

*Biuletyn*  
Państwowego  
Instytutu  
**GEOLOGICZNEGO**

---

Józef Chowaniec

*Studium hydrogeologii zachodniej części  
Karpat polskich*

*Hydrogeology study of the western part  
of the Polish Carpathians*

**HYDROGEOLOGIA**

z. VIII



**Nr 434**

---

**Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy**  
Warszawa 2009



## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	6
Charakterystyka obszaru badań . . . . .	10
Hydrografia . . . . .	11
Klimat . . . . .	11
Budowa geologiczna . . . . .	13
Karpaty zewnętrzne (fliszowe) . . . . .	13
Podłoże Karpat fliszowych . . . . .	14
Karpaty wewnętrzne . . . . .	14
Utwory czwartorzędowe . . . . .	16
Wody zwykłe . . . . .	17
Jednolite części wód podziemnych (JCWPd) . . . . .	17
Czwartorzędowe zbiorniki wód podziemnych . . . . .	19
Poziomy wodonośne w utworach fliszowych Karpat zewnętrznych i wewnętrznych . . . . .	27
Poziomy wodonośne w skałach krystalicznych, mezozoicznych i eocenu węglanowego w Karpatach wewnętrznych . . . . .	29
Poziomy wodonośne pienińskiego pasa skałkowego . . . . .	29
Hydrochemia i izotopy środowiskowe . . . . .	29
Zasoby zwykłych wód podziemnych . . . . .	38
Wody mineralne . . . . .	44
Geologia obszarów występowania wód mineralnych . . . . .	44
Hydrochemia, izotopy i geneza wód mineralnych . . . . .	48
Wody termalne . . . . .	60
Geologiczne uwarunkowania występowania wód termalnych . . . . .	60
Charakterystyka hydrochemiczna i izotopowa wód termalnych . . . . .	65
Możliwości wykorzystania wód podziemnych . . . . .	68
Wody zwykłe . . . . .	68
Wody mineralne . . . . .	68
Wody termalne . . . . .	68
Zagrożenia wód podziemnych i ich ochrona . . . . .	69
Zagrożenia wód zwykłych . . . . .	69
Zagrożenia wód mineralnych i termalnych . . . . .	73
Podsumowanie . . . . .	73
Literatura . . . . .	76
Summary . . . . .	81
Załącznik / Appendix 1 . . . . .	85





## STUDIUM HYDROGEOLOGII ZACHODNIEJ CZĘŚCI KARPAT POLSKICH

### HYDROGEOLOGY STUDY OF THE WESTERN PART OF THE POLISH CARPATHIANS

JÓZEF CHOWANIEC<sup>1</sup>

**Abstrakt.** Hydrogeologia zachodniej części polskich Karpat jest skomplikowana wskutek zróżnicowanych warunków morfologicznych, klimatycznych i geologicznych. Morfologia i warunki klimatyczne związane są z wysokościami, od ok. 300 m n.p.m. w północnej części obszaru badań do ok. 2500 m n.p.m. na południu. Wody zwykle występują w skałach krystaliniku, mezozoiku i eocenu węglanowego Tatr, we fliszu Karpat wewnętrznych i zewnętrznych, a także w czwartorzędowych sedymentach odłożonych wzdłuż koryt rzecznych oraz w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej. Dodatkowe urozmaicenie morfologiczne i geologiczne wprowadza pieniński pas skałkowy. Wykazano, że na całym obszarze wody zwykle, mimo braku naturalnej ochrony przed zanieczyszczeniami, zachowują dobrą jakość chemiczną, charakteryzując się jednak zbyt niskimi stężeniami fluorków i często zbyt wysokimi zawartościami żelaza i manganu. Osady czwartorzędu stanowią najlepsze zasobowo zbiorniki, ale flisz z rozproszonymi ujęciami ma największy udział w zasobach całego obszaru. Wody skał eocenu węglanowego na obszarze Tatr mają małe znaczenie w ogólnym bilansie zasobów wód zwykłych, ale znajdują się w części obszaru zasilania dla najważniejszego w Polsce systemu wód termalnych niecki podhalańskiej. Wody mineralne występują na całym obszarze badań z wyjątkiem Tatr, będąc zróżnicowane chemicznie i genetycznie. W najstarszych skałach podłoża fliszu są one podobne chemicznie i identyczne genetycznie z najgłębszymi solankami Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Na nieznacznej części zachodniej i północnej obszaru badań występują przykryte fliszem utwory badenu zawierające syngenetyczne wody morskie. Wykazano, że w głębokich partiach fliszu występują solanki pochodzące z dehydratacji minerałów ilastych, zachodzącej przy diagenезie kompacyjnej, przy czym ich składniki chemiczne są głównie reliktem morskiej wody sedymentacyjnej. Większość solanek znanych z danych archiwalnych z głębokich wierceń reprezentuje ten typ wody. W niektórych rejonach zasolone wody diagenetyczne wędrują strefami uskokowymi do powierzchni, mieszając się z lokalnymi wodami zwykłymi. W przypadkach obecności dwutlenku węgla pochodzenia wglębnego tworzą one szczawy chlorkowe. W rejonach głębokiej penetracji współczesnych wód meteorycznych i obfitego występowania dwutlenku węgla, bez udziału wód ascenzyjnych, powstają liczne szczawy zwykle, liczące od kilkudziesięciu do ponad 10 tys. lat. Niecka podhalańska stanowi wyjątkowy rejon, gdzie pod utworami fliszu znajdują się skrasowiałe utwory węglanowe eocenu i triasu, stanowiące najważniejszy w Polsce zbiornik odnawialnych wód termalnych o mineralizacji dochodzącej do ok. 3 g/dm<sup>3</sup>.

**Słowa kluczowe:** wody podziemne, wody zwykłe, wody mineralne, szczawy, solanki, wody diagenetyczne, wody sedymentacyjne, wody termalne, izotopy środowiskowe, jakość i zagrożenia wód, Karpaty Zachodnie.

**Abstract.** Hydrogeology of the western part of the Polish Carpathians is complicated due to large differences in morphology, climate and geology. Morphology and climate are related to altitudes from ca. 300 m a.s.l. at the northern boundary to ca. 2500 m a.s.l. at the south. Additional differentiation of morphology and geology results from the presence of the Pieniny Klippen Belt, which separates the Outer Carpathians from Inner Carpathians. Usable fresh waters occur mainly in Quaternary sediments along river valleys and in the Orawa Basin, in flysch formations of the Inner and Outer Carpathians, and in carbonate Mesozoic and Eocene formations of the Tatra Mts. (Inner Carpathians). There are no confining layers of low permeability which would naturally protect fresh waters against anthropogenic pollution. In spite of that, fresh waters are generally of good chemical quality, though they have too low fluoride contents, and too high iron and manganese concentrations. The best water reservoirs are related to Quaternary sediments, but flysch formations supply more water due to much larger area occupied. Outcrops of water bearing formations in the Tatra Mts. represent recharge area for the thermal water of the Podhale Basin. Mineral waters are greatly differentiated chemically and genetically. In the oldest basement of the flysch overthrust they are similar to the deepest brines of the Upper Silesian Coal Basin (GZW), which are related to meteoric waters of a very hot climate in a distant past. Much younger connate marine brines occur in Badenian sediments covered by flysch in some areas. Brines and saline waters of diagenetic origin dominate in deep flysch layers. Their chemical components are the remnants of the ultrafiltered marine water whereas the original water mole-

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, 31-560 Kraków, ul. Skrzatów 1

cules were removed by molecules released from clay minerals during burial diagenesis. In some regions, these diagenetic saline waters ascend through fault zones to the surface and mix with local infiltration of meteoric origin. Chloride carbonated waters are formed when such process is accompanied by CO<sub>2</sub> flux of metamorphic origin. Common carbonated waters are formed in the regions of a deep penetration of meteoric waters abundant presens of CO<sub>2</sub>, and the lack of diagenetic waters.

**Key words:** groundwaters, fresh waters, mineral waters, carbonated waters, brines, diagenetic waters, sedimentation waters, thermal waters, environmental isotopes, water quality, vulnerability, Western Carpathians.

## WSTĘP

Obszar badań jest położony w południowej Polsce, obejmuje części województw: małopolskiego, śląskiego i podkarpackiego. Znaczenie tego obszaru wynika z występowania zarówno licznych wód mineralnych różnych typów, jak i najważniejszego w Polsce zbiornika wód termalnych, a także z charakterystycznego dla fliszu istnienia wielu płytkich systemów wód podziemnych, będących podstawowym źródłem zaopatrzenia ludności i lokalnego przemysłu w wodę. Granice rozpatrywanego obszaru wyznaczają w przybliżeniu: od północy – linia brzegu nasunięcia karpackiego, od zachodu i południa – granica państwa, a od wschodu – dział wodny drugiego rzędu pomiędzy zlewniami Dunajca i Wisłoki (fig. 1). Na figurze tej naniesiono także siatkę arkuszy Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000 obejmujących badany obszar (MhP, 1997–2004).

Pod względem fizycznogeograficznym (Kondracki, 2002) przeważająca część analizowanego obszaru należy do Zewnętrznych Karpat Zachodnich (513), natomiast jedynie południowy skrawek do Centralnych Karpat Zachodnich (513–514).

Pod względem geologicznym południowa część obszaru badań należy do Karpat wewnętrznych, a północna do zewnętrznych Karpat fliszowych (fig. 2).

Karpaty były przedmiotem zainteresowania hydrogeologów już od początku XX wieku ze względu na konieczność uzyskiwania wód podziemnych do celów komunalnych, przemysłowych i leczniczych. Jednak do lat 50. obszar ten był słabo rozpoznany pod względem hydrogeologicznym. Na przełomie lat 70. i 80. nastąpił wzrost zainteresowania utworami fliszowymi Karpat ze względu na zwiększone zapotrzebowanie na wody zwykłe i mineralne, nadające się zarówno do celów leczniczych, jak i do produkcji wód stołowych. W poszukiwaniach wód zwykłych szczególną uwagę poświęcono badaniom wodonośności utworów fliszu, wykorzystując także rezultaty próbnych pompowań w otworach hydrogeologicznych oraz wyniki badań wodochłonności w otworach usytuowanych w osiach projektowanych budowli piętrzących. Szybki rozwój badań hydrogeologicznych na obszarze występowania fliszu nastąpił w rezultacie badań prowadzonych głównie przez Oddziały Karpacki i Górnośląski Państwowego Instytutu Geologicznego (Oszczypko i in., 1981, 1999; Chowaniec i in., 1985; Chowaniec 1991, 1998–1999, 2002, 2006), Uniwersytet Warszawski (Małeczka, 1980, 1981, 1992), Uniwersytet Śląski, Politechnikę Krakowską (Niedzielski, 1978, 1980), Akademię Górniczo-Hutniczą, Instytut Nauk Geologicznych PAN w Krakowie, Przed-

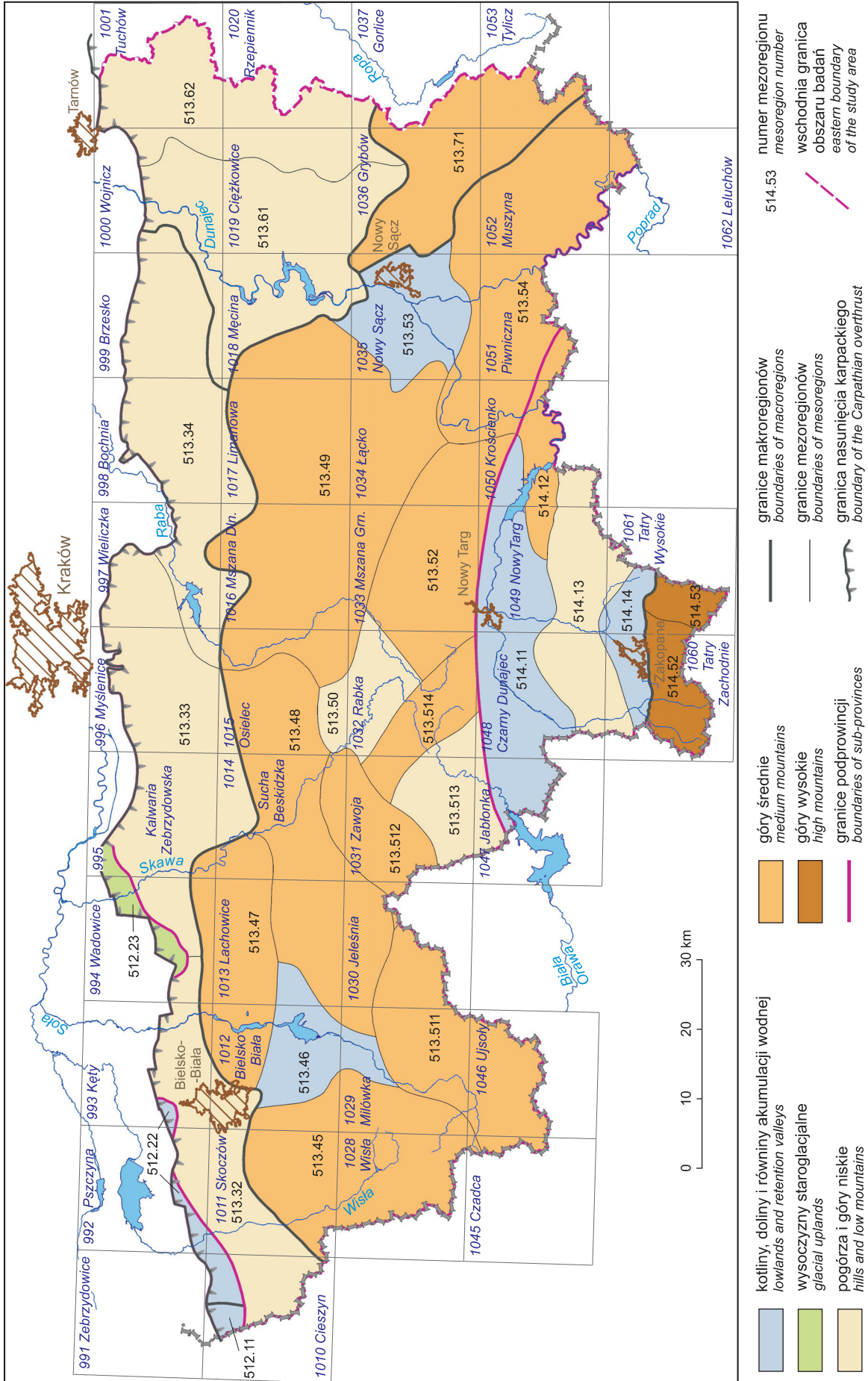
siębiorstwo Geologiczne S.A. w Krakowie, Ośrodek Regionalny Geonafu w Krakowie oraz Przedsiębiorstwo Budownictwa Wodnego Hydrogeo w Krakowie.

W latach 80. w Oddziale Karpackim PiG opracowano kilka arkuszy Mapy hydrogeologicznej Polski 1:200 000, obejmujących Karpaty i południową część zapadliska przedkarpackiego, na których przedstawiono między innymi charakterystykę użytkowych poziomów wodonośnych na tych obszarach (Chowaniec i in., 1981–1989). Równocześnie ukazały się prace Oszczypki i in. (1981) oraz Chowańca i in. (1983), w których podjęto problematykę wodonośności i miąższości warstwy wodonośnej w utworach fliszowych. Autorzy ci zajmowali się badaniami wodochłonności utworów fliszowych w rejonach projektowanych zapór wodnych. Zarówno te badania, jak i wyniki próbnych pompowań w otworach hydrogeologicznych (Chowaniec i in., 1985) wykazały, że użytkowy poziom wodonośny jest związany głównie ze strefą spękań, sięgającą na ogół do głębokości 80–100 m, będąc praktycznie niezależny od wydzieleni litostratygraficznych (Chowaniec i in., 1981–1989; MhP, 1997–2004).

W następnych latach, w ramach ogólnopolskiego projektu badawczego kierowanego przez Kleczkowskiego (1990) powstała mapa głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w skali 1:500 000, na której zostały wydzielone zbiorniki wymagające szczególnej ochrony. Mapa ta obejmuje też zasobniejsze zbiorniki wód podziemnych zachodniej części Karpat, występujące zarówno w skałach fliszowych, jak i utworach czwartorzędowych (fig. 3).

Omawiany obszar został w całości pokryty arkuszami mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000 (MhP, 1997–2004), zarówno w wersji komputerowej, jak i archiwalnej wersji kartograficznej, na której przedstawiony jest i scharakteryzowany pierwszy od powierzchni główny użytkowy poziom wodonośny. Na ogólną liczbę 44 arkuszy, odnoszących się do badanego obszaru, autor jest redaktorem 28, a współautorem 25 arkuszy. Dalsza weryfikacja, aktualizacja i rozwój tej mapy nie powinny mieć istotnego wpływu na zagadnienia i ich uogólnienia przedstawione w ramach w niniejszej pracy.

Wody zwykłe na omawianym obszarze związane są przede wszystkim z utworami fliszowymi Karpat zewnętrznych oraz z osadami czwartorzędowymi występującymi w dolinach większych rzek karpackich. Nawiązując do wymagań Ramowej Dyrektywy Wodnej UE, Herbich i in. (2005) dokonali podziału obszaru Polski na tzw. jednolite części wód podziemnych (JCWPd, ang. *GWB – Groundwa-*



**Fig. 1. Obszar badań na tle jednostek fizycznogeograficznych Karpat polskich (wg Kondrackiego, 2002) z naniesioną siatką arkuszy Mapy hydrogeologicznej Polski 1:50 000**

Study area in relation to the geomorphologic unit of the Polish Carpathians (after Kondracki, 2002) with indicated sheets of the Hydrogeological Map of Poland 1:50 000

