters of hard rocks estimated on the base of recession ana- lyse of selected springs	93
Tab. 14. Spring runoff from main water-bearing rocks	95
Tab. 15. Chemical composition of groundwater in sedimentary rocks of Jelenia Góra Basin region	99
Tab. 16. Chemical composition of fresh groundwater in hard rocks	101
Tab. 17. Concentration of main microcomponents in groundwater in sedimentary rocks of Jelenia Góra Basin region	110
Tab. 18. Concentration of main microcomponents in fresh groundwater of hard rocks in Jelenia Góra Basin region	111
Tab. 19. Isotopic composition of fresh groundwater	116

Tab. 20. Isotopic composition of thermal water in Cieplice Spa (according to Ciężkowski, 1990; Ciężkowski et al., 1992, 1996)	119
Tab. 21. Seasonal and annual values of groundwater recharge in selected catchments of Jelenia Góra Basin region (for the period of 1974–1998)	132
Tab. 22. Seasonal changes of groundwater recharge for selected years	133
Tab. 23. Results of groundwater table measurements in Jakuszyce area in the period of August 1999– April 2001.	138
Tab. 24. Groundwater table fluctuations in selected wells located on different altitudes of Jelenia Góra Basin region	146
Tab. 25. Groundwater recharge W evaluated on the base of groundwater table fluctuation in selected monitoring wells	150
Tab. 26. Groundwater balance of “Jelenia Góra” aquifer estimated using modeling method	156
Tab. 27. Hydrogeological parameters of hard rocks estimated on recession curves of springs and according to Zuber & Ciężkowski method, 1997	158
Tab. 28. Capacity of groundwater system (V_r) and mean residence time (T) for shallow (local) and deeper (regional) flow estimated on the base of recession coefficient of rivers α	162
Tab. 29. Groundwater runoff H_g in selected catchments of Jelenia Góra Basin region	167
Tab. 30. Renewable groundwater resources in “Karkonosze” aquifer	170
Tab. 31. Water withdrawal in selected intakes of Jelenia Góra Basin region.	174
Tab. 32. Groundwater vulnerability classes (I–V) (according to Goossens, Van Damme, 1987; Limisiewicz, 1998 – modified)	177
Tab. 33. Physical parameters of clay weathered covers of granite in Jakuszyce area	181
Tab. 34. Migration parameters of Cl^- ion in sandy slope clay of Karkonosze granite (injection on 31.05.2000).	184

Spis rycin

Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań (<i>I</i>) na mapie Dolnego Śląska	8
Ryc. 2. Regionalizacja fizyczno-geograficzna Kotliny Jeleniogórskiej i obszarów otaczających (wg Kondracki, 1994; Walczak, 1968; uproszczone).	12
Ryc. 3. Zróżnicowanie hipsometryczne obszaru badań.	25
Rys. 4. Szkic geomorfologiczny (wg Szponar, Piasecki, 1989; zmienione)	26
Ryc. 5. Rozkład opadów atmosferycznych i parowania w rejonie Kotliny Jeleniogórskiej.	30
Ryc. 6. Rozkład średnich miesięcznych temperatur powietrza (<i>A</i>) i opadów atmosferycznych (<i>B</i>) z okresu 1951–1980 w wybranych stacjach klimatycznych (wg Piaseckiego 1997; Bac-Bronowicz, 1997)	31
Ryc. 7. Zależność opadów atmosferycznych <i>P</i> od wysokości położenia stacji opadowych <i>H</i> zlokalizowanych na obszarze badań	31
Ryc. 8. Rozkład zmienności opadów atmosferycznych dla okresu 1974–1998 w wybranych stacjach w przekroju południe–północ	33
Ryc. 9. Mapa hydrograficzna obszaru badań	34
Ryc. 10. Przepływy charakterystyczne <i>Q</i> wybranych rzek Sudetów Zachodnich dla wielolecia 1974–1998	36
Ryc. 11. Położenie obszaru badań na tle głównych jednostek geologicznych Sudetów Zachodnich (wykorzystano: Kozdrój i in., 2001; Mazur, 2003; zmienione)	38
Ryc. 12. Odkryta mapa geologiczna obszaru badań (wykorzystano: Kozdrój i in., 2001; zmienione)	40
Ryc. 13. Mapa plejstoceno-holocenojskich utworów pokrywowych Kotliny Jeleniogórskiej (wykorzystano: Bobiński, 1990; Mierzejewski, 1980; Szałamacha J., 1956, 1957, 1968, 1970, 1974; Szałamacha M., 1957, 1964; Szałamacha J., Szałamacha M., 1968, 1990; Szałamacha M., Tucholska, 1957; zmienione)	44
Ryc. 14. Wykształcenie utworów pokrywowych Karkonoszy i Kotliny Jeleniogórskiej (wg Migoń, 1998; Marszałek, 1996a; zmienione)	47
Ryc. 15. Mapa elementów tektonicznych obszaru badań	50
Ryc. 16. Przebieg uskoku w rejonie wystąpień wód termalnych Cieplic Śl. (wg Fistek, Dowgiałło, 2003; Wiśniewska, 1982; uzupełnione)	52