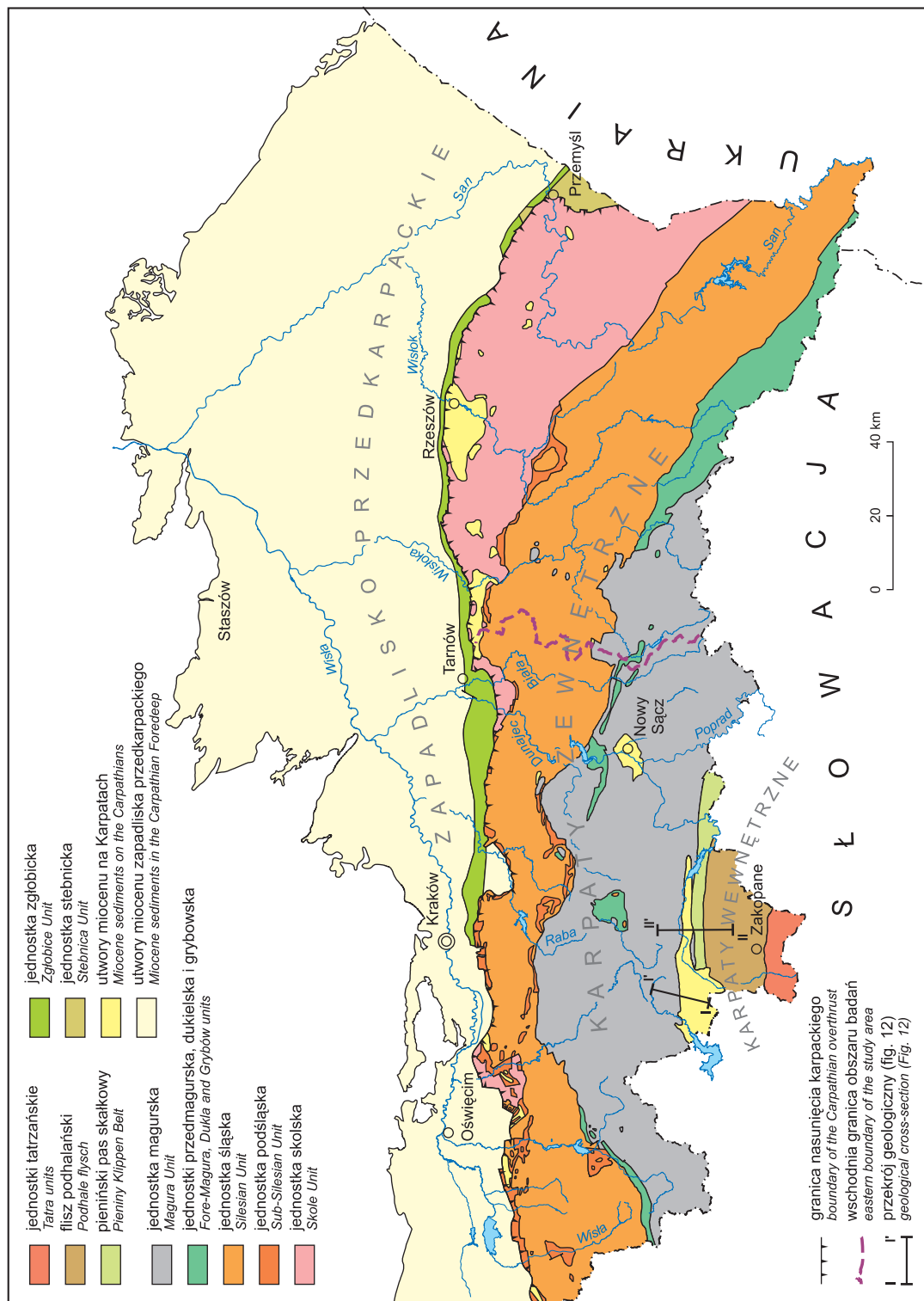
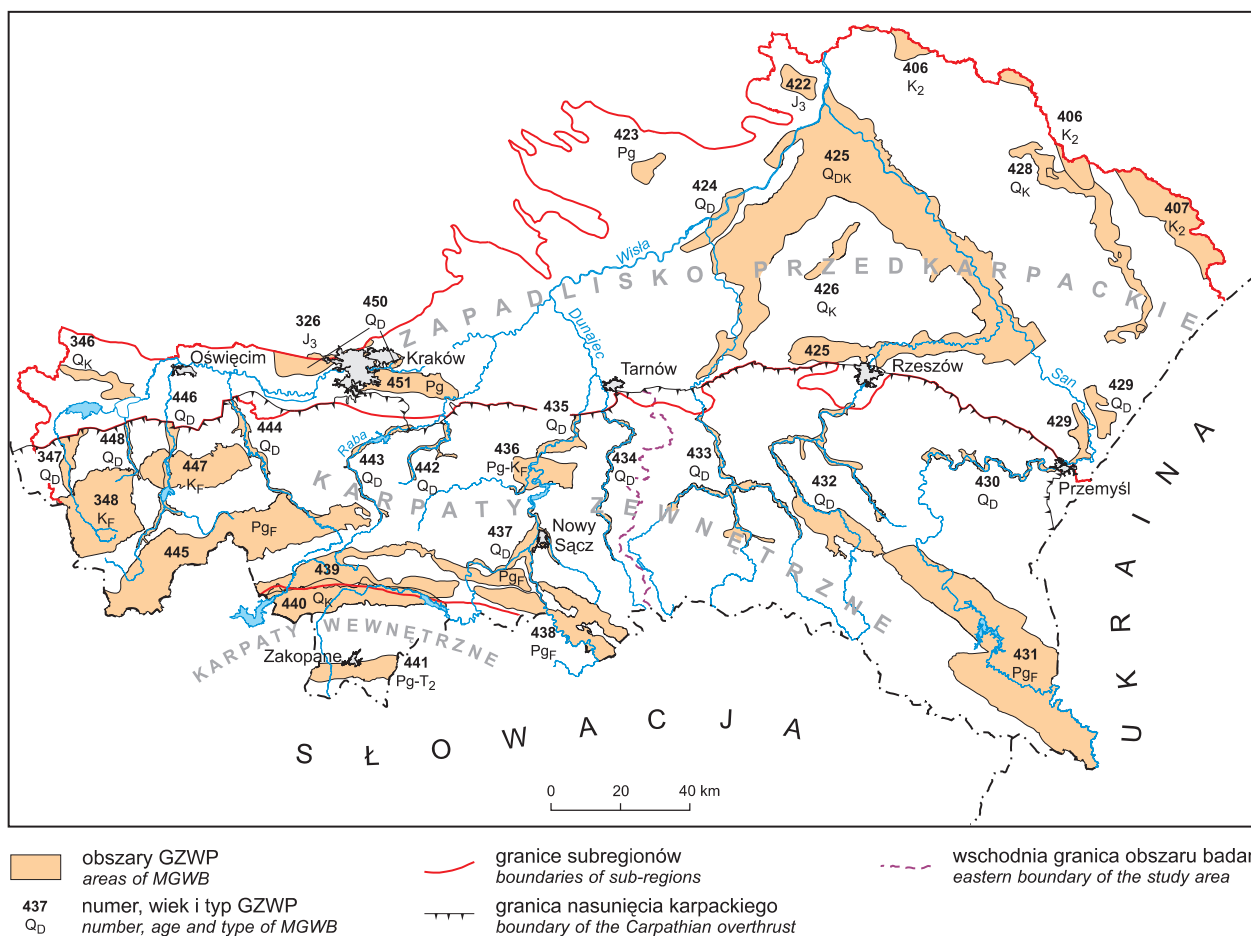


Fig. 2. Uproszczona mapa geologiczno-strukturalna Karpat polskich (wg Książkiewicza, 1972 z uzupełnieniami Żytka, 1999 i Oszczycki, 2004)

Simplified geological-structural map of the Polish Carpathians (after Książkiewicz, 1972 supplemented by Żytka, 1999 and Oszczycki, 2004)





**Fig. 3. Główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) w Karpatach (wg Kleczkowskiego red., 1990 z uzupełnieniami Skrzypczyka, 2003)**

Q<sub>K</sub> – czwartorzędowe doliny kopalne, Q<sub>D</sub> – czwartorzędowe doliny rzeczne, Pg<sub>F</sub>, Pg<sub>F</sub>-K<sub>F</sub>, K<sub>F</sub> – paleogeńskie i kredowe zbiorniki we fliszu, Pg-T<sub>2</sub> – zbiornik paleogeńsko-triasowy

Main Groundwater Bodies (MGWB) in the Carpathians  
(after Kleczkowski ed., 1990 with supplements by Skrzypczyk, 2003)

Q<sub>K</sub> – Quaternary buried valleys, Q<sub>D</sub> – Quaternary river valleys, Pg<sub>F</sub>, Pg<sub>F</sub>-K<sub>F</sub>, K<sub>F</sub> – Paleogene and Cretaceous flysch reservoirs, Pg-T<sub>2</sub> – Paleogene-Triassic reservoirs

ter Bodies). Dyrektywa wodna precyzuje również wymagania odnośnie badania jakości wód w poszczególnych JCWPd i ich oddziaływania na ekosystemy i użytkowników. Niestety, podział wód podziemnych na JCWPd nie jest zgodny ani z istniejącymi strukturami geologicznymi, ani nie uwzględnia stratyfikacji wód zależnej od struktur i od czasów obiegu wody. W szczególności nie ma on żadnego logicznego odniesienia do głębszych wód charakteryzujących się odmiennym obiegiem i do różnych typów wód mineralnych. Z powyższych względów, mimo wydzielenia w obrębie obszaru badań ośmiu JCWPd, problemy hydrogeologiczne zostały omówione w nawiązaniu do klasycznego podziału związanego z jednostkami strukturalnymi, z odniesieniem do JCWPd jedynie w sporadycznych przypadkach. Najnowsze zwięzłe omówienie problematyki wód zwykłych regionu karpackiego przedstawili Małecka i in. (2007).

Wszystkie wody podziemne są w mniejszym lub większym stopniu zmineralizowane, a więc ich podział na zwykłe

i zmineralizowane jest umowny. W Polsce granica między tymi wodami ustalona jest na 1000 mg/dm<sup>3</sup> (Dowgiałło i in. red., 2002; Ciężkowski, Zuber, 2007). W praktyce często wody o mniejszej mineralizacji są zaliczane do wód mineralnych, jeżeli zawierają jeden lub więcej składników swobodnych w określonych stężeniach (np. F<sup>-</sup>, Fe<sup>2+</sup> i J) lub podwyższoną zawartość HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> w wodach kwasowęglowych. Wody mineralne mogą być rozporządzeniem administracyjnym zaliczone do wód leczniczych, jeżeli zachowują stałość składu chemicznego i nie zawierają szkodliwych zanieczyszczeń antropogenicznych lub geogenicznych, a ich właściwości lecznicze zostały wykazane odpowiednimi badaniami.

Wody mineralne występują praktycznie na całym omawianym obszarze na różnych głębokościach, a w niektórych rejonach pojawiają się nawet na powierzchni w postaci samoczynnych wypływów. W podłożu Karpat fliszowych reliktove solanki zostały rozpoznane w wielu miejscowościach, ale ich eksploatacja prowadzona jest jedynie w Dę-

bowcu, gdzie utwory fliszu nasunięte są na osady badenu, oraz w Ustroniu, gdzie występują w utworach dewonu.

Obszar Karpat od dawna był przedmiotem zainteresowania z uwagi na możliwość uzyskania wód mineralnych do celów leczniczych (Szajnocha, 1891; Zieleniewski, 1894; Dominikiewicz, 1951), ale liczba opracowań hydrogeologicznych dotyczących wód mineralnych tego obszaru do lat 50. ubiegłego wieku była niewielka. Szybki rozwój badań wód mineralnych na tym terenie nastąpił dopiero od lat 60. (np. Świdziński, 1965, 1966, 1972; Węclawik, 1967, 1991; Kolago, Płochniewski, 1971; Dowgiałło, 1973, 1978, 1980; Leśniak, 1980, 1985, 1998; Zuber, Grabczak, 1985; Chrzastowski, Węclawik, 1986; Karwan, 1989; Malinowski red., 1991; Paczyński, Płochniewski, 1996; Ciężkowski i in. 1996, 1999; Ciężkowski, Zuber, 1997; Ciężkowski, Kozłowski, 1999; Zuber i in., 1999; Rajchel, 2000; Ciężkowski red., 2002; Oszczytko, Zuber, 2002; Paczyński red., 2002; Witczak i in., 2002; Chowaniec, 2003a; Rajchel i in., 2004).

Od lat 70. w badaniach wód mineralnych zaczęto szeroko wykorzystywać znaczniki środowiskowe, szczególnie skład izotopowy wody i stężenia trytu, mające podstawowe znaczenie dla określania genezy wód podziemnych, (np. Dowgiałło, 1973; Leśniak, 1980; Zuber, Grabczak, 1985; Małecka, Nowicki, 2002; Oszczytko, Zuber, 2002).

Według definicji obowiązującej w Polsce wodami termalnymi nazywane są wody mające temperaturę nie niższą niż 20°C na wypływie ze źródła lub odwiertu. W Polsce wody termalne znane są z występowania na Niżu Polskim oraz w niektórych rejonach Sudetów i Karpat (Marszczek, Płochniewski, 1989; Malinowski red., 1991). Jednak najkorzystniejsze warunki eksploatacji wód termalnych do celów grzewczych na obszarze Polski istnieją w obrębie niecki podhalańskiej. Najnowsze, zwięzłe omówienie problematyki wód mineralnych i termalnych zawarte jest w opracowaniu Chowańca i in. (2007b).

Niniejsza monografia stanowi istotne rozszerzenie i pogłębienie materiału zawartego w wymienionych wyżej publikacjach, z uwzględnieniem najnowszych wyników badań, przy czym głównym celem pracy jest szczegółowe podsumowanie i wyciągnięcie ogólnych wniosków z dotychczasowych rezultatów wieloletnich prac badawczych prowadzonych przez autora samodzielnie i z licznymi współpracownikami na obszarze zachodniej części polskich Karpat. Bardzo ważne jest wskazanie obszarów najbardziej perspektywicznych dla poszukiwania i udostępniania wód zwykłych. Ze względu na nieliczne i rozproszone dane izotopowe wód zwykłych na rozpatrywanym obszarze zostały one omówione całościowo. Również wody mineralne i termalne wymagają kompleksowego i jednolitego przedstawienia, gdyż monografia „Hydrogeologia regionalna Polski” (Paczyński i Sadurski red., 2007) zawiera zbyt zwięzłe opisy, mogące przy tym wprowadzać nieporozumienia wskutek niejednolitej interpretacji genetycznej wód podziemnych. Kompleksowe opracowanie danych hydrochemicznych i izotopowych wód mineralnych w aspekcie ich genezy i wieku jest niezbędne do prowadzenia dalszych badań i poszukiwań, ze względu na coraz większe zapotrzebowanie na tego typu wody zarówno dla celów pitnych, jak i rekreacyjno-kąpielowych. Jednolite rozpoznanie genezy i wieku wód mineralnych jest również istotne dla optymalnej gospodarki tymi wodami i dalszego rozwoju poszczególnych uzdrowisk, dostarczając informacji zapewniających pełne wykorzystanie wód z unikaniem nadmiernej eksploatacji, stanowiącej zagrożenia dla jakości i ilości zasobów. W przypadku wód termalnych cele są podobne, ale w ramach niniejszej pracy wyróżniono w tym zakresie niekiedy podhalańską z dobrze rozpoznanymi zasobami odnawialnymi, między innymi dzięki licznym badaniom z udziałem i pod kierownictwem autora. Karpaty zewnętrzne są mało perspektywiczne ze względu na bardzo ograniczone i słabo odnawialne lub nieodnawialne zasoby.

## CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Karpaty w obrębie granic Polski zajmują obszar o powierzchni ok. 18 900 km<sup>2</sup>, z czego 16 500 km<sup>2</sup> przypada na Polskie Karpaty Zachodnie (od Olzy po Przełęcz Łupkowską), a 2400 km<sup>2</sup> na Polskie Karpaty Wschodnie. Karpaty składają się z masywów i pasm górskich obniżających się stopniowo ku północy. Występują tutaj góry wysokie (Tatry; do 2499 m), średnie (Beskid Żywiecki, Śląski i Sądecki; do 1725 m), niskie (Pieniny, Beskid Mały i Niski; do 1000 m) oraz wyżynne Pogórze Karpackie (do 300–500 m). Obszar badań rozciąga się równoleżnikowo od zachodniej granicy Polski, przecinającej nasunięcie karpackie, po wododział pomiędzy Białą Tarnowską i Wisłoką, zajmując powierzchnię 10 192 km<sup>2</sup>.

W obrębie omawianego obszaru można wydzielić dwie prowincje fizycznogeograficzne: Zewnętrzne Karpaty Zachodnie i Centralne Karpaty Zachodnie (M. Klimaszewski, 1972; Starkel, 1972; Małecka, 1974; Kondracki, 2002). W obu

prowincjach występują jednostki niższego rzędu, różniące się głównie morfologią.

Karpaty zewnętrzne, określane często mianem Karpat fliszowych, charakteryzują się stosunkowo małą kontrastowością krajobrazu. Wyróżnia się tu strefę górską Beskidów oraz wyżynną Pogórze Karpackiego. Beskidy stanowią najwyższą część wypiętrzenia Karpat zewnętrznych i rozciągają się równoleżnikowym pasem o szerokości 50–80 km. Podczas fałdowań płaszczowinowych sztywne masy skalne ulegały rozerwaniu i przemieszczaniu, co doprowadziło do powstania zróżnicowanych form wyspowych. Do najwyższych wzniesień Beskidów, charakteryzujących się dużymi deniwelacjami, należą Babia Góra (1725 m), Pilsko (1537) i Mała Babia Góra (1515 m). Poszczególne pasma górskie poprzecinane są V-kształtnymi dolinami i obniżeniami, jak na przykład Obniżenie Jabłonkowskie (350–450 m) czy Brama Sieniawska (711 m).

Pogórze Karpackie rozciąga się wąskim pasem od zachodniej granicy państwa po Kotlinę Sądecką, pomiędzy Beskidami a granicą nasunięcia karpackiego. Od Kotliny Sądeckiej, głęboko wciętej w masyw Beskidów, obszar pogórz ulega rozszerzeniu dalej na wschód daleko poza obszar badań (513.61 i 513.62 na fig. 1). Występują tu łagodne, szerokie wzgórza (300–500 m) o wyraźnych cechach dojrzałości krajobrazu, będącego wynikiem mniejszego zróżnicowania litologicznego utworów. Podobnie doliny rzeczne z młodych, V-kształtnych na terenie Beskidów przekształcają się w szerokie formy ograniczone łagodnymi zboczami, oznaczającymi wyraźne cechy dojrzałości ukształtowania morfologicznego.

Karpaty wewnętrzne charakteryzują się występowaniem na niewielkiej przestrzeni kontrastowo różnych jednostek morfologicznych i litologiczno-strukturalnych. Najbardziej zróżnicowane pod względem krajobrazowym i hipsometrycznym są Tatry. Północne stoki masywu tatrzańskiego rozcinają głęboko wcięte doliny rzeczne o V-kształtnym profilu, które nie podlegały zlodowaceniom, oraz większe U-kształtne doliny, których dna wyściełają utwory lodowcowe i wodnolodowcowe. Ponad 50% obszaru położone jest w granicach wysokości 1000–1500 m n.p.m. U podnóża tego najwyższego w obrębie Karpat masywu górskiego rozciąga się rozległe obniżenie zwane Podhalem (Klimaszewski, 1972; Starkel, 1972), odpowiadające mezoregionom 514.11–514.14 według Kondrackiego (2002). W skład tego obszaru wchodzi cztery mezoregiony: Rów Podtatrzański (514.14), Pogórze Gubałowskie (514.13), Pas Skalicowy (514.12) i Kotlina Orawsko-Nowotarska (514.11).

Rów Podtatrzański stanowi subsekwentne obniżenie wy-preparowane przez potoki tatrzańskie w mniej odpornych partiach fliszu, wypełnione pokrywą żwirów fluwioglacjalnych i fluwialnych (Romer, 1929; Halicki, 1930; Kondracki, 2002). Pogórze Gubałowskie (650–1000 m), zbudowane z piaskowców i łupków fliszu podhalańskiego, tworzy rozległe wyniesienie o wyraźnej asymetrii stoków. Według Klimaszewskiego (1972) i Starkla (1972) stok południowy jest stromym progiem strukturalnym nawiązującym do stylu budowy geologicznej Tatr. Stok północny przechodzi łagodniej w Pas Skalicowy, rozciągający się wąskim (3–4 km), nieciągłym pasmem, począwszy od Starego Bystrego na zachodzie po okolice Jaworek przy wschodniej granicy Polski. O jego zdecydowanej odrębności morfologicznej w stosunku do otaczającego terenu zdecydowała duża różnorodność litologiczna utworów oraz szczególnie silne zaangażowanie tektoniczne. Kotlina Orawsko-Nowotarska to typowe zapadlisko śródgórskie, którego pierwotna rzeźba została zamaskowana przez osady klastyczne stożków napływowych Czarnego i Białego Dunajca oraz Białki. Działy Orawskie (513.513), zdaniem Klimaszewskiego (1972) i Starkla (1972), reprezentują część dawnego dna Kotliny Podhalańskiej, które w czasie wypiętrzania Beskidów zostało skośnie podniesione. Rzeki, mające obszary źródłiskowe w Tatrach, odmłodziły rzeźbę krajobrazu, wykształcając cztery poziomy tarasowe ze spadkami hydraulicznymi zgodnymi częściowo z biegami rzek (Małecka, 1981).

## HYDROGRAFIA

Masyw karpacki odwadniany jest głównie przez Wisłę i jej dopływy (fig. 2, 3). Obszar badań obejmuje także na zachodzie część zlewni Olzy należącej do dorzecza Odry, a na południu zlewni Czadeczki i Czarnej Orawy należącej do dorzecza Dunaju (Dynowska, Maciejewski, red., 1991). Sieć rzeczna charakteryzuje się dużą gęstością, a rzeki znacznymi spadkami, małym rozwinięciem biegu i wielką zmiennością stanów wody.

Obszar źródłowy Wisły położony jest na zboczach Baraniej Góry w Beskidzie Śląskim, na wysokości 1106 m. Do głównych dopływów Wisły odwadniających górotwór karpacki należą: Soła, Skawa, Raba, Dunajec z Popradem i Białą. Z wymienionych rzek jedynie Dunajec z Popradem odwadniają Karpaty wewnętrzne, obszary źródłiskowe pozostałych rzek położone są wyłącznie w Karpatach zewnętrznych. Średni całkowity odpływ jednostkowy wynosi 8 l/s·km<sup>2</sup>, a w Tatrach dochodzi nawet do ponad 50 l/s·km<sup>2</sup> (Ziemońska, 1973). Wezbrania strumieni i rzek są gwałtowne i krótkotrwałe, co dowodzi małej zdolności retencyjnej zlewni. Deszcze ze względu na duże spadki terenu ulegają szybkiemu spływowi, powodując lokalne podtopienia i powodzie. Najbardziej zasobna w wodę jest górna część dorzecza, obejmująca Tatry i Podhale, charakteryzująca się dużą amplitudą stanów i wysokim spływem powierzchniowym. Przepływy niżówkowe, odzwierciedlające możliwości retencyjne terenu, są bardziej wyrównane niż przepływy maksymalne, wywołane obfitymi opadami deszczu.

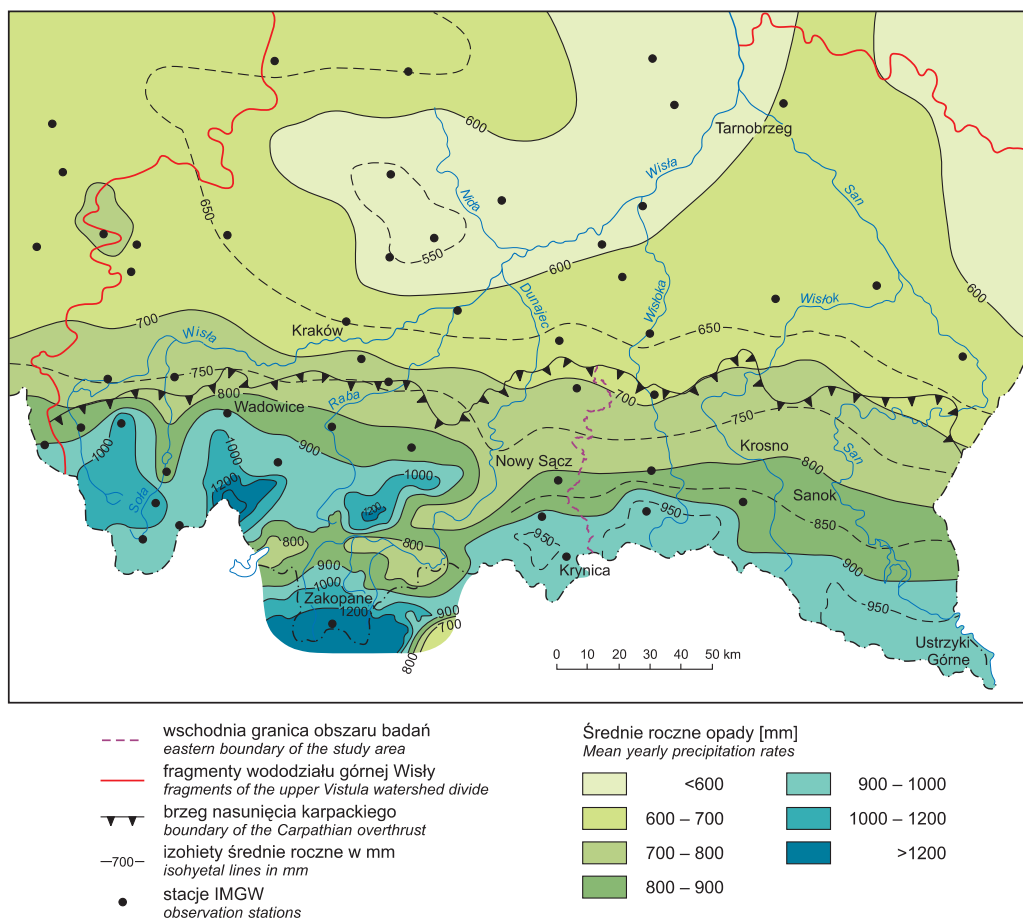
## KLIMAT

Omawiany obszar jest bardzo zróżnicowany pod względem klimatycznym (fig. 4), głównie wskutek znacznych zróżnicowań morfologicznych. Wpływają na to zarówno urozmaicona rzeźba, jak również duże deniwelacje terenu. Karpaty charakteryzują się największymi w Polsce opadami; w Tatrach roczna suma opadów wynosi ponad 1500 mm, w Beskidach 900–1400, na Pogórzcu ponad 800, a maksymalne wartości dobowe osiągają 285 mm. W Tatrach i na Podhalu obserwuje się pasowy rozkład opadów o generalnym kierunku zachód–wschód (Małecka, 1981; Małecka i in., 2007) oraz konsekwentne zwiększanie się ilości opadów w kierunku południowym, od pienińskiego pasa skałkowego do szczytowych partii Tatr (fig. 5).

W Tatrach i szczytowych partiach Beskidu Żywieckiego występują najchłodniejsze piętra klimatyczne, zaś na pozostałym obszarze – od chłodnego do umiarkowanie ciepłego. Według klasyfikacji Hessa (1965), prawie całe Podhale leży w obrębie piętra umiarkowanie chłodnego o średniej rocznej temperaturze od 4 do 6°C, podczas gdy obszar Tatr w miarę wzrostu wysokości przechodzi od strefy chłodnej (od 2 do 4°C), poprzez bardzo chłodną (od 0 do 2°C) do umiarkowanie zimnej (od –2 do 0°C). Charakterystyczne jest, że Rów Podtatrzański (podobnie jak Kotlina Orawsko-Nowotarska) posiada typowe cechy klimatu kotlin śródgórskich (fig. 4 i 6).



**Fig. 4. Regiony i strefy klimatyczne polskich Karpat (wg Dynowskiej i Maciejewskiego, red., 1991)**  
Climatic regions and altitude zones in the Polish Carpathians (after Dynowska & Maciejewski, ed., 1991)



**Fig. 5. Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych na obszarze polskich Karpat na podstawie obserwacji z lat 1951–2003 (wg Małeckiej i in., 2007)**

Mean yearly precipitation rates in the Polish Carpathians for 1951–2003 period (after Małeckaja *et al.*, 2007)



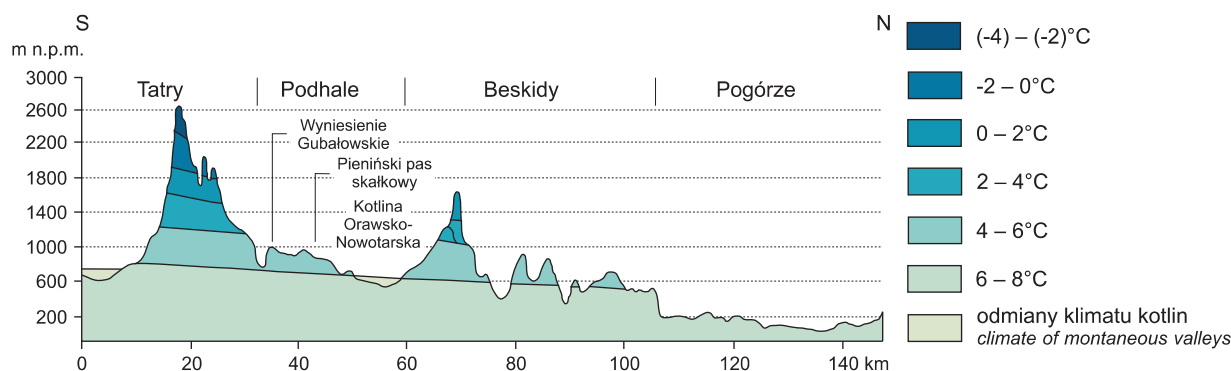


Fig. 6. Piętra klimatyczne polskich Karpat (wg Hessa, 1965)

Climatic altitude zones in the Polish Carpathians (after Hess, 1965)

Z punktu widzenia hydrogeologicznego ważna jest nie tylko suma opadów, ale również ich rozkład w skali rocznej. Pokrywa śnieżna w rejonie Zakopanego często utrzymuje się przez 100–200 dni w ciągu roku, a w górach nawet do 8 miesięcy (Orlicz, 1962).

Temperatura jest istotnym czynnikiem w procesie zasilania wód podziemnych na drodze bezpośredniej infiltracji.

Według danych IMGW ze stacji klimatycznych zlokalizowanych w Tatrach i na Podhalu, najcieplejszym miesiącem jest lipiec, natomiast najchłodniejszym styczeń. Maksima i minima termiczne obserwowane w różnych miesiącach przeciętnie kształtują się następująco: od 19 do 22°C i od –14 do –18°C.

## BUDOWA GEOLOGICZNA

Karpacie są najmłodszymi górami na obszarze Polski, należą do gór fałdowych systemu alpejskiego, z czego wynika ich wyraźna odrębność fizjograficzna i geologiczna w stosunku do innych regionów górskich naszego kraju. Niezależnie od zmieniających się poglądów odnośnie przebiegu i wieku fałdowań, wszyscy badacze od czasów Uhliga (1890) są zgodni, że decydującą rolę w kształtowaniu dzisiejszego obrazu Karpat odegrała tektonika orogenetyczna, a w obrębie kotlin śródgórskich szczególną rolę należy przypisać procesom neotektoniki (Niedzielski, 1971; Ozimkowski, 1992; Stupnicka, 1997).

Karpacie dzielone są na wewnętrzne i zewnętrzne, zwane również fliszowymi. Karpacie wewnętrzne obejmują Tatry, nieckę podhalańską i pieniński pas skałkowy (Sikora, 1976; Birkenmajer, 1979). Pieniński pas skałkowy wychodzi na powierzchnię we wschodniej części obszaru, tworząc wyraźną granicę między Karpatami zewnętrznymi i wewnętrznymi, natomiast w zachodniej części jest on ukryty pod osadami Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (fig. 2).

### KARPATY ZEWNĘTRZNE (FLISZOWE)

W budowie Karpat zewnętrznych biorą udział głównie skały fliszowe kredy i paleogenu, które, zdaniem Dżułyńskiego i Smitha (1964), stanowią całkowicie formację morską. W zachodniej części regionu jurajskie utwory fliszowe zawierają przewarstwienia skał węglanowych nazywanych wapieniami cieszyńskimi. Basen sedymentacyjny, w którym

gromadziły się osady pochodzące z niszczenia otaczających go łańców oraz podwodnych garbów i wypiętrzeń, charakteryzował się dużymi oscylacjami dna, osiągając głębokości rzędu 3,0–3,5 tysiąca metrów (Koszarski, Ślącza, 1973). Najnowsze dane dotyczące głębokości pograżeń i miąższości zerodowanych utworów fliszowych poszczególnych jednostek płaszczowiny magurskiej oparte są na badaniach mineralogicznych procesów diagenetycznych zachodzących w minerałach ilastych (Świerczewska, 2005).

Przyczyny, charakter i stopień zaangażowania tektonicznego Karpat zewnętrznych były przedmiotem zainteresowania wielu autorów (m.in. Książkiewicz, 1972; Unrug, 1980; Oszczytko, 1992, 2004; Żytka, 1999), według których ruchy fałdowe typu tektonicznego i płaszczowinowego odbywały się wielofazowo i trwały aż do późnego miocenu. Wskutek tych ruchów osady zbiornika fliszowego zostały podzielone na szereg dużych jednostek tektonicznych, w głównych zarysach pokrywających się z podziałem regionalnym Karpat. Do największych obszarowo należą: jednostka magurska, granicząca wzdłuż wielkiego uskoku przesuwczego z pienińskim pasem skałkowym (Birkenmajer, 1986a, b), i jednostka śląska, rozciągająca się na terenie całej omawianej części Karpat zewnętrznych. Wymienione jednostki oraz większość mniejszych jednostek, jak skolska, przedmagurska, podśląska, dukielsko-grybowska i zgłobiczka, charakteryzują się również równoległą orientacją w stosunku do osi łańcucha karpackiego (fig. 2). W czasie neogennych ruchów tektonicznych skały fliszowe zostały odkłute od macierzystego podłoża, sfałdowane płaszczowinowo i na-

sunięte na utwory mioceńskie, odsłaniające się w zapadlisku przedkarpackim.

Utwory morskie miocenu w podłożu Karpat fliszowych zostały stwierdzone w niektórych rejonach dzięki głębokim otworom wiertniczym. Natomiast mioceńskie utwory lądowe zachowały się w Kotlinie Sądeckiej na silnie zdyslokowanych utworach jednostki magurskiej oraz w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, gdzie zalegają na utworach fliszu podhalańskiego i zewnętrznokarpackiego oraz pienińskiego pasa skałkowego. O dużym zróżnicowaniu morfologii podłoża Kotliny Orawsko-Nowotarskiej świadczą wyniki głębokich wierceń w rejonie stożka Czarnego Dunajca (Watycha, 1976a, 1977c) oraz liczne wiercenia wykonane w związku z budową zbiornika czorsztyńskiego (Niedzielski, 1971; Małecka, 1981).

#### PODŁOŻE KARPAT FLISZOWYCH

W podłożu Karpat fliszowych w zachodniej części rozpatrywanego obszaru zostały rozpoznane piętra wodonośne neogenu (piaski pylaste w utworach ilastych badenu i niżej leżące warstwy dębowieckie) oraz serie węglanowe karbonu dolnego i dewonu (Heflik, Konior, 1974; Ryłko, Tomasz, 2001), które są połączone hydraulicznie, zawierając wody podobne chemicznie i genetycznie. Natomiast podłoże wschodniej części rozpatrywanego obszaru jest słabo rozpoznane pod względem hydrogeologicznym.

Utwory fliszowe nasunięte są na warstwy badenu jedynie blisko zachodniej granicy obszaru badań, obejmując niektóre otwory eksploatujące solanki w Dębowcu. Pod utworami badenu oraz dalej na południe pod utworami fliszu występują utwory karbonu i dewonu (fig. 7). Utwory karbonu górnego

i górnej części karbonu dolnego wykształcone są w postaci kompleksu iłowcowo-piaskowcowego, częściowo wodonośnego. Natomiast spągowa część karbonu dolnego i dewonu górnego wykształcone są w postaci spękanych i skawernowanych wapieni i dolomitów. Większość szczelin i kawern wypełnionych jest kalcytem, a pozostałe stanowią przestrzeń wypełnioną solanką. Pod skałami górnego dewonu występują głównie niewodonośne iłowce dewonu dolnego. Poniżej znajdują się utwory krystalicznego prekambriu z wyniesieniem zwanym garbem cieszyńsko-kętskim, zbudowanym głównie z nieprzepuszczalnych łupków muskowitowych.

#### KARPATY WEWNĘTRZNE

**Masyw tatrzański** stanowi gniazdo górskie wyniesione ponad otaczające paleogeńskie niecki (Kotański, 1979). Generalnie w obrębie Tatr wyróżnia się dwie strefy facjalno-tektoniczne – wierchową i regłową. Strefa wierchowa składa się z paleozoicznych skał magmowych i metamorficznych tworzących ocalały przed erozją trzon krystaliczny, pokryty od strony północnej osłoną skał osadowych oraz nasuniętych na nie fałdów Czerwonych Wierchów i Giewontu (Sokołowski, 1959; Bac-Moszaszwili, 1993, 1997). Strefa regłowa została odkłuta od macierzystego podłoża i nasunięta w postaci płaszczowin na fałdujące się serie wierchowe. Jest ona całkowicie pozbawiona skał krystalicznych i rozciąga się wąskim pasem wzdłuż północnego brzegu Tatr (fig. 8). Osady tej strefy reprezentowane są przez wapienie, dolomity, margle i łupki margliste oraz piaskowce i zlepieńce triasu, jury i kredy; zostały sfałdowane w szereg płaszczowin i łusek tektonicznych, pociętych dodatkowo gęstą siecią uskokuw, szczelin i spękań. U podnóża masywu odsłaniają

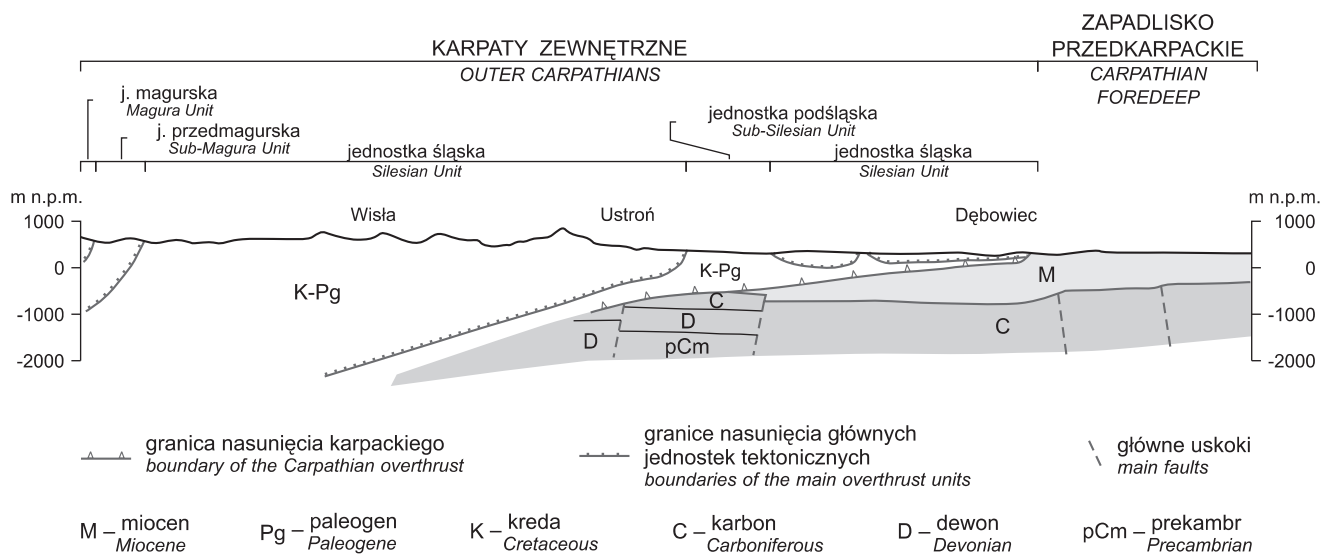


Fig. 7. Przekrój geologiczny przez Karpaty i ich podłoże wzdłuż południka Ustroń (wg Chowańca i Soleckiego, 1996)

Geological cross-section of the Carpathians and the basement along Ustroń meridian (after Chowańca and Solecki, 1996)

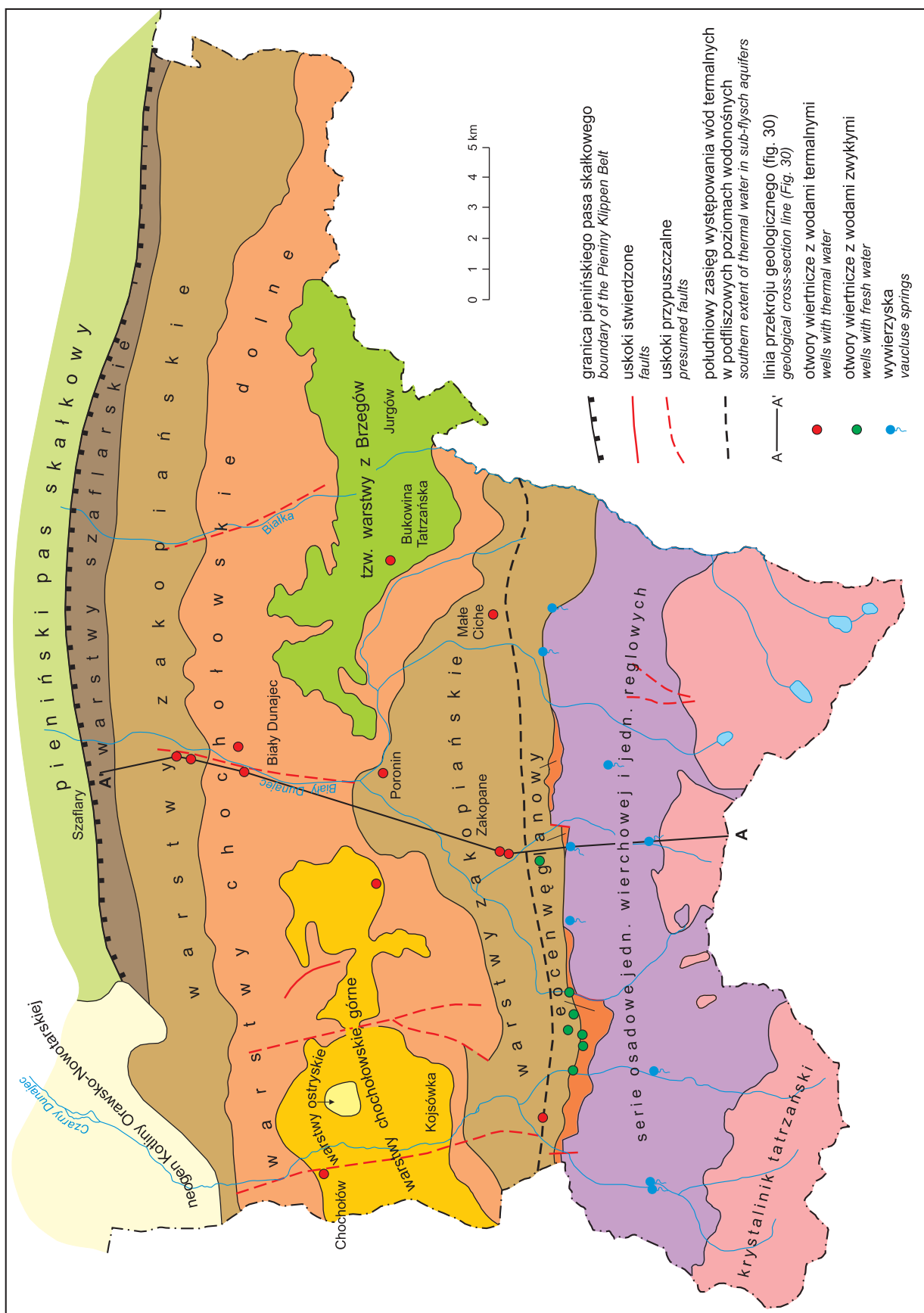


Fig. 8. Mapa geologiczna polskich Karpat wewnętrznych (wg Chowańca, 2003b)

Geological map of the Polish Inner Carpathians (after Chowańca, 2003b)

się utwory spagowego ogniwa paleogenu Podhala, wykształcone w postaci serii węglanowych spoczywających na różnych jednostkach tektonicznych Tatr (Roniewicz, 1969; Małeczka, Roniewicz, 1997).