Ryc. 17. Występowanie stref źródłowych na tle przebiegu uskoku i utworów żyłowych w zachodniej części Karkonoszy	53
Ryc. 18. Regionalizacja hydrogeologiczna Kotliny Jeleniogórskiej wraz z jej górkim obramowaniem	56
Ryc. 19. Przekroje hydrogeologiczne przez Kotlinę Jeleniogórską (lokalizacja przekrojów na ryc. 13)	58
Ryc. 20. Histogram rozkładu miąższości wodonośnych osadów rzecznych i wodnolodowcowych	59
Ryc. 21. Mapa rozmieszczenia wypływów wód podziemnych i ich wydajności na tle budowy geologicznej	62
Ryc. 22. Zależność liczby wypływów wód podziemnych od litologii strefy wodonośnej (A), wysokości położenia n.p.m. (B), lokalizacji w morfologii terenu (C) i ich wydajności (D)	65
Ryc. 23. Zależność temperatury wód (A) i wydajności (B) od wysokości położenia źródeł	66
Ryc. 24. Statystyczny rozkład rzędnej (A) i wydajności (B) oraz temperatury wód (C) dla wypływów z głównych wydzieleni litologicznych	68
Ryc. 25. Lokalizacja źródeł i studni badanych okresowo lub stacjonarnie	70
Ryc. 26. Zmienność wydajności wybranych źródeł	71
Ryc. 27. Proste reprezentatywne krzywych wysychania wybranych źródeł	72
Ryc. 28. Wykres zmian temperatur wód w latach 1986–1992 dwóch wypływów (1, 2) w źródle nr 7 na tle wysokości opadów atmosferycznych (3) (pomiar własne autora)	73
Ryc. 29. Mapa rozmieszczenia otworów hydrogeologicznych na obszarze badań	75
Ryc. 30. Schemat pionowej strefowości hydrodynamicznej w hydrogeologicznym rejonie Kotliny Jeleniogórskiej	77
Ryc. 31. Histogram rozkładu wybranych parametrów hydrogeologicznych wodonośnych osadów rzecznych i wodnolodowcowych w Kotlinie Jeleniogórskiej	80
Ryc. 32. Zmienność wodoprzewodności skał zbiornikowych w obszarze Kotliny Jeleniogórskiej	81
Ryc. 33. Krzywe uziarnienia glin stokowych (gs) i zwietrzeli ziarnistych granitu karkonoskiego (zz) w profilu Jakuszyce	82
Ryc. 34. Przykładowe krzywe uziarnienia utworów pokrywowych granitu Karkonoszy	83
Ryc. 35. Rozkład wartości współczynnika filtracji pionowej k_p glin stokowych, określonego metodą Porscheta	83
Ryc. 36. Zmienność wodoprzewodności skał krystalicznych w hydrogeologicznym rejonie Kotliny Jeleniogórskiej	91
Ryc. 37. Lokalizacja punktów badań hydrochemicznych	97
Ryc. 38. Rozkład suchej pozostałości i głównych makroskładników wód podziemnych pokrywy osadowej Kotliny Jeleniogórskiej	100