**Niecka podhalańska**, określana również jako niecka artezjska Podhala, stanowi największą jednostkę geologiczno-strukturalną polskich Karpat wewnętrznych. Miąższość osadów fliszowych wypełniających tę makrogeosynklinę, wynosząca maksymalnie 2987 m, została określona na podstawie wyników licznych wierceń badawczo-eksploatacyjnych (Chowaniec i in., 1997a). Z hydrogeologicznego punktu widzenia ważny jest fakt, że utwory paleogenu Podhala wykształcone są w postaci dwu odmiennych pod względem litologicznym i facjalnym kompleksów skalnych – dolnego, o charakterze węglanowym, oraz górnego w postaci przeławicających się łupków i piaskowców fliszu podhalańskiego o wieku od eocenu środkowego do oligocenu (Sokołowski, 1959; Roniewicz, 1969).

Utwory fliszu zostały podzielone na cztery ogniwa litofacjalne: warstwy szaflarskie, występujące tylko w obrębie północnego skrzydła niecki, warstwy zakopiańskie, odsłaniające się zarówno w strefie przytatrzańskej, jak i przypienińskiej, warstwy chochołowskie, budujące centralną część niecki, oraz niewielki fragment warstw ostryskich w obrębie zlewni Czarnego Dunajca (Gołąb, 1959; Watycha, 1959).

Zaangażowanie tektoniczne fliszu podhalańskiego jest niewielkie (Halicki, 1963; Mastella, 1975; Mastella i in., 1988, 1996). Upady warstw wynoszą od kilku do kilkunastu stopni. Bardziej strome ułożenie warstw obserwuje się na skrzydłach niecki – w strefie kontaktu z masywem tatrzańskim oraz wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego, gdzie upady dochodzą do 90°, a nawet spotyka się warstwy wstecznie pochylone ku północy (Małeczka, 1981). Najnowsze dane dotyczące głębokości pogrążeń i miąższości zerodowania utworów fliszowych niecki podhalańskiej oraz czasu trwania i szybkości tych procesów oparte są na badaniach mineralogicznych minerałów ilastych podlegających procesowi diagenety (Środoń i in., 2006).

**Pieniński pas skałkowy** jest najbardziej skomplikowaną strukturą Podhala. Od południa, wzdłuż wielkiej linii dyslokacyjnej, graniczy z fliszem podhalańskim, od północy zaś z utworami fliszu Karpat zewnętrznych, które na terenie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej ukryte są pod miąższym nakładem neogenu i czwartorzędu.

Pierwotna szerokość zbiornika, w którym sedymentowały utwory pienińskiego pasa skałkowego, określana jest przez Birkenmajera na 120–150 km, a przez Sikorę na ok. 200 km (Stupnicka, 1997). Z powodu zróżnicowanych głębokości zbiornika utwory te reprezentują całą gamę osadów:

od głębokomorskich, do których należą radiolaryty i wapień rogowcowe serii pienińskiej, do płytkowodnych osadów serii czorsztyńskiej, w której główną rolę skałotwórczą odgrywają wapień organodetrytyczne z dużym udziałem wapieni krynoidowych. Najwyższe ogniwa serii skałkowych i osłona skałkowa to osady o charakterze fliszu, czyli piaskowce, zlepieńce i łupki. Cały inwentarz skalny reprezentują osady należące do sześciu serii skałkowych (czorsztyńskiej, niedzickiej, czertezickiej, braniskiej, pienińskiej oraz haligowieckiej, znajdującej się poza granicami państwa). Obejmują one ogniwa od środkowego liasu po kampan górny oraz osłonę skałkową, do której należą skały fliszowe najwyższej kredy i paleogenu (Książkiewicz, 1972; Birkenmajer, 1979). Utwory te podlegały kilku etapom fałdowania, podczas których powstały formy typu diapirów, łusek i fałdów, pociętych dodatkowo gęstą siecią uskoków. Obok form wielkopromiennych w układzie pionowym, rozciągających się równoleżnikowo, obserwuje się całe zespoły mikrosynklin i antyklin o stromo pochylonych skrzydłach. Niezależnie od wymienionych form, na terenie pasa skałkowego występuje również szereg dyslokacji nieciągłych o przebiegu południkowym, powodujących często poziome blokowe przesunięcie warstw, czego przykładem jest przełomowy odcinek Białki. Szczególnie duży stopień zaangażowania tektonicznego tej skomplikowanej struktury, określanej niekiedy mianem brekcji tektonicznej (Małeczka, 1981), doprowadził do znacznego zmniejszenia pierwotnej szerokości zbiornika i uformowania się pasa skałkowego o szerokości zaledwie kilku kilometrów.

#### UTWORY CZWARTORZĘDOWE

Rzeczno-lodowcowe i rzeczne utwory czwartorzędowe występują na całym omawianym obszarze, a ich właściwości zależą w znacznym stopniu od litologii skał macierzystych. W dolinach rzecznych i kotlinach śródgórskich miąższość ich wynosi od bliskich zera do około 100 m. W zależności od podłoża są to piaski i żwiry, pochodzące ze skał krystalicznych, węglanowych i fliszowych.

Poza dolinami i kotlinami skały pokryte są utworami zwietrzelinowymi o miąższościach nieprzekraczających na ogół 2–3 m. Wskutek licznych osuwisk powszechnie występują koluwia, które mogą magazynować wodę lepiej niż nieprzemieszczone utwory zwietrzelinowe.

W Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej występują dość liczne połacie torfów. Nie mają one znaczenia użytkowego dla eksploatacji wód, ale mają pewne znaczenie dla retencji wody.



## WODY ZWYKŁE

Przez wody zwykłe (słodkie) rozumie się umownie wody o mineralizacji poniżej  $1000 \text{ mg/dm}^3$ . Są one powszechnie użytkowane do celów komunalnych i przemysłowych, a niektóre z nich, jeżeli nie zawierają zanieczyszczeń antropogenicznych, służą do produkcji wód butelkowanych.

Na rozpatrywanym obszarze wody zwykłe występują jedynie w pierwszym poziomie wodonośnym, utworzonym przez utwory czwartorzędowe i/lub starsze skały zwietrzałe lub spękane i zeszczelinowane. Wodonośne utwory czwartorzędowe reprezentowane są głównie przez piaszczysto-żwirowe osady rzeczne i rzeczno-lodowcowe, a lokalnie również utwory zwietrzelinowe i koluwia osuwiskowe. Moreny lodowcowe i utwory rzeczno-lodowcowe w Tatrach tworzą niewielkie systemy wodonośne, które tylko w niektórych przypadkach mają znaczenie użytkowe. Oprócz utworów czwartorzędowych duże znaczenie hydrogeologiczne mają paleogeńsko-kredowe utwory fliszowe, które dzięki spękanom i zwietrzeniu są zazwyczaj dobrze przepuszczalne do głębokości ok. 30 m, maksymalnie do 80–100 m. Do podobnych głębokości są spękane utwory pienińskiego pasa skałkowego.

W obrębie Tatr wodonośne są głównie utwory węglanowe mezozoiku i eocenu, zawierające wody zwykłe w obszarze odkrytym do głębokości ok. 500 m, a pod przykryciem fliszu podhalańskiego do głębokości ok. 800 m. Na większych głębokościach wody te stają się termalnymi, a dalej w głąb niecki także mineralnymi. Natomiast krystalinik tatrzański spękany jest jedynie do głębokości ok. 20–30 m. Ze względu na niewielkie zasoby, wynikające z bardzo małej wodoprzepuszczalności, źródła drenujące te skały nie mają znaczenia użytkowego.

Przez główny użytkowy poziom (piętro) wodonośny rozumie się pierwszy od powierzchni poziom (piętro) stanowiący źródło zaopatrzenia ludności o zasięgu regionalnym (Dowgiałło i in. red., 2002; Chowaniec, 2007). Użytkowy zbiornik (poziom, piętro) stanowi warstwa lub zespół warstw spełniający określone kryteria ilościowe i jakościowe, z którego można w sposób trwały pobierać wodę do celów użytkowych (najlepiej I klasy jakości). Obecnie obowiązujące kryteria ilościowe według „Słownika hydrogeologicznego” (Dowgiałło i in. red., 2002) są następujące: miąższość ponad (2–3) 5 m, wydajność potencjalna studni powyżej (5)  $10 \text{ m}^3/\text{h}$ , przewodność hydrauliczna powyżej (25)  $50 \text{ m}^3/\text{d}$  i moduł zasobów regionalnych powyżej  $5 \text{ m}^3/\text{h}\cdot\text{km}^2$ , gdzie wartości w nawiasach odnoszą się do Karpat. Natomiast Chowaniec (2007) podaje nieco złagodzone kryteria dla Karpat w odniesieniu do miąższości (ponad 2 m) i wydajności potencjalnej studni (powyżej  $2 \text{ m}^3/\text{h}$ ).

Na figurze 9 pokazana jest mapa użytkowych poziomów wodonośnych na całym badanym obszarze. Mapa ta stanowi istotny element przy lokalizowaniu większych ujęć wody. Największą część obszaru zajmuje poziom fliszowy paleogeńsko-kredowy, a ok. 50% obszaru pozbawione jest użytkowej warstwy wodonośnej.

## JEDNOLITE CZĘŚCI WÓD PODZIEMNYCH (JCWPd)

Zgodnie z przyjętym i powszechnie stosowanym na mapach hydrogeologicznych Polski 1:50 000 podziałem Paczyńskiego (red. 1993, 1995) maszyn karpaccy należy do karpaccy regionu hydrogeologicznego. W ostatnich latach, w nawiązaniu do wymagań Ramowej Dyrektywy Wodnej (UE, 2000; Witczak, 2005a), w Państwowym Instytucie Geologicznym dokonano podziału kraju na jednolite części wód podziemnych (JCWPd; Herbich i in., 2005; Chowaniec, 2006). Nazwa ta jest niezbyt fortunnym odpowiednikiem angielskiej nazwy *Groundwater Bodies (GWB)*, która z kolei może być mylna z przyjętą angielską nazwą GZWP (*MGWB – Main Groundwater Bodies*). Według definicji, jednolite części wód podziemnych obejmują te wody podziemne, które występują w warstwach wodonośnych o porowatości i przepuszczalności umożliwiającej znaczący pobór lub przepływ o natężeniu odpowiednim do kształtowania pożądanego stanu wód powierzchniowych i ekosystemów lądowych. W obrębie omawianego obszaru wymienieni autorzy wyróżnili osiem, a po pewnej korekcie (Małecka i in., 2007) dziewięć JCWPd (tab. 1, fig. 10), kierując się głównie informacjami dotyczącymi rozpoznania dynamiki, jakości i wykorzystania wód podziemnych i ich związków z wodami powierzchniowymi. Tak zdefiniowane JCWPd dotyczą wody, a nie struktur geologicznych zawierających wody podziemne. W związku z tym parametry podane w tabeli 1 należy rozumieć jako parametry utworów zawierających JCWPd. Bliższe omówienie JCWPd na omawianym obszarze można znaleźć u Małeckiej i in. (2007).

W ramach niniejszej pracy wody podziemne rozpatrywane są w sposób tradycyjny, oparty na strukturach geologicznych, zgodnie z ogólnopolskim programem badawczym, w którym wydzielono 17 zbiorników spełniających wymagania dobrej jakości wód o znaczeniu użytkowym (Kleczkowski red., 1990). Zbiorniki te pokazane są na figurze 3, a ich charakterystykę przedstawiono w tabeli 2. Uznano jednak, że zbiornik czwartorzędowy Stradomki (GZWP 442) nie będzie rozpatrywany w dalszej części pracy, a także, że sześć zbiorników fliszowych (GZWP 348, 436, 438, 439, 445 i 447) zostało określonych w znacznym stopniu w sposób umowny. Z tego względu w pracy użytkowy poziom wodonośny fliszu jest rozpatrywany całościowo, bez podziału na oddzielne zbiorniki, obejmujące tylko część obszaru wodonośnego.

Najbardziej na południe wysunięty jest GZWP 441 (Zakopane), który pod względem hydrogeologicznym wykazuje wyraźną dwudzielność (Małecka, 1992). Południową jego część stanowią zawadnione utwory eocenu węglanowego i osadowe serie mezozoiczne, których wychodnie są chronione przez Tatrzański Park Narodowy. Część północną stanowią słodkie wody artezyjskie i subartezyjskie niecki podhalańskiej. Podział ten znajduje również uzasadnienie w składzie fizykochemicznym i bakteriologii wód. Zbiornik Zakopane w granicach państwa obejmuje powierzchnię  $145 \text{ km}^2$  i kontynuuje się za-

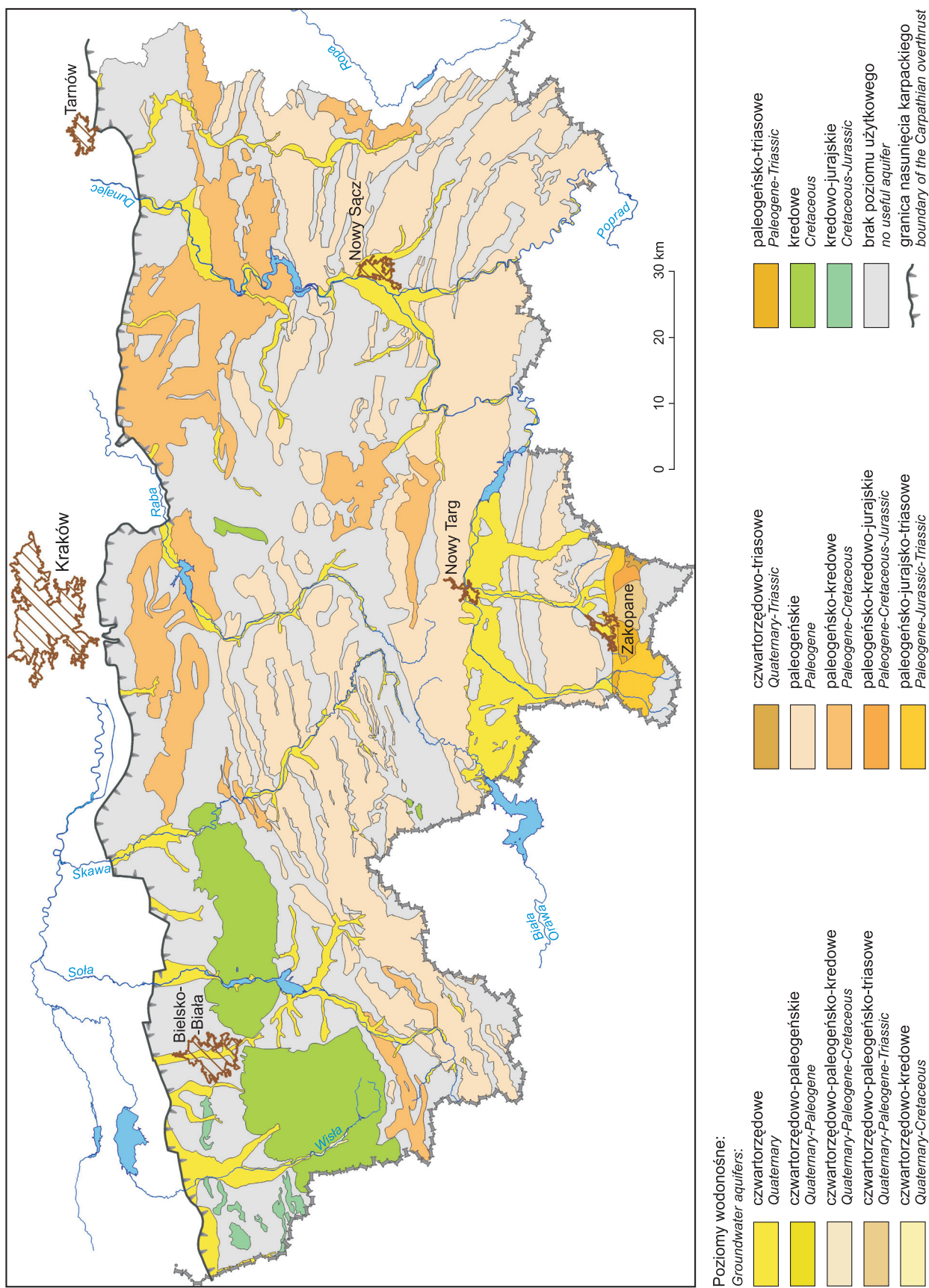


Fig. 9. Mapa użytkowych poziomów wodonośnych na obszarze badań (wg Chowanica i in., 2006 na podstawie danych MhP, 1997–2004)

Map of useful aquifers in the study area (after Chowanec *et al.*, 2006 based on MhP, 1997–2004)

Tabela 1

Wybrane parametry jednolitych części wód podziemnych (JCWPd) wydzielonych w obrębie obszaru badań  
(wg Małeckiej i in., 2007 ze zmianami)

Selected parameters of Groundwater Bodies (GWB) in the study area  
(after Małecka *et al.*, 2007, modified)

Nr JCWPd	Stratygrafia	Litologia	Miąższość [m]	Typ zbiornika	Współczynnik filtracji [m/s]	Powierzchnia [km <sup>2</sup> ]
<b>Subregion Karpat wewnętrznych</b>						
155	Q/ Pg	piaski, żwiry/ piaskowce	< 10 / 10–20	porowy/ szczelinowo-porowy	$3 \cdot 10^{-4}$ – $1 \cdot 10^{-3}$ $1 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-5}$	909
156	Pg, T <sub>2</sub> , C	wapienie, dolomity, granity	> 40	szczelinowy	$1 \cdot 10^{-6}$ – $3 \cdot 10^{-4}$	197
<b>Subregion Karpat zewnętrznych – fliszowych</b>						
143	Pg–K	piaskowce	10–20	szczelinowo-porowy	$1 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-5}$	686
144	Pg–K	piaskowce	10–20	szczelinowo-porowy	$1 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-5}$	57
145	Pg–K	piaskowce	10–20	szczelinowo-porowy	$1 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-5}$	25
152	Q/ Pg, K	piaski, żwiry/ piaskowce	<10 / 10–20	porowy/ szczelinowo-porowy	$3 \cdot 10^{-4}$ – $1 \cdot 10^{-3}$ $1 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-5}$	2612
153	Q/ Pg	piaski, żwiry/ piaskowce	<10 / 10–20	porowy/ szczelinowo-porowy	$3 \cdot 10^{-4}$ – $1 \cdot 10^{-3}$ $1 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-5}$	3522
154	Q/ Pg	piaski, żwiry/ piaskowce	<10 / 10–20	porowy/ szczelinowo-porowy	$3 \cdot 10^{-4}$ – $1 \cdot 10^{-3}$ $1 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-5}$	1994
161	Q/ Pg, K	piaski, żwiry/ piaskowce	<10 / 10–20	porowy/ szczelinowo-porowy	$3 \cdot 10^{-4}$ – $1 \cdot 10^{-3}$ $1 \cdot 10^{-6}$ – $1 \cdot 10^{-5}$	400

Q – czwartorzęd, Pg – paleogen, K – kreda, T<sub>2</sub> – trias środkowy, C – karbon

równy ku zachodowi, jak i wschodowi, poza formalną granicę zbiornika zdefiniowaną przez granicę państwa.

Z analizy danych zawartych w tabeli 2 wynika, że na terenie Karpat fliszowych, bez względu na wielkość zajmowanego obszaru, do najbardziej perspektywicznych należą wody porowe utworów czwartorzędowych kotlin śródogórskich (GZWP 437 i 440) oraz utworów aluwialnych, których największe miąższości notowane są w dolnych odcinkach rzek drenujących masyw karpacki (GZWP 444, 443, 442, 435, 430). Wszystkie wymienione zbiorniki charakteryzują się wysokimi wartościami modułu zasobów dyspozycyjnych, przekraczającymi nawet 2 l/s km<sup>2</sup>. Dla porównania, we fliszowych zbiornikach szczelinowo-porowych o powierzchniach od 250 do powyżej 1200 km<sup>2</sup> wartość modułu zasobów dyspozycyjnych jest kilkakrotnie mniejsza, wynosząc 0,24–0,59 l/s km<sup>2</sup> (GZWP 348, 438, 436, 439 w tabeli 2).

Pomimo występowania na terenie Karpat szeregu zbiorników wód podziemnych, w wielu regionach istnieje konieczność uzupełniania niedoboru wód na drodze budowy zbiorników retencyjnych lub ujęć brzegowych, pozwalających często na uzyskanie dużych wydajności.

#### CZWARTORZĘDOWE ZBIORNIKI WÓD PODZIEMNYCH

Utwory czwartorzędowe występujące na omawianym obszarze zalicza się do osadów aluwialnych wypełniających doliny rzeczne i kotliny śródogórskie oraz do osadów fluwio-

glacialnych zalegających w znacznym nagromadzeniu w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, gdzie występują łącznie z utworami aluwialnymi. Największe nagromadzenie osadów aluwialnych ma miejsce w dolinie Wisły oraz w dolinach jej większych dopływów (Biała, Soła, Skawa, Raba i Dunajec), a szczególnie w obszarach północnego krańca Karpat. Dogodne warunki do akumulacji miąższych osadów czwartorzędowych zaistniały również w rejonach poszerzania się kotlin śródogórskich, np. w Kotlinie Żywieckiej, w okolicach Suchej i Jordanowa i w Kotlinie Sądeckiej (Chowaniec i in., 2003). Osady te są na ogół dobrze przepuszczalne, a miąższość warstwy wodonośnej jest zróżnicowana; zazwyczaj przekraczając 5 m w górnym biegu rzek, a w dolnych partiach dolin położonych na Pogórzu oraz po opuszczeniu przez rzeki odcinków przełomowych miąższość warstwy wodonośnej na ogół wzrasta, dochodząc do ok. 15 m. Utwory wodonośne czwartorzędu są niejednokrotnie przykryte warstwą glin i mąd kilkumetrowej miąższości, która częściowo izoluje pierwszy użytkowy poziom wodonośny od zanieczyszczenia z powierzchni. Wydajności studni dochodzą do 50 m<sup>3</sup>/h, a w niektórych rejonach przekraczają nawet 70 m<sup>3</sup>/h. Najczęściej jednak wydajność z pojedynczego otworu wynosi od kilku do kilkunastu m<sup>3</sup>/h. Współczynniki filtracji obliczone na podstawie próbnych pompowań wynoszą od  $n \cdot 10^{-7}$  do  $n \cdot 10^{-2}$  m/s, przeciętnie  $n \cdot 10^{-4}$  m/s. Wodoprzewodność waha się na ogół od kilku do 1000 m<sup>2</sup>/d, najczęściej od 20 do 300 m<sup>2</sup>/d. Zwierciadło wody w utworach aluwialnych podlega wahaniom se-





**Fig. 10. Jednolite części wód podziemnych (JCWPd) wydzielone na obszarze polskich Karpat (wg Herbicha i in., 2005, zmodyfikowane przez Małecką i in., 2007)**

Groundwater Bodies (GWB) in the area of the Polish Carpathians  
(after Herbich *et al.*, 2005, modified by Małecka *et al.*, 2007)

zonowym w granicach 1–2 sm (Chowaniec i in., 1981–1989; MhP, 1997–2004), pomijając stany powodziowe.

Poza dolinami rzeczными i kotlinami śródgórnymi miejscami występują również utwory fluwioglacjalne o zróżnicowanej miąższości i przepuszczalności, o wodonośności na ogół mniejszej niż w dolinach rzecznych. W rejonie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej całkowita miąższość osadów fluwioglacjalnych i aluwialnych dochodzi do ok. 100 m, a miąższość warstwy wodonośnej do 30 m. Z utworów tych można uzyskać zazwyczaj do 50 m<sup>3</sup>/h.

W zachodniej części Karpat najlepszymi parametrami hydrogeologicznymi charakteryzują się utwory czwartorzędowe wypełniające doliny głównych rzek i ich większych dopływów. Opierając się na budowie geologicznej oraz wartościach parametrów hydrogeologicznych wydzielono 9 zbiorników wód podziemnych związanych z osadami aluwialnymi i fluwioglacjalnymi. Granice wydzielonych zbiorników nie zawsze pokrywają się z granicami GZWP ze względu na zastosowanie innych kryteriów do ich wyznaczenia (miąższość warstwy wodonośnej 2 m zamiast 5 m, wydajność pojedynczego ujęcia 5 m<sup>3</sup>/h zamiast 10 m<sup>3</sup>/h). W nowym podziale zniknął zbiornik doliny Stradomki (GZWP 442), gdyż okazało się, że jego utwory wodonośne są znacznie mniej wodoprzepuszczalne, niż poprzednio sądzono. Powierzchnia zbiorników jest zbliżona do powierzchni czwartorzędowych użytkowych poziomów wodonośnych w dolinach rzecznych wydzielonych na arkuszach MhP 1:50 000 (MhP,

1997–2004). Poniżej, idąc od zachodu ku wschodowi, zdefiniowano wydzielone zbiorniki, przy czym w nawiasach podane są nazwy i numeracja odpowiadających im GZWP (fig. 3):

- zbiornik górnej Wisły (dolina rzeki góra Wisła, GZWP 347),
- zbiornik Białej (dolina rzeki Biała, GZWP 448),
- zbiornik Soły (dolina rzeki Soła, GZWP 446),
- zbiornik Skawy (dolina rzeki Skawa, GZWP 444),
- zbiornik Raby (dolina rzeki Raba, GZWP 443),
- zbiornik Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (dolina kopalna Nowy Targ, GZWP 440),
- zbiornik Kotliny Sądeckiej (dolina rzeki Dunajec, Nowy Sącz, GZWP 437),
- zbiornik Kotliny Zakliczyńskiej (dolina rzeki Dunajec, Zakliczyn, GZWP 435),
- zbiornik Białej Tarnowskiej (dolina rzeki Biała Tarnowska, GZWP 434).

Zbiorniki dolin rzecznych zbudowane są z otczaków, żwirów i piasków, które wzdłuż koryta rzeczno są na ogół dobrze przemyte i tylko w nieznacznym stopniu zaglinione. Największe zaglinienie wykazują utwory żwirowo-piaszczyste w pobliżu zboczy fliszowych. Gliny i piaski pylaste występują w stropowej partii aluwów rzecznych w postaci warstwy o nieregularnej miąższości, zazwyczaj do 2 m. Podłoże tych zbiorników stanowią osady piaskowcowo-lupkowe fliszu karpaccy, a zasilanie zachodzi przeważnie na drodze bezpośredniej infiltracji opadów atmosferycznych, z dopływem



Tabela 2

**Wybrane parametry głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) na obszarze badań  
(wg Kleczkowskiego red., 1990)**

Selected parameters of Main Groundwater Bodies (MGWB) in the study area  
(after Kleczkowski ed., 1990)

Nr GZWP	Nazwa zbiornika	Typ zbiornika	Wiek utworów	Region hydrogeologiczny	Obszar [km <sup>2</sup> ]	Średnia głębokość ujęć [m]	Szacowane zasoby dysp. [10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /d]	Moduł zasobów dysp. [l/s/km <sup>2</sup> ]
<b>Subregion Karpat wewnętrznych</b>								
441	Zbiornik (Pg, T) Zakopane	szczelinowo-krasowy	Pg-T <sub>2</sub>	MK	145	800	9,6	0,77
<b>Subregion Karpat zewnętrznych – fliszowych</b>								
347	Dolina rzeki górna Wisła	porowy	Q <sub>D</sub>	MK	99	8	13,0	1,52
348	Zbiornik warstw (F) Godula (Beskid Śląski)	szczelinowo-porowy	K <sub>F</sub>	MK	410	60	8,5	0,24
448	Dolina rzeki Biała	porowy	Q <sub>D</sub>	MK	22	6	3,0	1,58
446	Dolina rzeki Soła	porowy	Q <sub>D</sub>	MK	116	8	15,0	1,50
447	Zbiornik warstw (F) Godula (Beskid Mały)	szczelinowo-porowy	K <sub>F</sub>	MK	256	60	8,0	0,36
445	Zbiornik warstw (F) Magura (Babia Góra)	szczelinowo-porowy	Pg <sub>F</sub>	MK	763	80	23,5	0,36
444	Dolina rzeki Skawa	porowy	Q <sub>D</sub>	MK	86	8	16,5	2,22
439	Zbiornik warstw (F) Magura (Gorce)	szczelinowo-porowy	Pg <sub>F</sub>	MK	450	80	23,0	0,59
440	Dolina kopalna Nowy Targ	porowy	Q <sub>K</sub>	MK	280	35	86,0	3,55
443	Dolina rzeki Raba	porowy	Q <sub>D</sub>	MK	59	8	11,5	2,26
442	Dolina rzeki Stradomka	porowy	Q <sub>D</sub>	MK	26	6	5,0	2,23
436	Zbiornik warstw (F) Istebna (Ciężkowice)	szczelinowo-porowy	Pg <sub>F</sub> -K <sub>F</sub>	MK	119	60	3,5	0,34
437	Dolina rzeki Dunajec (Nowy Sącz)	porowy	Q <sub>D</sub>	MK	145	10	37,0	2,95
435	Dolina rzeki Dunajec (Zakliczyn)	porowy	Q <sub>D</sub>	MK	47	10	12,0	2,96
438	Zbiornik warstw (F) Magura (Nowy Sącz)	szczelinowo-porowy	Pg <sub>F</sub>	MK	250	80	5,0	0,25
434	Dolina rzeki Biała Tarnowska	porowy	Q <sub>D</sub>	MK	54	6	7,0	1,50

Q<sub>D</sub> – zbiornik czwartorzędowy dolin; Q<sub>K</sub> – zbiornik czwartorzędowy dolin kopalnych; Pg<sub>F</sub>, Pg<sub>F</sub>-K<sub>F</sub>, K<sub>F</sub> – zbiorniki we fliszu karpackim (paleogeński, paleogeńsko-kredowy, kredowy); Pg-T<sub>2</sub> zbiornik paleogeńsko-triasowy (trias środkowy); MK – masyw karpacki, prowincja górsko-wyżynna

wód z podłoża, lokalnych cieków powierzchniowych i spływu ze zboczy. Zwierciadło wody stabilizuje się płytko, najczęściej 1–3 m poniżej powierzchni. W pobliżu koryt rzecznych stany wód podziemnych są ściśle uzależnione od stanów wody w rzekach.

Poniżej omówiono poszczególne zbiorniki zawarte w osadach czwartorzędowych (plejstoceno-holoceno). Zbiorcze zestawienie ich najważniejszych parametrów hydrogeologicznych przedstawiono w tabeli 2. W dalszych rozważaniach, zwłaszcza dotyczących oszacowanych zasobów dyspozycyjnych, podawane są wartości dotyczące GZWP, gdyż są one zatwierdzone i ogólnie przyjęte oraz wystarczająco dobrze reprezentują poszczególne obszary w zagadnieniach rozpatrywanych w ramach niniejszej pracy.

**Zbiornik górnej Wisły** ciągnie się od okolic miejscowości Wisła na południu po brzeg Karpat na północy. Po-

wierzchnia zbiornika (w granicach GZWP), należąca do obszaru najwyższej ochrony (ONO), wynosi ok. 95 km<sup>2</sup>. Chowaniec i in. (2003) dołączyli dolinę Brennicy, powiększając powierzchnię zbiornika do 97,5 km<sup>2</sup>. Obszar wysokiej ochrony (OWO), rozciągający się na obszarze zlewni po obu stronach zbiornika, wynosi ok. 185 km<sup>2</sup>. Zbiornik zbudowany jest z utworów aluwialnych o miąższości od kilku do ok. 30 m w rejonie Kończyc Wielkich. Na obszarze zlewni Małej Wisły znajduje się sztuczny zbiornik powierzchniowy (0,40 km<sup>2</sup>), mający zadanie retencyjne i dostarczający wodę pitną (Małecka i in., 2007).

Charakterystykę hydrogeologiczną zbiornika górnej Wisły oparto na informacjach pochodzących z 77 otworów hydrogeologicznych oraz 17 studni kopanych, w których przeprowadzono badania hydrogeologiczne. Wybrane parametry hydrogeologiczne typowych ujęć podano w zał. 1 (tab. 1.1).

Maksymalna miąższość warstwy wodonośnej dochodzi do 20 m, średnio wynosi ok. 8 m. Niekiedy w utworach klastycznych mogą występować wkładki i soczewki gliny lub łu, powodując lokalne napięcie zwierciadła wody. Zwierciadło wody ma zazwyczaj charakter swobodny, a jego wahania są niewielkie, od kilkudziesięciu centymetrów do 2 m.

Warstwa wodonośna przykryta jest miejscami pokrywą osadów gliniasto-pyłastych o zmiennej miąższości. W pasach biegnących po obu stronach rzeki bezpośrednio wzdłuż jej koryta miąższość warstwy nieprzepuszczalnej jest najmniejsza, a zwiększa się na zachód i wschód od biegu rzeki, dochodząc do 6 m w rejonie Nierodzimia.

Współczynniki filtracji osadów osiągają przeważnie wartości rzędu  $n \cdot 10^{-5}$  do  $n \cdot 10^{-3}$  m/s. W przypadku ujęć infiltracyjno-brzegowych współczynniki filtracji są bardzo wysokie, do  $n \cdot 10^{-2}$  m/s, zaś w przypadku ujęć mniej wydajnych maleją do  $n \cdot 10^{-6}$  m/s.

Wydajności uzyskiwane z pojedynczych ujęć wahają się w szerokich granicach i wynoszą od kilku do ponad 200 m<sup>3</sup>/h. Największe wydajności stwierdzono w okolicach miejscowości Ochaby, w widłach Wisły i Brennicy oraz w rejonie Ustronia (ok. 290 m<sup>3</sup>/h), jednakże są to ujęcia typu infiltracyjno-brzegowego. Średnia wydajność z pojedynczego otworu w obszarze zbiornika wynosi ok. 46 m<sup>3</sup>/h.

**Zbiornik Białej** nie pokrywa się z granicami odpowiedniego GZWP, ciągnie się od okolic Wilkowic na południu po brzeg Karpat na północy. Powierzchnia zbiornika wynosi jedynie 16,1 km<sup>2</sup>, a współczynniki filtracji są niskie i dlatego według autora nie powinien być wyróżniany jako GZWP. Zbiornik ten zbudowany jest z silnie zaglinionych czwartorzędowych utworów aluwialnych o miąższości najczęściej kilku metrów, jedynie w rejonie Czechowic-Dziedzic do ok. 20 m.

Charakterystykę hydrogeologiczną zbiornika oparto na informacjach pochodzących z 15 otworów hydrogeologicznych i 12 studni kopanych, w których przeprowadzono badania hydrogeologiczne. Wybrane parametry hydrogeologiczne typowych ujęć podano w zał. 1 (tab. 1.1). Maksymalna miąższość warstwy wodonośnej dochodzi do 10 m, średnio wynosi 4 m. Warstwę wodonośną stanowią otoczaki, żwiry i piaski różnej granulacji. Niekiedy w utworach klastycznych mogą występować wkładki i soczewki gliny lub łu, powodując lokalne napięcie zwierciadła wody. Zwierciadło wody ma zazwyczaj charakter swobodny, jego wahania są niewielkie (do 2 m). W pobliżu koryta rzeki stany wód podziemnych zależą od stanów wody w rzece. Zwierciadło wody stabilizuje najczęściej 2–3 m poniżej powierzchni, sporadycznie głębiej, nawet do ok. 14 m. Współczynniki filtracji kształtują się w granicach od  $n \cdot 10^{-5}$  do  $n \cdot 10^{-3}$  m/s. Wydajności uzyskiwane z pojedynczych ujęć wahają się od kilku do kilkunastu m<sup>3</sup>/h, średnio ok. 8,0 m<sup>3</sup>/h.

Wody rzeki Wapienica ujęte są w sztucznym zbiorniku powierzchniowym (0,18 km<sup>2</sup>), mającym na celu dostarczenie wody pitnej (Małecka i in., 2007).

**Zbiornik Soły** ciągnie się od okolic Rajczy na południu po brzeg Karpat na północy. Powierzchnia zbiornika, należąca do obszaru najwyższej ochrony (ONO), wynosi ok.

116 km<sup>2</sup>. Ta powierzchnia została zmniejszona przez Chowańca i in. (2003) do 85,8 km<sup>2</sup>. Obszar wysokiej ochrony (OWO), rozciągający się po obu stronach zbiornika, wynosi ok. 419 km<sup>2</sup>. Niekiedy w utworach klastycznych mogą występować wkładki i soczewki gliny lub łu, powodując lokalne napięcie zwierciadła wody.

Charakterystykę hydrogeologiczną zbiornika oparto na danych pochodzących z 60 otworów hydrogeologicznych oraz z 36 studni kopanych, w których przeprowadzono badania hydrogeologiczne. Wybrane parametry hydrogeologiczne typowych ujęć podano w zał. 1 (tab. 1.1). Maksymalna miąższość warstwy wodonośnej wynosi 15 m, średnio ok. 4 m, a wahania zwierciadła wody dochodzą do 2 m. Współczynniki filtracji osiągają przeważnie wartości od  $n \cdot 10^{-5}$  do  $n \cdot 10^{-3}$  m/s. Średnie wydajności wynoszą ok. 24 m<sup>3</sup>/h.

W Żywcu znajduje się punkt należący do krajowej sieci obserwacji stacjonarnych wód podziemnych (755), którego wyniki zostały uwzględnione przy analizie jakości wód podziemnych zbiornika. Wydajności uzyskiwane z pojedynczych ujęć wahają się od kilku do ponad 200 m<sup>3</sup>/h. Otwory o największych wydajnościach istnieją w rejonie Kęt i Kobiernic, w pobliżu nasunięcia karpackiego, lecz są to ujęcia typu infiltracyjno-brzegowego.

W dolinie Soły zlokalizowane są trzy sztuczne zbiorniki wodne: Jezioro Żywieckie z zaporą w Tresnej, Jezioro Międzybrodzkie z zaporą w Porąbce i zbiornik Czaniec oraz współpracujący z Porąbką zbiornik na górze Żar, wchodzący w skład elektrowni szczytowo-pompowej (tab. 3).

Zbiornik Czaniec stanowi najbardziej na północ wysunięty element kaskady Soły. Cała kaskada mieści się na odcinku ok. 15 km, a różnica poziomów wody w skrajnych zbiornikach może dochodzić do 47 m. Została ona wybudowana, aby ujarzmić rzekę, która jest jedną z najbardziej nie-

Tabela 3

## Parametry zbiorników powierzchniowych Soły

Parameters of surface reservoirs on the Soła river

Zbiornik	Jezioro Żywieckie	Jezioro Międzybrodzkie	Czaniec
Zapora	Tresna	Porąbka	Czaniec
Rok ukończenia budowy	1967	1937	1966
Pojemność [mln m <sup>3</sup> ]	100	28,4	1,3
Powierzchnia [ha]	1000	367,0	45,0
Wysokość zapory [m]	39,0	37,3	6,0
Długość korony [m]	300	260	670 (łącznie z wałami bocznymi 3058)
Szerokość korony [m]	10,0	8,85	
Konstrukcja zapory	ziemno-narzutowa	żelbetowa	ziemna
Moc hydroelektrowni [MW]	21,0	12,6 (bez Porąbki-Żar)	–
Maksymalna rzędna piętrzenia [m n.p.m.]	345	322	298

bezpiecznych rzek karpackich ze względu na częste powoździe, a także w celu zaopatrzenia w wodę znacznej części aglomeracji śląskiej, wyrównania przepływów górnej Wisły i wykorzystania energetycznego. Ponadto powstanie zbiorników wodnych stworzyło atrakcyjne warunki rekreacyjne i turystyczne w bliskim sąsiedztwie ośrodków przemysłowych. Zbiornik został wybudowany w celu wyrównania dobowego zrzutu wody hydroelektrowni w Porąbce (w ilości  $72 \text{ m}^3/\text{s}$ ) oraz zaopatrzenia w wodę Katowic, Bielska-Białej, Kęt i Oświęcimia. Woda ze zbiornika wykorzystywana jest również do nawadniania stawów infiltracyjnych.

Poważnymi problemami dla utrzymania stałej wydajności studni zlokalizowanych w strefach przylegających do Soły są obniżanie się koryta rzeki (lokalnie do 2 m) wskutek erozji dennej i eksploatacji kruszywa poniżej zapor w Czańcu oraz kolmatacja stawów nawadniających.

Elektrownia Porąbka-Żar stanowi najważniejsze ogniwo systemu hydroenergetycznego Soły. Elektrownia wykorzystuje jako zbiornik dolny Jezioro Międzybrodzkie, którego zaporą znajduje się w Porąbce (zbudowana w latach 1928–1937). Zbiornik górny, położony na górze Żar (761 m), został wybudowany w latach 1971–1979. Sama elektrownia znajduje się we wnętrzu góry, 50 m poniżej powierzchni Jeziora Międzybrodzkiego. Jest to druga co do wielkości elektrownia szczytowo-pompowa w Polsce i została zaliczona do najnowocześniejszych na świecie.

**Zbiornik Skawy** ciągnie się od okolic Jordanowa na południu po brzeg Karpat na północy. Powierzchnia zbiornika GZWP 444, należąca do obszaru najwyższej ochrony (ONO), wynosi ok.  $86 \text{ km}^2$ . Chowaniec i in. (2003) powiększyli nieco zbiornik Skawy o fragment doliny Wieprza oraz pomniejszyli o górny odcinek Skawy, co spowodowało zmniejszenie powierzchni do  $58,5 \text{ km}^2$ . Obszar wysokiej ochrony (OWO), rozciągający się po obu stronach zbiornika, wynosi ok.  $430 \text{ km}^2$ . Miąższość utworów aluwialnych wynosi od kilku do ok. 10 m.