Ryc. 39. Rozkład suchej pozostałości i głównych makroskładników wód podziemnych w utworach krystalicznych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	102
Ryc. 40. Przestrzenny rozkład przewodności elektrolitycznej właściwej zwykłych wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	103
Ryc. 41. Przestrzenny rozkład odczynu pH zwykłych wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	104
Ryc. 42. Skład jonowy wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej odwzorowany na diagramie Pipera	105
Ryc. 43. Rozkład wybranych mikroskładników wód podziemnych pokrywy osadowej rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	107
Ryc. 44. Rozkład wybranych mikroskładników wód podziemnych w utworach krystalicznych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	108
Ryc. 45. Przestrzenny rozkład jonu fluorkowego i kwasu metakrzemowego w wodach podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	112
Ryc. 46. Przestrzenny rozkład jonu fluorkowego i kwasu metakrzemowego w wodach podziemnych rejonu Cieplic Śl. Zdrój	113
Ryc. 47. Lokalizacja punktów oznaczeń składu izotopowego wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	114
Ryc. 48. Skład izotopowy zwykłych (1) i termalnych (2) wód podziemnych rejonu Kotliny Jeleniogórskiej	120
Ryc. 49. Zawartości trytu w zwykłych (1) i termalnych (2) wodach podziemnych Sudetów Zachodnich na tle średnich rocznych zawartości trytu w opadach atmosferycznych (3) dla stacji opadowej w Krakowie (wg Duliński i in., 2001)	122
Ryc. 50. Pionowa strefowość hydrogeochemiczna i hydrogeotermiczna w obrębie granitu karkonoskiego w rejonie Cieplic Śl. Zdroju	127
Ryc. 51. Zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych H w piezometrze nr 2 (ryc. 25) na tle natężenia przepływów rzeki Kamiennej Q i opadów atmosferycznych P	137
Ryc. 52. Dobowe zmiany położenia zwierciadła wód podziemnych H w rejonie Jakuszyce w wybranych okresach: wiosny (a), lata (b), jesieni (c) i zimy (d) lat 2000–2001 na tle przepływów Q rzeki Kamiennej	138
Ryc. 53. Wykresy wahań zwierciadła wód podziemnych H w studni nr 10 oraz wydajności Q sąsiedniego źródła w rejonie Śnieżnych Kotłów na tle opadów atmosferycznych P i temperatury powietrza T (wg Tomaszewski, 1977; zmienione)	142
Ryc. 54. Wykresy wahań zwierciadła wód podziemnych (3) w wybranych punktach rejonu Kotliny Jeleniogórskiej (Zachełmie Dolne, Cieplice, Łomnica, Jelenia Góra, Gierczyn) na tle opadów P (1) i temperatury powietrza T_p (2) w latach 1986–1989; numeracja zgodna z ryc. 25 (wykorzystano wyniki pomiarów IMGW w Zachełmiu Dolnym i własne autora w pozostałych punktach)	144
Ryc. 55. Długookresowe zmiany ciśnienia hydrostatycznego w otworze C-2 (wg Poprawski, 1997; zmienione)	148

Ryc. 56. Mapa warunków brzegowych na tle dyskretyzacji obszaru	152
Ryc. 57. Mapa warunków infiltracyjnych zbiornika „Jelenia Góra” z podziałem na ich klasy	153
Ryc. 58. Mapa zwierciadła wód podziemnych poziomu plejstoceno-holoceno	154
Ryc. 59. Schemat bilansu przepływów wód podziemnych według badań modelowych zbiornika „Jelenia Góra” (wszystkie wartości w m ³ /d)	155
Ryc. 60. Ocena zasobów odnawialnych wód podziemnych metodą Kille’a dla okresów 1974–1998 (A) i 1995–1998 (B)	164
Ryc. 61. Przykładowe proste reprezentatywne krzywych wysychania wybranych rzek	166
Ryc. 62. Mapa odpływu podziemnego Kotliny Jeleniogórskiej wraz z jej górskim obramowaniem	168
Ryc. 63. Zasoby odnawialne zbiorników „Karkonosze” i „Jelenia Góra”	171
Ryc. 64. Mapa podatności zbiornika wód porowych „Jelenia Góra” na zanieczyszczenie	179
Ryc. 65. Krzywa przejścia jonu Cl ⁻ w poletkach I (A) i II (B). Iniekcji roztworu NaCl dokonano 31 maja 2000 r.	182
Ryc. 66. Krzywa przejścia jonu Cl ⁻ i zmiany przewodnictwa elektrolitycznego w odsączu kolumny wypełnionej zwietrzeliną ziarnistą granitu	185
Ryc. 67. Schemat ideowy systemu hydrogeologicznego Kotliny Jeleniogórskiej z jej górskim obramowaniem	190