Charakterystykę hydrogeologiczną zbiornika oparto na informacjach pochodzących z 95 otworów hydrogeologicznych oraz 21 studni kopanych, w których przeprowadzono badania hydrogeologiczne. Wybrane parametry hydrogeologiczne typowych ujęć podano w zał. 1 (tab. 1.1). Współczynniki filtracji osiągają przeważnie wartości od  $n \cdot 10^{-5}$  do  $n \cdot 10^{-3}$  m/s. Wydajności uzyskiwane z pojedynczych ujęć wahają się od kilku do ponad  $100 \text{ m}^3/\text{h}$ . Największe wydajności stwierdzono na północ od Wadowic –  $115,6 \text{ m}^3/\text{h}$ , średnio  $17,8 \text{ m}^3/\text{h}$ .

W dolinie Skawy, w rejonie Świnnej Poręby budowany jest duży zbiornik piętrzący, mający w najbliższej przyszłości pełnić rolę zbiornika retencyjnego i rekreacyjnego, a w mniejszym stopniu zaopatrującego w wodę pitną.

**Zbiornik Raby** ciągnie się od okolic Rabki na południu po brzeg Karpat na północy. Zbiornik zbudowany jest z czwartorzędowych utworów aluwialnych o miąższości od kilku do ok. 10 m, sporadycznie więcej. Utwory te reprezentowane są przez otoczaki, żwiry i piaski w różnym stopniu zaglinione. Powierzchnia zbiornika, należąca do obszaru najwyższej ochrony (ONO), wynosi ok.  $59 \text{ km}^2$ . Powierzchnię zbiornika zmniejszono w stosunku do GZWP 443 do  $44,9 \text{ km}^2$  (Cho-

waniec i in., 2003). Obszar wysokiej ochrony (OWO), rozciągający się po obu stronach zbiornika, wynosi ok.  $265 \text{ km}^2$ .

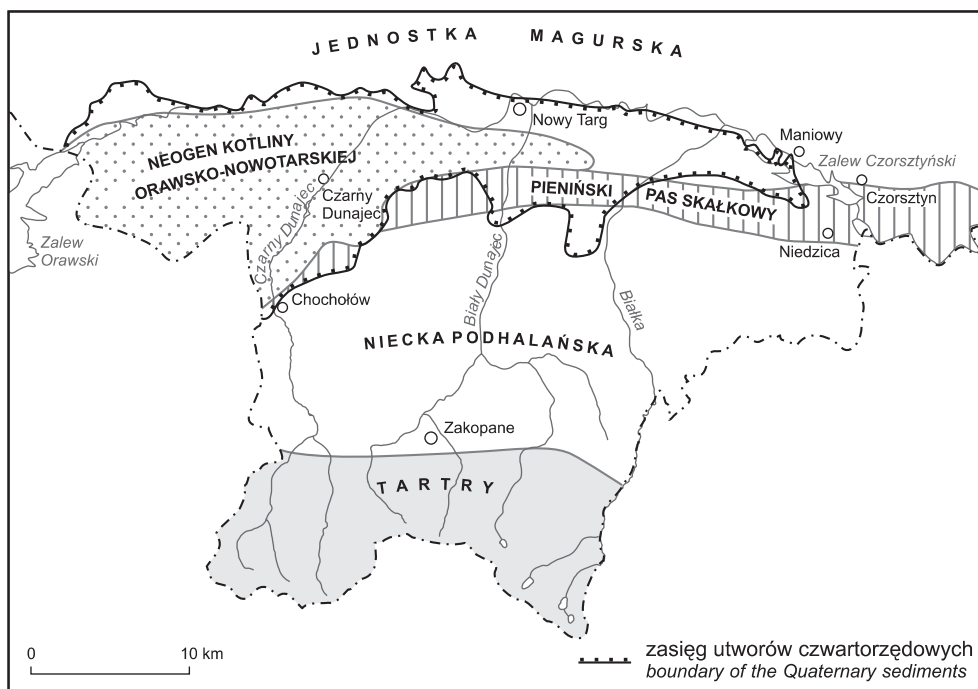
Charakterystykę hydrogeologiczną zbiornika oparto na informacjach pochodzących z 71 otworów hydrogeologicznych oraz 7 studni kopanych, w których przeprowadzono badania hydrogeologiczne. Wybrane parametry hydrogeologiczne typowych ujęć podano w zał. 1 (tab. 1.1). Maksymalna miąższość warstwy wodonośnej dochodzi do 9 m, średnio wynosi  $3,3 \text{ m}$ . Warstwę wodonośną stanowią otoczaki, żwiry i piaski różnej granulacji. Niekiedy w utworach klastycznych mogą występować wkładki i soczewki gliny lub iłu, powodując lokalne napięcie zwierciadła wody, które jednak najczęściej ma charakter swobodny. Wydajności uzyskiwane z pojedynczych ujęć wahają się od kilku do ponad  $50 \text{ m}^3/\text{h}$ . Współczynniki filtracji osiągają przeważnie wartości od  $n \cdot 10^{-5}$  do  $n \cdot 10^{-3}$  m/s. Największe wydajności, dochodzące do  $60 \text{ m}^3/\text{h}$ , występują w okolicach Myślenic, średnio około  $13 \text{ m}^3/\text{h}$ .

W Dobczycach, na  $60,1 \text{ km}$  Raby, został wybudowany zbiornik o powierzchni  $10,65 \text{ km}^2$ , który zapewnia pobór wody dla potrzeb wodociągu krakowskiego. Powierzchnia zlewni wynosi  $768 \text{ km}^2$ , a całkowita pojemność zbiornika  $125 \text{ mln m}^3$ .

**Zbiornik Kotliny Orawsko-Nowotarskiej.** Kotlina Orawsko-Nowotarska stanowi wyjątkowy pod względem strukturalnym zbiornik, rozciągający się równoleżnikowo na długości ok.  $50 \text{ km}$  od Jeziora Orawskiego na zachodzie po okolice Czorsztyna na wschodzie. Największą szerokość, ok.  $13 \text{ km}$ , zbiornik osiąga w zachodniej części, na południku Czarnego Dunajca, zaś w kierunku wschodnim zwęża się do  $4 \text{ km}$  w rejonie Nowego Targu i do  $2 \text{ km}$  w rejonie miejscowości Maniowy, aż do zupełnego zaniku przy zaporze Niedzica-Czorsztyn (fig. 11). W zachodniej części zbiornik ten sięga daleko na południe w postaci stożka Czarnego Dunajca, dochodząc do Chochołowa. Kotlina Orawsko-Nowotarska jest zapadliskiem śródgórskim wypełnionym osadami neogenu i czwartorzędu, o powierzchni ok.  $350 \text{ km}^2$ , z czego na zbiornik wód podziemnych przypada  $226,3 \text{ km}^2$  (Chowaniec i in., 1996).

Osady neogenu i czwartorzędu pokrywają utwory południowej części płaszczowiny magurskiej i pienińskiego pasa skałkowego oraz północną strefę fliszu podhalańskiego w zachodniej części Kotliny (fig. 12). Natomiast we wschodniej części, pod osadami Kotliny znalazła się południowa część płaszczowiny magurskiej i północna strefa pienińskiego pasa skałkowego (fig. 13). Najmłodsze osady Kotliny charakteryzują się wysoką wodonośnością w stosunku do sąsiadujących z nimi serii skalnych (Watycha, 1976a, b, 1977a, b, c, d). Znalazło to wyraz w hydrogeologicznych opracowaniach kartograficznych, w których Kotlina Orawsko-Nowotarska została wydzielona jako osobny rejon (XXIII.b) w obrębie Regionu Karpackiego. Na Mapie obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych nosi ona nazwę Dolina kopalna Nowy Targ i ma numer GZWP 440 (Kleczkowski red., 1990).

Liczne wiercenia badawcze wykonane między Dębniem a Frydmanem oraz w okolicach Nowego Targu i Czarnego



**Fig. 11. Pozycja czwartorzędowego zbiornika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej na pograniczu Karpat wewnętrznych i zewnętrznych (wg Chowańca i in., 1996)**

Position of Quaternary aquifer of the Orawa–Nowy Targ Basin between the Inner and Outer Carpathians (after Chowańec *et al.*, 1996)

Dunajca wykazały dużą miąższość pokrywy akumulacyjnej osadów czwartorzędowych oraz występowanie pod tą pokrywą utworów neogenu. Wyniki wierceń wyraźnie wskazują na tektoniczne uformowanie się zarówno wschodniej, jak i zachodniej części Kotliny.

Użytkowy poziom wodonośny został rozpoznany 93 otworami studziennymi i 7 studniami kopanymi. Wybrane parametry hydrogeologiczne typowych ujęć podano w zał. 1 (tab. 1.1). Poziom ten występuje na ogół na głębokości do 3 m, a miąższość warstwy wodonośnej dochodzi do 10 m.

Wody poziomu związanego z utworami tarasowymi (holoceniowymi) stanowią ciągły horyzont o zwierciadle swobodnym. W rejonach, gdzie utwory czwartorzędowe (plejstoceny) charakteryzują się dużą zmiennością w profilu pionowym i w poziomym rozprzestrzenieniu, oraz tam, gdzie przykryte są warstwą glin, infiltracja opadów jest utrudniona, a co za tym idzie zasilenie jest ograniczone. W takich rejonach wody mogą lokalnie występować pod niewielkim ciśnieniem, a poziom wodonośny znajduje się najczęściej na głębokości od 9 do 15 m (okolice Nowego Targu i Jabłonki). Maksymalna miąższość warstwy wodonośnej dochodzi do ok. 30 m (na E od Czarnego Dunajca), średnio wynosi ok. 12 m. Wartości współczynników filtracji kształtują się od  $n \cdot 10^{-6}$  do  $n \cdot 10^{-4}$  m/s, w zależności od stopnia zagłębienia utworów wodonośnych. Współczynnik wodoprzewodności nie przekracza z reguły  $300 \text{ m}^2/\text{d}$ .

Przejawem wód podziemnych na powierzchni są nieliczne źródła, najbardziej znane w Dębnie. Jedno z nich jest od

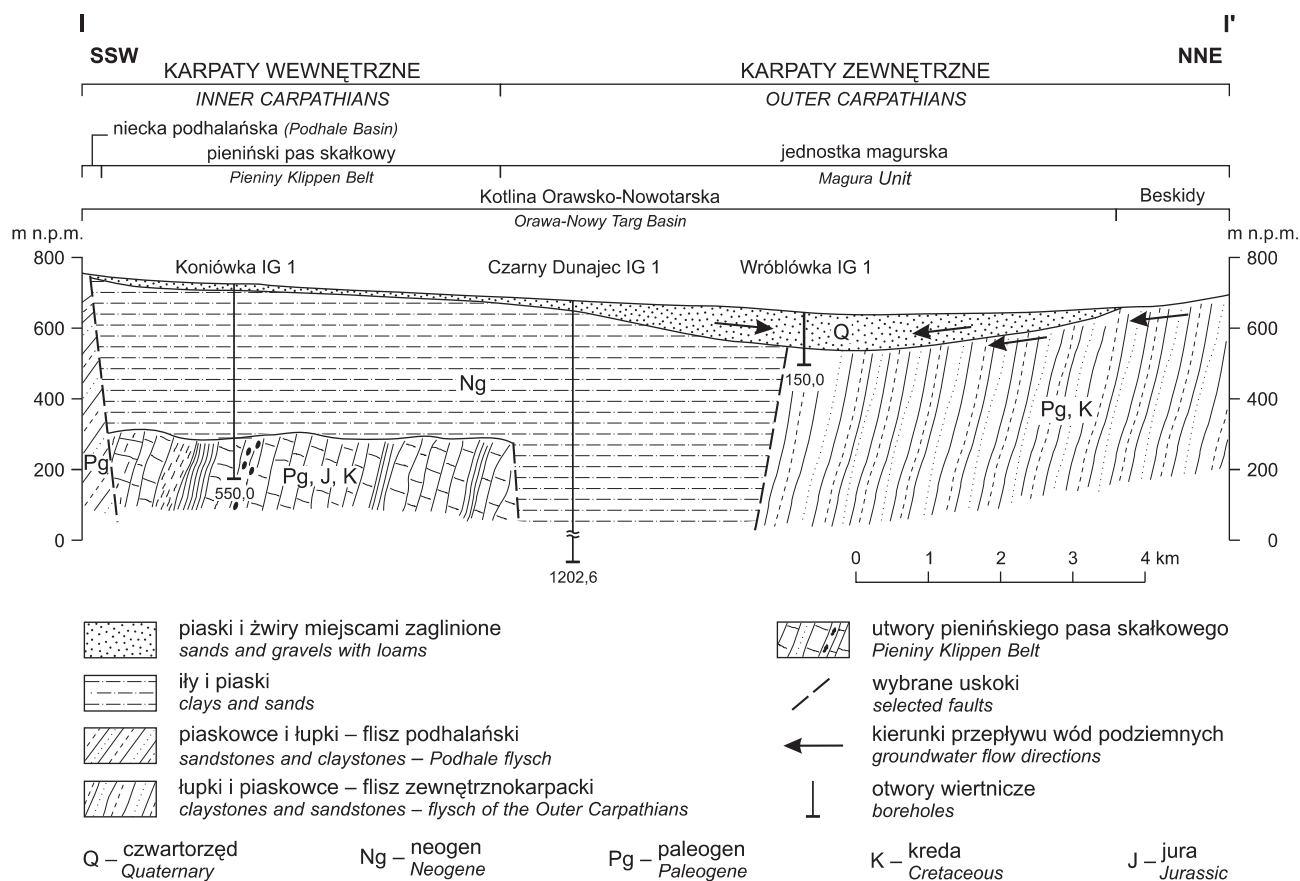
wielu lat obserwowane przez Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki (nr 156). Charakteryzuje się ono dużą wydajnością, w granicach od 15 do  $90 \text{ m}^3/\text{h}$ , średnio  $35\text{--}40 \text{ m}^3/\text{h}$  w skali roku. Biorąc pod uwagę stosunek wydajności maksymalnej do minimalnej, źródło to można zaklasyfikować do mało zmiennych. Dwa inne źródła, wypływające w obrębie ogrodzenia zabytkowego kościoła, podczas prac ziemnych pod kolektor sanitarny w 1992 r. uległy zanikowi, ale wskutek prac zabezpieczających ponownie ożyły.

Wydajności uzyskiwane z pojedynczego otworu są bardzo różnicowane. Najkorzystniejsze warunki panują w dolinach głównych rzek przepływających przez Kotlinę, zwłaszcza w dolinie Czarnego Dunajca, gdzie można uzyskać do  $50 \text{ m}^3/\text{h}$  wody, w Nowym Targu do  $77 \text{ m}^3/\text{h}$ , przy średniej ok.  $16 \text{ m}^3/\text{h}$ . Ogólnie, na przeważającym obszarze Kotliny Orawsko-Nowotarskiej można uzyskać  $10\text{--}30 \text{ m}^3/\text{h}$  wody z pojedynczego ujęcia, a jedynie w miejscach, gdzie wzrasta zagłębienie osadów czwartorzędowych, wydajności spadają poniżej  $10 \text{ m}^3/\text{h}$ .

Zasoby dyspozycyjne zbiornika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej są zdecydowanie największe w porównaniu do innych zbiorników omawianego obszaru (tab. 2) wskutek dużej miąższości utworów czwartorzędowych w dolinie kopalnej.

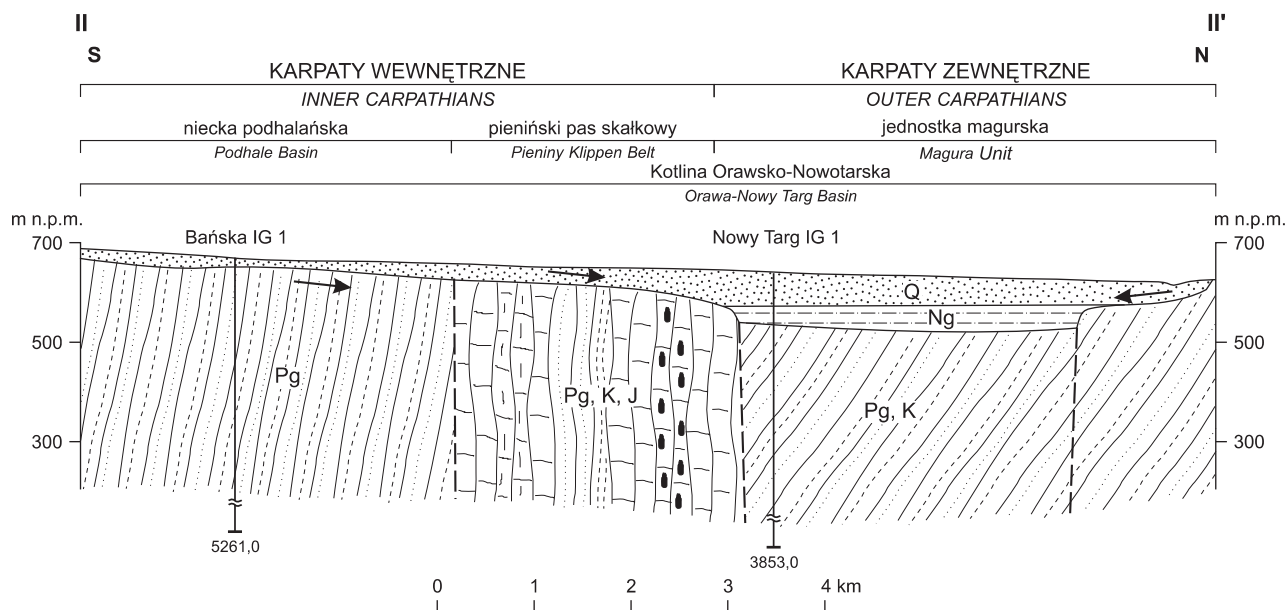
Oprócz źródła w Dębnie na obszarze zbiornika zlokalizowane są też inne punkty monitoringu krajowej sieci jakości zwykłych wód podziemnych – w Czarnym Dunajcu, Waksmundzie i Dębnie (nr 119, 515 i 512), w których prowadzi się obserwacje chemizmu wód poziomu czwartorzę-





**Fig. 12. Przekrój geologiczny przez zachodnią część Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (wg Chowańca i in., 1996, zmodyfikowany)**

Geological cross-section through the western part of the Orawa–Nowy Targ Basin (after Chowańca *et al.*, 1996, modified)



**Fig. 13. Przekrój geologiczny przez wschodnią część Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (wg Chowańca i in., 1996, zmodyfikowany) – objaśnienia jak na fig. 12**

Geological cross-section through the eastern part of the Orawa–Nowy Targ Basin (after Chowańca *et al.*, 1996, modified) – for explanations see Fig. 12

dowego. Wyniki analiz chemicznych wód punktów monitoringowych zostały omówione przy analizie jakości wód podziemnych.

Stopień zagrożenia wód podziemnych czwartorzędowego poziomu wodonośnego jest uzależniony głównie od miąższości i litologicznego wykształcenia strefy aeracji. Wody podziemne są zagrożone w największym stopniu w obrębie kamieńców i tarasów holocenijskich Białego i Czarnego Dunajca oraz Białki, gdzie przesiąkanie pionowe zanieczyszczeń trwa miejscami zaledwie od 6 do 30 dni/1 m strefy aeracji. Czas przesiąkania wzrasta do ok. 0,5 roku/1 m strefy aeracji w obrębie tarasów wysokich oraz w pozostałej części Kotliny Orawsko-Nowotarskiej.

Na Dunajcu w okolicach Czorsztyna, Niedzicy i Sromowiec Wyżnych wybudowano dwa zbiorniki zaporowe o funkcji retencyjno-przeciwpowodziowej i rekreacyjnej. Zespół składa się ze zbiornika głównego Czorsztyn–Niedzica o powierzchni 13,35 km<sup>2</sup> i zbiornika wyrównawczego o powierzchni 0,88 km<sup>2</sup>. Powierzchnia zlewni zbiornika głównego wynosi 1147 km<sup>2</sup>, a pojemność całkowita 234,5 mln m<sup>3</sup>. Stała rezerwa powodziowa wynosi 64,5 mln m<sup>3</sup>, martwa 36,5 mln m<sup>3</sup>. Zbiornik wyrównawczy usytuowany jest bezpośrednio poniżej zapory głównej zbiornika, w Sromowcach Wyżnych. Powierzchnia zlewni wynosi 140 km<sup>2</sup>, a ze względu na dużą miąższość warstw wodonośnych całkowita pojemność tego zbiornika wynosi 6,7 mln m<sup>3</sup>.

**Zbiornik Kotliny Sądeckiej.** Powierzchnia zbiornika wynosi ok. 145 km<sup>2</sup>, z czego na Kotlinę Sądecką przypada 85 km<sup>2</sup>. W niniejszej pracy do zbiornika Kotliny Sądeckiej dołączono część dolin Popradu i Kamienicy, powiększając powierzchnię zbiornika do 106,3 km<sup>2</sup> (Chowaniec i in., 2003).