List of figures

Fig. 1. Location of the study area (1) on the map of Lower Silesia	8
Fig. 2. Geographical units in Jelenia Góra Basin region with surrounded areas (according to Kondracki, 1994; Walczak, 1968; simplified)	12
Fig. 3. Hypsometry of the study area	25
Fig. 4. Geomorphological sketch-map (according to Szponar, Piasecki, 1989; changed) . .	26
Fig. 5. Spatial distribution of precipitation and evaporation in Jelenia Góra Basin region. .	30
Fig. 6. Distribution of mean monthly air temperature (A) and precipitation (B) values in the period of 1951–1980 in selected climatic stations (according to Piasecki, 1997 and Bac-Bronowicz, 1997)	31
Fig. 7. Precipitation P value on the altitude H of measurements points located in the study area	31
Fig. 8. Distribution of precipitation in the period of 1974–1998 in selected points of south-north direction	33
Fig. 9. Hydrographic map of the study area	34
Fig. 10. Characteristic flows (discharges) Q of main rivers in Western Sudetes in the period of 1974–1998.	36
Fig. 11. Location of the study area in relation to the main geological units of Western Sudetes (geological division after: Kozdrój et al., 2001; Mazur, 2003; changed)	38
Fig. 12. Geological map of the study area without Cainozoic deposits (geological division after: Kozdrój i in., 2001; changed)	40
Fig. 13. Map of Holocene and Pleistocene sedimentary cover in Jelenia Góra Basin region (after: Bobiński, 1990; Mierzejewski, 1980; Szałamacha J., 1956, 1957, 1968, 1970, 1974; Szałamacha M., 1957, 1964; Szałamacha J., Szałamacha M., 1968, 1990; Szałamacha M., Tucholska, 1957; changed)	44
Fig. 14. Lithology of sedimentary cover in Karkonosze Mts. and Jelenia Góra Basin (after Migoń, 1998; Marszałek, 1996a; changed)	47
Fig. 15. Tectonic map of the study area	50
Fig. 16. Faults in the area of thermal water occurrence in Cieplice Śl. Spa (after Fistek, Dowgiałło, 2003; Wiśniewska, 1982; supplemented)	52

Fig. 17. Occurrence of discharge zones on the background of faults and vein rocks in western part of Karkonosze Mts.	53
Fig. 18. Hydrogeological division of Jelenia Góra Basin region with adjacent regions . . .	56
Fig. 19. Hydrogeological cross-sections through Jelenia Góra Basin region (location on fig. 13)	58
Fig. 20. Distribution of alluvial and fluvioglacial sediments thickness	59
Fig. 21. Location of springs with their discharge on the geology background	62
Fig. 22. Dependence of springs numbers upon lithology of water-bearing zone (A), altitude a.s.l. (B), morphological location (C) and spring discharge (D)	65
Fig. 23. Dependence of groundwater temperature (A) and springs discharge (B) upon altitude of springs	66
Fig. 24. Statistical distribution of altitude (A), discharge (B) and temperature (C) of springs for main water-bearing rocks.	68
Fig. 25. Location of monitored springs and wells	70
Fig. 26. Discharge changes of selected springs	71
Fig. 27. Recession curves of selected springs	72
Fig. 28. Changes of water temperatures in period of 1986–1992 of two outflows (1, 2) in spring nr 7 in relation to precipitation (3) (author's own measurements)	73
Fig. 29. Location of hydrogeological boreholes in the study area	75
Fig. 30. Scheme of vertical hydrodynamic zoning in hydrogeological domain of Jelenia Góra Basin region	77
Fig. 31. Distribution of selected hydrogeological parameters of water-bearing alluvial and fluvioglacial sediments in Jelenia Góra Basin region	80
Fig. 32. Variability of aquifer transmissivity in Jelenia Góra Basin region	81
Fig. 33. Grain-size distribution curves of slope clays (gs) and grus saprolite of Karkonosze granites (zz) in Jakuszyce profile	82
Fig. 34. Examples of grain-size distribution curves of Karkonosze granites sedimentary cover	83
Fig. 35. Distribution of vertical hydraulic conductivity k_p of slope clay determined by Porschet method	83
Fig. 36. Variability of hard rocks transmissivity in hydrogeological region of Jelenia Góra Basin region	91
Fig. 37. Sites location for hydrochemical investigations	97
Fig. 38. Distribution of dry residue and major macrocomponents of groundwater in sedimentary cover of Jelenia Góra Basin region	100
Fig. 39. Distribution of dry residue and major macrocomponents of groundwater in hard rocks of Jelenia Góra Basin region.	102