Zbiornik jest usytuowany w środkowej części polskich Karpat fliszowych, w obrębie płaszczowiny magurskiej (Oszczypko, 1973). Podłożem centralnej części zbiornika są osady neogenu o powierzchni ok. 70 km<sup>2</sup>, zaś w strefach peryferyjnych utwory fliszowe jednostki magurskiej. W środkowej partii zbiornika podłoże stanowią osady miocenu o miąższości ok. 530 m. W wyższej części profilu są to utwory ilasto-piaszczyste z wkładkami węgla brunatnego, zaś dolna część zbudowana jest z osadów mułowcowo-piaszkowych. Utwory piaszkowo-łupkowe jednostki magurskiej występują poniżej osadów neogeńskich lub bezpośrednio pod osadami czwartorzędowymi.

Sam zbiornik zbudowany jest z utworów czwartorzędowych pochodzenia rzecznoego. Dolina Dunajca na omawianym odcinku została zasypana grubym materiałem naniesionym przez rzekę w okresie kolejnych zlodowaceń. Pozostałości tych zjawisk występują na obu brzegach Dunajca, Popradu i Kamienicy na różnych wysokościach ponad obecnym dnem dolin. Taras najstarszego zlodowacenia występuje rzadko w postaci niewielkich żwirowisk na cokołach skalnych, na wysokości 80–90 m ponad obecnym poziomem Dunajca. Tarasy plejstocenijskie zbudowane są z otoczków i żwirów pochodzenia tatrzańskiego, fliszowego i pienińskiego, niekiedy z domieszką piasku i glin. Miąższość tych utworów wynosi na ogół kilka, sporadycznie kilkanaście metrów, dochodząc do 20 m w Podegrodziu. Najmłodszymi

osadami są holocenijskie aluwia rzeczne, z których zbudowane są tarasy zalewowe. Składają się one ze żwirów, piasków i namulów o miąższości do kilku, rzadziej kilkunastu metrów. Wybrane parametry hydrogeologiczne typowych ujęć podano w zał. 1 (tab. 1.1).

**Zbiornik Kotliny Zakliczyńskiej** zbudowany jest z czwartorzędowych utworów aluwialnych o miąższości od kilku do 10 m, ciągnąc się od okolic Łososiny Dolnej na południu po brzeg Karpat na północy. Powierzchnia tego zbiornika, należąca do obszaru najwyższej ochrony (ONO), wynosi ok. 47 km<sup>2</sup>. Południową granicę zbiornika przyjęto za Chowańcem i in. (2003) w miejscowości Czchów na południu, powiększając powierzchnię ONO do 53,2 km<sup>2</sup>, pozostawiając północną granicę ONO zgodną z granicą GZWP. Obszar wysokiej ochrony (OWO), rozciągający się po obu stronach zbiornika, wynosi ok. 158 km<sup>2</sup>.

Charakterystykę hydrogeologiczną zbiornika oparto na informacjach pochodzących z 30 otworów hydrogeologicznych oraz 14 studni kopanych, w których przeprowadzono badania hydrogeologiczne. Wybrane parametry hydrogeologiczne typowych ujęć podano w zał. 1 (tab. 1.1). Maksymalna miąższość warstwy wodonośnej dochodzi do 15 m, średnio wynosząc ok. 5 m. Niekiedy w utworach klastycznych mogą występować wkładki i soczewki gliny lub iltu, powodując lokalne napięcie zwierciadła wody. Wahania zwierciadła są niewielkie, od kilkudziesięciu centymetrów do 2 m. Współczynniki filtracji osiągają przeważnie wartości od  $n \cdot 10^{-5}$  do  $n \cdot 10^{-3}$  m/s. Wydajności uzyskiwane z pojedynczych ujęć wahają się w granicach od kilku do ponad 30 m<sup>3</sup>/h. Największe wydajności stwierdzono w rejonie Czchowa – do 32 m<sup>3</sup>/h, średnio 9,6 m<sup>3</sup>/h.

Pomiędzy zbiornikami Kotliny Sądeckiej i Kotliny Zakliczyńskiej usytuowane są dwa sztuczne zbiorniki powierzchniowe na Dunajcu – Rożnów i Czchów, o powierzchniach odpowiednio 16 i 3,45 km<sup>2</sup>. Zbiornik rożnowski, mający zlewnię o powierzchni 4874 km<sup>2</sup>, pełni funkcję retencyjną i rekreacyjno-turystyczną, a zbiornik Czchów pełni rolę wyrównawczą w stosunku do zbiornika rożnowskiego.

**Zbiornik Białej Tarnowskiej** ciągnie się od okolic Florynki na południu po brzeg Karpat na północy. Powierzchnia zbiornika, należąca do obszaru najwyższej ochrony (ONO), wynosi ok. 54 km<sup>2</sup>. Obszar wysokiej ochrony (OWO), rozciągający się po obu stronach zbiornika, wynosi ok. 150 km<sup>2</sup>. Po korekcie granic zaproponowanej przez Chowańca i in. (2003), powierzchnia zbiornika zmalała do 44,8 km<sup>2</sup>. Zbiornik zbudowany jest z czwartorzędowych utworów aluwialnych o miąższości od kilku do 15 m, sporadycznie do ponad 20 m. Utwory te reprezentowane są przez otoczeki, żwiry i piaski w równym stopniu zaglinione. Na ogół wzdłuż koryta rzecznoego są one dobrze przemyte i w niewielkim stopniu zaglinione. Największe zaglinienie wykazują utwory żwirowo-piaszczyste w pobliżu zboczy zbudowanych ze skał fliszowych. Gliny i piaski pylaste, występujące w stropowej partii aluwii rzecznych w postaci warstwy o nieregularnej miąższości, nie przekraczają zwykle 2 m. Podłoże zbiornika stanowią osady piaszkowo-łupkowe fliszu karpackiego.

Charakterystykę hydrogeologiczną zbiornika oparto na informacjach pochodzących z 29 otworów hydrogeologicznych oraz 34 studni kopanych, w których przeprowadzono badania hydrogeologiczne. Wybrane parametry hydrogeologiczne typowych ujęć podano w zał. 1 (tab. 1.1). Maksymalna miąższość warstwy wodonośnej dochodzi do 10 m, średnio osiągając 6,4 m. Niekiedy w utworach klastycznych mogą występować wkładki i soczewki gliny lub iltu, powodując lokalne napięcie zwierciadła wody. Wahania zwierciadła wody są zazwyczaj niewielkie, od kilkudziesięciu centymetrów do 2 m. Wody podziemne w obrębie tarasów niższych występują w więzi hydraulicznej z wodami powierzchniowymi, przy czym rzeka spełnia rolę drenującą. W pobliżu koryta rzeki stany wód podziemnych ściśle uzależnione są od stanów wody w rzece, a zwierciadło wody stabilizuje się płytko, najczęściej 1–2 m poniżej powierzchni.

Poziomy wodonośny zbiornika zasilany jest przeważnie na drodze bezpośredniej infiltracji opadów atmosferycznych, a w mniejszym stopniu wskutek dopływu wód z podłoża i lokalnie z cieków powierzchniowych, a także spływu ze zboczy.

Współczynniki filtracji osiągają przeważnie wartości od  $n \cdot 10^{-5}$  do  $n \cdot 10^{-3}$  m/s. Wydajności uzyskiwane z pojedynczych ujęć wahają się od kilku do 30 m<sup>3</sup>/h, przy czym największe wydajności stwierdzono okolicach Ciężkowic.

#### POZIOMY WODONOŚNE W UTWORACH FLISZOWYCH KARPAT ZEWNĘTRZNYCH I WEWNĘTRZNYCH

Utwory fliszowe składają się głównie z piaskowców i łupków występujących w różnych proporcjach. Opierając się na ilościowych ich relacjach, Dżułyński i Smith (1964) wyróżnili następujące trzy subfacje: flisz piaszczysty z przewagą piaskowców i zlepieńców nad łupkami i mułowcami, flisz normalny z jednakowym w przybliżeniu udziałem piaskowców i łupków oraz flisz łupkowy ze zdecydowaną przewagą łupków i mułowców nad podrzędnie występującymi piaskowcami i zlepieńcami. Uważa się, że flisz ma tym lepsze właściwości gromadzenia i przewodzenia wody, im większy jest udział piaskowców, a zaburzenia tektoniczne typu fałdowego i uskoku dodatkowo komplikują warunki występowania wód podziemnych. Na skutek ruchów górotwórczych utwory fliszowe zostały pofałdowane i pocięte uskoki oraz gęstą siecią spękań. Kolejne procesy, takie jak erozja i wietrzenie, doprowadziły do zwiększenia przewodności warstw przypowierzchniowych.

Badania laboratoryjne utworów fliszowych wykazały, że porowatość międzyziarnowa jest niewielka i dochodzi do kilku, sporadycznie kilkunastu procent (Pinińska, 1980; Małecka, 1981). Stopień zawodnienia utworów fliszowych warunkowany jest liczbą i charakterem szczelin, a nie porowatością bloków skalnych (matrycy). Gęstość szczelin i ich wymiary uzależnione są od litologii i miąższości warstw oraz od procesów zachodzących na poszczególnych obszarach w okresie ich historii geologicznej, zwłaszcza wietrzenia i oddziaływań tektonicznych.

W piaskowcach gruboławicowych przebieg szczelin jest zazwyczaj nieregularny, natomiast w piaskowcach cienko- i średnioławicowych, szczeliny są prostopadłe lub równoległe do uławicenia, a ich gęstość jest odwrotnie proporcjonalna do miąższości ławic (Małecka 1974; Małecka, Murzynowski, 1978). Wody podziemne fliszu nie występują w typowych jednostkach stratygraficznych, lecz związane są ze strefą przypowierzchniową, zazwyczaj mocno zwietrzałą i spękaną, składającą się z odmiennych litologicznie skał różnego wieku. Strefa zawodniona tworzy nieciągły poziom wodonośny o zróżnicowanych cechach, takich jak pojemność czy przepuszczalność (Chowaniec, 1978b, 2004; Niedzielski, 1980; Oszczytko i in., 1981; Chowaniec i in., 1983). Na ogół poszczególne strefy zawodnione nie tworzą układów dobrze odizolowanych od sąsiednich stref, będąc z nimi w utrudnionej łączności hydraulicznej. Na granicach sąsiadujących ze sobą ośrodków o odmiennych cechach zwykle występują podmokłości i źródła o wydajnościach od setnych części litra do ponad kilku litrów na sekundę.

Rozpoznanie hydrogeologiczne wód zwykłych przeprowadzono za pomocą wielu otworów badawczych, niestety rozmieszczonych bardzo nierównomiernie. Wybrane parametry hydrogeologiczne charakterystycznych ujęć podano w zał. 1 (tab. 1.2). Reprezentatywne rezultaty parametrów hydrogeologicznych otrzymuje się także z badań wodochłonności. Takie badania prowadzone są w rejonach projektowanych i budowanych budowli hydrotechnicznych, np. Tresna, Porąbka, Jazowsko, Brzyna, Kosówka, Świnna-Poręba, Wisła-Czarna. Na figurze 14 pokazane są wodochłonności jednostkowe skał fliszowych w zależności od głębokości ujęć, dla różnych miejscowości i różnych jednostek geologiczno-strukturalnych. Rysunek ten, oparty jedynie na siedmiu przykładach, pokazuje jednak w sposób ilościowy typowe zależności obserwowane w utworach fliszowych obszaru badań oraz w utworach spoza tego obszaru. Największą wodochłonnością i współczynnikami filtracji charakteryzują się piaskowce warstw magurskich i chochołowskich, najczęściej związane ze spękaniami poprzecznymi tworzącymi kilka podsystemów (Dziewański, 1969; Oszczytko i in., 1981; Chowaniec i in., 1983; Jetel, 1985; Binder, Dziewański, 1998; Dziewański red., 1998; Chowaniec, 2004). Podwyższone wodochłonności sięgają głębokości 40–75 m. Jednak w niektórych rejonach nie obserwuje się podwyższonych wodochłonności nawet w pobliżu powierzchni terenu.

Zależność wodochłonności od głębokości ma w utworach fliszowych raczej charakter ciągły, ale dla celów praktycznych można próbować wydzielić strefy wyraźnie zróżnicowane, chociaż granice między tymi strefami będą umowne. Przykład wydzielenia takich stref dla piaskowców warstw chochołowskich przedstawia figura 15. Można przyjąć istnienie trzech stref o średnich wodochłonnościach jednostkowych i przepuszczalnościach różniących się o blisko rząd wielkości. Typową, dolną granicę spękań umożliwiających krążenie i wymianę wód określono na ok. 60 m, a w obrębie gruboławicowych piaskowców magurskich w niektórych rejonach nawet na 75 m. Wielkości te wyznaczają perspektywiczne głębokości dla efektywnej eksploatacji wód zwy-

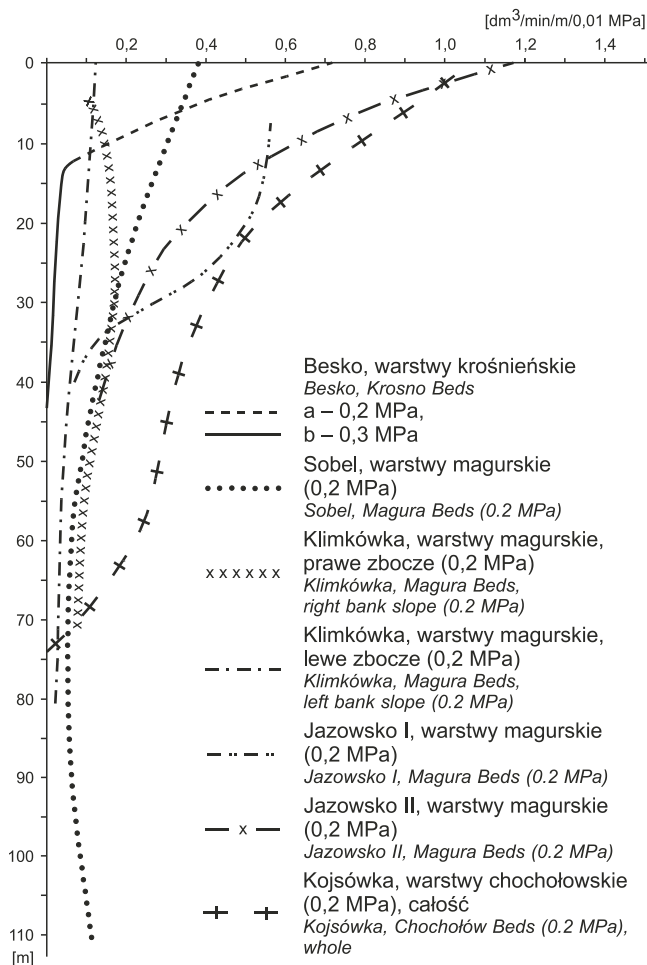


Fig. 14. Zależność wodochłonności skał fliszowych od głębokości otworu (wg Chowańca, 2004)

Dependence of water-storage capacity of flysch strata on the well depth (after Chowaniec, 2004)

kłych. Analiza wydajności otworów hydrogeologicznych i wodochłonności w zależności od głębokości i w nawiązaniu do miąższości strefy spękań, umożliwiających krążenie i wymianę wód w utworach fliszowych, wykazała, że zazwyczaj poniżej głębokości 60 m wydajność jednostkowa wyraźnie maleje.

Interesujące jest, że w warstwach krośnieńskich centralnej depresji karpackiej (otwory w Besku na fig. 14), czyli poza obszarem badań, mimo występowania masywnych piaskowców o dużej miąższości strefa dobrej przepuszczalności sięga jedynie do ok. 15 m poniżej powierzchni, a strefa ograniczonej przepuszczalności do 40 m. Ta głębokość jest dwukrotnie mniejsza niż głębokość strefy o podwyższonej przepuszczalności w warstwach magurskich. Współczynniki filtracji warstw krośnieńskich są mniejsze o rząd wielkości niż warstw magurskich:  $1,4 \cdot 10^{-6}$  m/s do głębokości 20 m i  $2,4 \cdot 10^{-7}$  m/s w przedziale 20–40 m.

Zarówno w piaskowcach magurskich, jak i w piaskowcach krośnieńskich przepuszczalność jest największa na wierzchołkach, najmniejsza na stokach, a pośrednia w dnie doliny (fig. 16). Największą wydajność z warstw fliszowych

można uzyskać w dnach dolin, gdzie ich wodonasycenie jest pełne i trwałe w czasie. Obszary wododziałowe, chociaż dobrze przepuszczalne, są ogólnie mało perspektywiczne dla ujmowania wód podziemnych na skutek małej miąższości warstwy wodonośnej oraz intensywnego drenażu przez źródła na zboczach.

Głębokość do zwierciadła wód podziemnych jest największa w partiach wododziałowych, do 20–30 m, najmniejsza w dnach dolin, jedynie kilka metrów. Na wierzchołkach zwierciadło wody reaguje dość wyraźnie na roztopy wiosenne i obfite opady atmosferyczne. Amplitudy stanów zwierciadła wody dochodzą tam najczęściej do 10 m, ale osiągają też niekiedy nawet kilkanaście metrów. Zmiany położenia zwierciadła wody gwałtowniej zachodzą w utworach o przewodze łupków niż w spękanych piaskowcach gruboławicowych. Duże wahania zwierciadła (do kilkunastu metrów) wynikają z małej zasobności, związanej głównie z ograniczoną pojemnością szczelin. W dnach dolin miąższość warstwy napinającej zwierciadło wody dochodzi do 20–30 m (Niedzielski, 1978, 1980; Chowaniec, 1991).

Wody podziemne zasilane są głównie poprzez bezpośrednią infiltrację opadów atmosferycznych, a także poprzez infiltrację wód powierzchniowych oraz dopływ z podłoża. Infil-

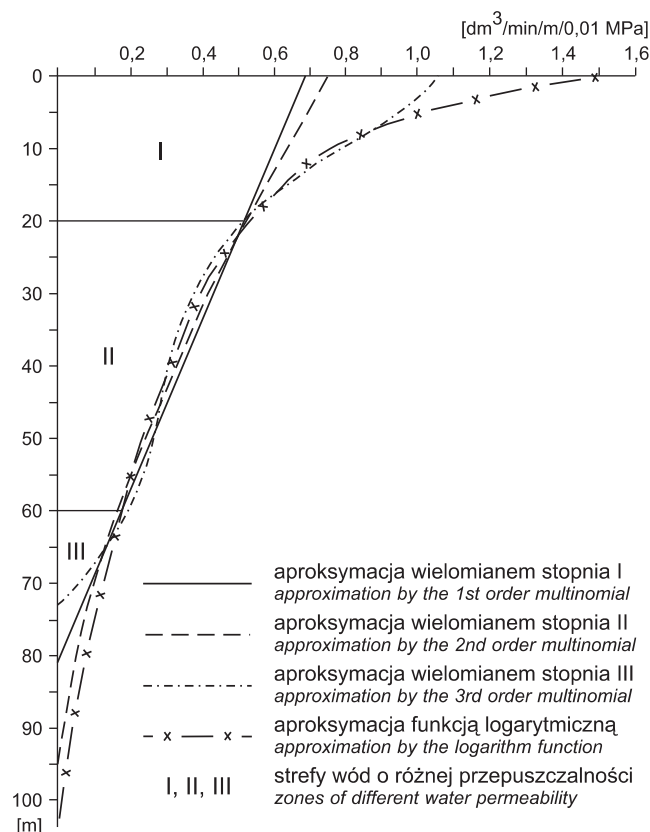
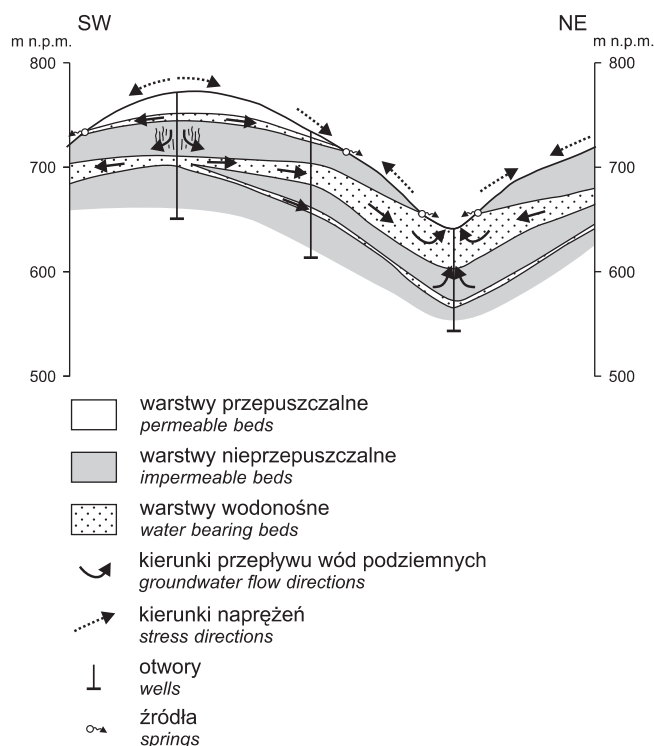


Fig. 15. Strefy wodochłonności w zależności od głębokości na przykładzie warstw chochołowskich w rejonie Kojsówki (wg Chowańca, 2002)

Zones of water-storage capacity in well against depths in the Chochołów Beds near Kojsówka (after Chowaniec, 2002)





**Fig. 16. Model koncepcyjny przepływu wód we fliszu w zależności od morfologii terenu (wg Oszczyпки i in., 1981, z kierunkami naprężeń wg Scheideggera, 1974)**

Conceptual model of flow in flysch as depending on morphology (after Oszczyčko *et al.*, 1981 with stress directions after Scheidegger, 1974)

tracja zależy głównie od charakteru litologicznego zwietrzliny i nachylenia stoków. Dlatego najdogodniejsze warunki infiltracji istnieją w obrębie dolin rzecznych oraz kotlin, a także płaskich grzbietów. Przepływ wód podziemnych jest skierowany do dolin rzecznych, które stanowią podstawę drenażu.