Fig. 40. Spatial distribution of electrolytical conductivity of fresh groundwater in Jelenia Góra Basin region	103
Fig. 41. Spatial distribution of pH of fresh groundwater in Jelenia Góra Basin region	104
Fig. 42. Ionic composition of groundwater in Jelenia Góra Basin region shown on Piper's diagram	105
Fig. 43. Distribution of selected microcomponents of groundwater in sedimentary cover of Jelenia Góra Basin region	107
Fig. 44. Distribution of selected microcomponents of groundwater in crystalline rocks of Jelenia Góra Basin region	108
Fig. 45. Spatial distribution of F^- and H_2SiO_3 in groundwater of Jelenia Góra Basin region	112
Fig. 46. Spatial distribution of F^- and H_2SiO_3 in groundwater of Cieplice Śl. Spa area	113
Fig. 47. Location of sampling sites for isotopic composition of groundwater in Jelenia Góra Basin region	114
Fig. 48. Isotopic composition of fresh (1) and thermal (2) waters in Jelenia Góra Basin region	120
Fig. 49. Tritium concentrations in fresh (1) and thermal (2) waters of the Western Sudetes in relation to average annual tritium concentration in precipitations (3) at the meteorological station of Kraków (after Duliński et al., 2001).	122
Fig. 50. Vertical hydrogeochemical and hydrogeothermic zoning within Karkonosze granite in the area of Cieplice Śl. Spa	127
Fig. 51. Changes of groundwater level H in piezometer nr 2 (fig. 25) in relation to discharge of the Kamienna River Q and precipitations P	137
Fig. 52. Daily changes of groundwater level H in Jakuszyce area during the season: spring (a), summer (b), autumn (c) and winter (d) of the period 2000–2001 in relation to Kamienna River discharge	138
Fig. 53. Diagrams of groundwater level fluctuations H in well no 10 and discharge of spring in the vicinity of Śnieżne Kotły in relation to precipitations P and air temperature T (after Tomaszewski, 1977; changed)	142
Fig. 54. Diagrams of groundwater level fluctuations (3) in selected points of Jelenia Góra Basin region (Zachemie Dolne, Cieplice, Łomnica, Jelenia Góra, Gierczyn) in relation to precipitations P (1) and air temperature T_p (2) in the period of 1986–1989; numbers according to figure 25 (based on results of the IMGW measurements in Zachemie Dolne and author's measurements in other points)	144
Fig. 55. Long-term changes of hydrostatic pressure in the C-2 borehole (after Poprawski, 1997; changed)	148
Fig. 56. Map of boundary conditions with discretization of the model area network	152
Fig. 57. Map of "Jelenia Góra" aquifer infiltration conditions with class of infiltration	153
Fig. 58. Map of groundwater table distribution of Pleistocene-Holocene aquifer	154

Fig. 59. Scheme of groundwater flow balance of "Jelenia Góra" aquifer according to modeling method (all values in m^3/d).	155
Fig. 60. Estimation of groundwater runoff by Kille's method for the period of 1974–1998 (A) and 1995–1998 (B)	164
Fig. 61. Recession curves of selected rivers	166
Fig. 62. Map of groundwater runoff in Jelenia Góra Basin region	168
Fig. 63. Renewable groundwater resources of aquifers "Karkonosze" and "Jelenia Góra" . .	171
Fig. 64. Map of vulnerability of "Jelenia Góra" porous aquifer	179
Fig. 65. Breakthrough curve of Cl^- ion in test area I (A) and test area II (B). Injection of NaCl solution on 31.05.2001.	182
Fig. 66. Breakthrough curve of Cl^- ion and electrolytical conductivity changes of seepage water	185
Fig. 67. Conceptual model of hydrogeological system of Jelenia Góra Basin region with surrounded mountains	190