#### POZIOMY WODONOŚNE W SKAŁACH KRystalicznych, MEZOZOICZNYCH I EOCENU WĘGLANOWEGO W KARPATACH WEWNĘTRZNYCH

Poziom wodonośny krystaliniku występuje jedynie na niewielkim obszarze w Tatrach (ok. 40 km<sup>2</sup>). Nie jest to poziom użytkowy ze względu na niewielkie wartości współczynnika szczelinowości (Barczyk i in., 1995), niskie współczynniki filtracji (szacowane najwyżej na ok.  $n \cdot 10^{-7}$  m/s) oraz małą głębokość strefy spękań, dochodzącą zaledwie do ok. 20–30 m. Źródła wypływające z krystaliniku mają wydajności zazwyczaj poniżej 1 dm<sup>3</sup>/s wskutek niekorzystnych parametrów wodonośnych tych skał.

Utwory mezozoiku i eocenu węglanowego w Tatrach stanowią ważny poziom wodonośny, dostarczający zwykle wody użytkowe w południowym skrzydle niecki podhalańskiej oraz wody termalne w centralnej i północnej części (Sokołowski, 1959; Roniewicz, 1969; Chowaniec i in., 1975; Chowaniec, 1978a, 1986). Utwory te są spękanne i skrasowa-

ne o współczynniku szczelinowości dochodzącym średnio do 7% i współczynniku filtracji w granicach od  $n \cdot 10^{-7}$  do  $n \cdot 10^{-4}$  m/s (Małecka, 1981; Chowaniec, 2003b). Strefy spękanne są bardzo niejednorodne, wskutek czego zdarzają się otwory bezwodne, jak na przykład strefa eocenu węglanowego w otworze Skocznia IG 1 (Chowaniec, 1986). Wody podziemne drenowane są przez liczne wywierzyska (Chochółowskie, Lodowe, Goryczkowe, Bystrej, Olczyskie i Koziańczyńska) i źródła (np. Chochółowskie lewe, Zimnik, Pod Capkami, Baptistów, Barany, Waksmundzkie i Przyporniak) o średnich wydajnościach ok. 200 dm<sup>3</sup>/s, maksymalnie przekraczających nawet 1000 dm<sup>3</sup>/s. Wody niektórych źródeł (Zimnik, Pod Capkami, Baptistów i Barany) są wykorzystywane do celów komunalnych. Istnieją również otwory eksploatujące wodę spod utworów fliszowych w południowym skrzydle niecki podhalańskiej (Hruby Regiel IG 1, Staników Żleb S-1 i S-2, Zazadnia IG 1, a otwór Skocznia IG 1 nie jest obecnie eksploatowany). Wybrane parametry hydrogeologiczne charakterystycznych ujęć podano w zał. 1 (tab. 1.3).

#### POZIOMY WODONOŚNE PIENIŃSKIEGO PASA SKAŁKOWEGO

W pienińskim pasie skałkowym (PPS), zajmującym powierzchnię ok. 100 km<sup>2</sup>, występują utwory czwartorzędowe, paleogeńsko-kredowe utwory fliszowe i węglanowe skały mezozoiczne mające albo głębokie korzenie, albo oderwane od nich przez ruchy nasuwcze. Poziomy wodonośny PPS związane są zarówno z utworami czwartorzędownymi, jak i z węglanowymi skałkami oraz utworami fliszowymi, nazywanymi często osłonowymi, gdyż częściowo osłaniają one skałki. Wody zwykle poziomów użytkowych PPS trudno podzielić według struktur geologicznych, gdyż do głębokości ok. 100 m stanowią jedną wspólną strefę występowania. Poziomy te są bardzo słabo rozpoznane wierceniami hydrogeologicznymi, natomiast przedmiotem szczegółowych badań były źródła (np. Małecka, 1981; MhP, 1997–2004; Humnicki, 2007). Wodonośność utworów fliszowych można uważać za podobną do tej w Karpatach zewnętrznych. Badania składu izotopowego wody oraz analizy stężeń trytu pozwoliły na oszacowanie pewnych parametrów hydrogeologicznych, jak to przedstawiono dalej. Eksploatacja wód podziemnych na obszarze PPS prowadzona jest głównie przez studnie kopane.

#### HYDROCHEMIA I IZOTOPY ŚRODOWISKOWE

##### Hydrochemia i jakość wód podziemnych

W Karpatach zewnętrznych zwykle wody podziemne o charakterze użytkowym występują praktycznie w formie jednego poziomu wodonośnego, związanego z utworami czwartorzędownymi w dolinach rzecznych i utworami fliszowymi na pozostałym obszarze. W Karpatach wewnętrznych wody zwykle występują także lokalnie w innych formacjach geologicznych. Na rozpatrywanym obszarze znajdują się punkty monitoringowe jakości zwykłych wód podziemnych

Tabela 4

**Skład chemiczny (w mg/dm<sup>3</sup>) wód monitorowanych w 2005 r., dla których wykonano analizy izotopowe**  
 Chemical components (in mg/dm<sup>3</sup>) water monitored in 2005 with isotope data

Numer SOH	156	1721	1722	344	752	758	763	782	783	828-1	828-2	
Numer MONBADA	512	1721	1722	521	109	110	532	526	391	1723	1728	
Numer CBDH	10490119			10500063	10110162	10290058	10150077	10510075	10520194	10310032	10310033	
Miejscowość	Dębno	Szyndzielina	Ciężkowice	Falsztyn	Ustron-Dobka	Kamesznica	Stróża	Jaworki-Biała Woda	Wierchoomla	Krowiarki	Zawoja, odwiert	Zawoja, odwiert
Wiek warstwy wodonośnej	Q	K	Pg	J	K	K	K	J	Pg	Pg	Pg	Pg
Składnik	Norma											
Amoniak	1,50			<0,05				<0,05		0,34		0,33
Antymon	0,005	<0,00005	<0,00005		<0,00005	<0,00005	<0,00005		<0,00005	0,00018		<0,00005
Arsen	0,01	<0,002	<0,002	<0,01	<0,002	<0,002	<0,002	<0,01	<0,002	<0,002		<0,002
N (NH <sub>4</sub> )	1,16			<0,04				<0,04		0,26		0,26
N (NO <sub>3</sub> )	11,3	1,44	2,6	2,9	1,34	0,59	5,47	0,82	2,22	0,0068		<0,002
N (NO <sub>2</sub> )	0,152	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	0,003		<0,003
Azotany	50	12,4	11,6	13	5,9	2,63	24,2	3,65	9,8	0,03		<0,01
Azotyny	0,50	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01		<0,01
Bar	0,043	0,0042	0,017	0,27	0,019	0,062	0,049	0,020	0,017	0,032		0,035
Bor	<0,01	<0,01	0,17	0,020	<0,01	<0,01	0,078	<0,01	<0,01	<0,01		0,45
Brom	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1		<0,1
Chlorki	250	2,82	8,44	5,27	1,68	1,15	8,15	1,98	1,54	1,32		3,27
Chrom	0,05	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003		<0,003
Cynk	0,0036	<0,003	0,0039	0,003	<0,003	<0,003	<0,003	0,0043	0,007	<0,003		0,016
Fluorki	1,50	0,39	0,33	0,39	0,13	0,52	0,45	0,29	0,26	0,27		<0,1
Fosforany	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1		<1
Glin	0,20	0,014	0,009	0,01	0,011	0,0091	0,01	0,015	0,010	0,0099		0,027
Kadm	0,003	<0,00005	<0,00005	<0,001	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,001	<0,00005	<0,00005		<0,00005
Kobalt	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,002	<0,00005	<0,00005	0,00005	<0,002	<0,00005	<0,00005		<0,00005
SiO <sub>2</sub>		10,0	18,4	7,2	7,6	7,0	14,4	9,06	9,92	5,45		8,6
Lit		0,0009	0,0036	<0,002	0,0032	0,0045	0,024	0,0026	0,0053	0,0036		0,03
Magnez		6,5	5,7	2,8	2,1	14,8	9,5	6,8	8,9	5,2		80,0
Mangan		<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001		0,0036

Miedź	2	0,0005	0,00035	0,00045	<0,002	0,00057	0,0008	0,00086	<0,002	0,00054	0,00033	0,00064	0,00038
Molibden		<0,00005	<0,00005	0,00044	<0,003	<0,00005	0,00043	0,00023	<0,003	0,00015	0,00017	0,00033	0,0022
Nikiel	0,02	<0,001	<0,001	<0,001	<0,005	<0,001	<0,001	0,001	<0,005	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Ołów	0,025	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,01	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,01	<0,00005	<0,00005	0,00009	0,00005
Pestycydy	0,50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Potas		1,60	0,67	1,75	5,0	1,03	0,68	1,26	0,74	0,87	0,71	9,93	1,09
Rtęć	0,001	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Selen	0,01	<0,0020	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,0020
Siarczany	250	16,6	14,9	48,5	17,1	17,2	11,8	31,4	21,6	17,7	19,4	11,4	10,9
Sód	200	2,92	1,05	20,0	4,0	1,94	3,32	9,57	2,90	3,77	1,87	45	89,5
Srebro		<0,00005	<0,00005	<0,00005	0,19	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005
Stront		0,15	0,055	0,067		0,058	0,18	0,58	0,17	0,20	0,10	0,52	0,11
Tytan		<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Wanad		<0,0010	<0,001	<0,001	<0,002	<0,001	<0,001	<0,001	<0,002	<0,001	<0,0010	0,001	<0,001
Wapń		27,0	23,6	32,7	109,9	13,1	58,2	72,5	39,2	43,0	24,0	20,6	2,27
C org.		0,9	0,7	1,6	1,2	0,5		1,7	0,6	1,5			
HCO <sub>3</sub>		80,5	34,2	90,3	293	8,4	228	195	17,1	134	72	176	153
Żelazo	0,20	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,038	0,025
SSR		161,93	91,09	239,54	459,26	59,65	328,56	369,04	104,06	231,69	133,45	301,82	270,49
pH		7,47	7,42	7,07	7,08	7,05	7,04	7,41	7,53	7,3	8,01	7,68	8,93

w krajowej sieci MONBADA i sieci Stacjonarnych Obserwacji Hydrogeologicznych (SOH). Dane bazy SOH są publikowane (Kazimierski red., 2003–2008a, b).

W tabeli 4 podano skład chemiczny wód z monitorowanych źródeł i dwóch otworów, dla których istnieją dane izotopowe, a w tabeli 5 takie same dane hydrochemiczne dla monitorowanych otworów, dla których brak jest danych izotopowych. Tabela 4 zawiera także dane źródła Zakopane–Capki, drenującego wody ze skał eocenu węglanowego. Wszystkie przedstawione dane dotyczą głównie 2005 roku, ale w obserwacjach, prowadzonych w niektórych przypadkach nawet od 1990 r. nie stwierdzono występowania istotnych zmian składu chemicznego badanych wód, poza studnią kopaną w Czarnym Dunajcu.

Wszystkie badane wody cechują się dobrą jakością pod względem chemicznym, pomijając zanieczyszczenia bakteriologiczne, które nie są monitorowane. Ta ogólna dobra jakość wód podziemnych wynika z silnego działania drenującego rzek w zachodniej części Karpat, która prowadzi do szybkiego usuwania zanieczyszczeń z wód podziemnych, powstających głównie w okresach powodziowych wskutek zalewania tarasów rzecznych (Chowaniec i in., 2006). Wbrew niektórym przewidywaniom, ta naturalna zdolność szybkiego usuwania zanieczyszczeń zapobiega trwałej degradacji wód podziemnych, z wyjątkiem przypadków istnienia trwałych ognisk zanieczyszczeń antropogenicznych.

Jedynie dla otworu w Porębie Wielkiej zaobserwowano niewielkie przekroczenie normy stężenia Na<sup>+</sup> (210 mg/dm<sup>3</sup>), a w studni kopanej w Czarnym Dunajcu nieoczekiwanie wysokie stężenie K<sup>+</sup> (rosnące aż do 64 mg/dm<sup>3</sup> w 2005 r. i dające wodę typu HCO<sub>3</sub>–Ca–K). To raczej niezwykle stężenie potasu można przypuszczalnie wiązać z działalnością gospodarczą warsztatu mechanicznego, zlokalizowanego w bezpośrednim sąsiedztwie studni. Poza tymi wyjątkami, w badanych wodach nie stwierdzono jakiegokolwiek zanieczyszczenia geogenicznego lub antropogenicznego, co jednak nie wyklucza możliwości lokalnego występowania różnych zanieczyszczeń antropogenicznych, biorąc pod uwagę, że badania nie obejmowały analiz bakteriologicznych.

Tabela 5

**Skład chemiczny (w mg/dm<sup>3</sup>) wód, dla których brak danych izotopowych**  
 Chemical components (in mg/dm<sup>3</sup>) for which there are no isotope data

Numer SOH	755	762	770	776	777	778	799	141a
Numer MONBADA			141	142	143	524	119	510
Numer CBDH	10120014	9950166	10330015	10350087	10350032	10350057		10600034
Miejscowość	Żywiec	Kalwaria Zebrz.	Poręba Wielka	Nowy Sącz	Gólkowice	Stary Sącz	Czarny Dunajec	Zakopane-Capki
Wiek warstwy wodonośnej	Q	K	Pg	Q	Q	Q	Q	ecocen weglanowy
Typ punktu	otwór	otwór	otwór	otwór	otwór	otwór	st. kopana	źródło
Składnik	2004 r.	2005 r.	2005 r.	2005 r.	2005 r.	2004 r.	2005 r.	2005 r.
Amoniak	<0,05	0,12	0,23	0,07	<0,05	0,06	0,2	
Antymon			0,00001				0,0004	0,00005
Arsen	<0,01	<0,01	<0,002	<0,01	<0,01	<0,01	<0,002	<0,002
Azot (NH <sub>4</sub> )	<0,039	0,093	0,18	0,054	<0,039	0,047	0,16	
Azot (NO <sub>3</sub> )	4,9	0,036	0,066	3,34	13,6	5,3	8,4	1,05
Azot (NO <sub>2</sub> )	0,006	<0,003	0,055	0,036	<0,003	0,003	0,012	<0,003
Azotany	21,9	0,16	0,29	14,8	60,2	23,5	37	4,6
Azojny	0,02	<0,01	0,18	0,12	<0,01	0,01	0,04	<0,01
Bar	0,065	0,1	0,078	0,11	0,072	0,047	0,28	0,014
Bor	0,10	0,09	1,6	0,13	0,058	0,054	0,034	<0,01
Brom	<0,1	<0,1	0,12	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Chlorki	49,5	5,8	7	22,9	14,5	12,3	17,8	1,49
Chrom	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003	<0,003
Cynk	0,035	<0,003	<0,003	0,0049	0,0035	0,82	0,098	<0,003
Fluorki	0,1	0,2	1,24	0,13	<0,1	<0,01	<0,1	0,27
Fosforany	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Glin	<0,01	0,013	0,011	<0,01	<0,01	<0,01	0,013	0,0085
Kadm	<0,001	<0,001	<0,00005	<0,001	<0,001	<0,001	0,00016	<0,00005
Kobalt	<0,002	<0,002	<0,000005	<0,002	<0,002	<0,002	0,00023	<0,00005
Kizemionka		2,9	8,3	8,9	8,6		7,0	1,9
Lit	<0,002	0,02	0,57	0,0052	0,0043	0,0048	0,0046	0,0006
Magnez	16,9	10,8	0,66	17,0	15,0	16,8	14,6	19,2
Mangan	0,17	0,017	0,0023	0,072	<0,001	0,046	0,027	<0,001
Miedź	<0,002	<0,002	0,00022	<0,002	<0,002	0,0033	0,005	0,0006
Molibden	<0,003	<0,003	0,00046	<0,003	<0,003	<0,003	0,00054	0,00092
Nikiel	<0,005	<0,005	<0,001	<0,005	<0,005	<0,005	0,005	<0,001

Ołów	0,025	<0,01	<0,01	<0,000005	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,0003	<0,00005
Pestycydy	0,50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Potas		5,6	3,1	1,0	4,8	5,2	1,3	64	0,36		
Rtęć	0,001			<0,5				<0,5	<0,5		
Selen	0,01			<0,002				<0,002	<0,002		
Siarczany	250	50	7,2	<1	57	34,6	44	25,3	7,6		
Sód	200	24,7	13,3	210	19,4	15,3	12,6	6,9	0,61		
Srebro				<0,000005				<0,00005	<0,00005		
Stront		0,17	0,65	0,084	0,39	0,30	0,27	0,2121	0,056		
Tytan		<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002		
Wanad		<0,002	<0,002	<0,001	<0,002	<0,002	<0,002	<0,001	<0,001		
Wapń		39,0	26,8	1,2	133	105	93,1	90,0	39,4		
Węgiel org.		<1	0,5	3,6	0,9	2,7	1,9	4,2	0,6		
Wodorowęglany		98	146	340	36,6	264	298	348	190		
Żelazo	0,20	0,35	0,23	0,04	0,35	<0,01	0,01	0,02	<0,01		
Utlenialność (ChZT)	5000	<2	1,9		2,8	7,2					
Zasadowość ogólna		80	120		30	216	244				
SSR		306	218	577	316	525	505	615	266		
pH	6,5–9,5	6,52	7,92	9,04	7,27	7,14	7,37	7,2	7,37		

Na badanym obszarze występuje aż 18 typów hydrochemicznych wód, od dwu- do sześćjonojowych. Tak duże zróżnicowanie wynika zarówno z litologii warstw wodonośnych, jak i częściowo z wieku wód. Należy jednak zauważyć, że nie obserwuje się regularnych zależności typu wody od wieku skał i ich litologii, co przypuszczalnie związane jest z oddziaływaniem wody z podobnymi minerałami na drodze przepływu przez utwory fliszowe i powstałe z nich utwory czwartorzędowe. W utworach czwartorzędowych dominują wody typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ , a we fliszowych – typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ . Wody te są w przypadkach niskiej mineralizacji wodami najmłodszymi. Do wód młodych niewątpliwie należą też wody typu  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$  i  $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ , z siarczanami pochodzącymi głównie z utleniania pirytów rozproszonych we fliszu. Wyraźnie podwyższone stężenia magnezu w niektórych ujęciach być może wskazują na nieco starsze wody. Najstarsze wody ujęte z warstw fliszu na głębokości ok. 100 m mają wyraźnie zwiększone zawartości sodu. Są to wody typu  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na-Ca}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na-Mg}$  i  $\text{HCO}_3\text{-Na}$ , obserwowane w dwóch otworach w Zawoi i w otworze w Porębie Wielkiej.

W załączniku 1 (tab. 1.4–1.6) przedstawiono wyniki analiz składu chemicznego wód występujących w utworach czwartorzędowych i fliszowych, wybrane spośród kilku tysięcy danych zawartych w MhP (1997–2004). W tabeli 1.4 pominięto fluorki, których stężenia w wodach czwartorzędowych nie przekraczały  $0,1 \text{ mg/dm}^3$ . Należy zauważyć, że wszystkie wody zwykle na całym badanym obszarze wykazują stężenia fluorków około pięciokrotnie niższe niż dolna granica zalecanego przedziału stężeń w wodach pitnych ( $0,5\text{--}1,5 \text{ mg/dm}^3$ ). W tabelach zachowano oznaczenia zgodne z podawanymi w materiałach archiwalnych, na przykład podawana jest sucha pozostałość, mineralizacja lub suma składników stałych, przy czym niektóre główne składniki bywają pominięte. Przytoczone dane potwierdzają dobrą jakość wód, chociaż przekroczenia dopuszczalnego stężenia żelaza ( $0,2 \text{ mg/dm}^3$ ) i manganu ( $0,05 \text{ mg/dm}^3$ ) są bardzo częste. W niektórych przypadkach można podejrzewać obecność zanieczyszczenia antropogenicznego, jak na przykład dla jednej ze studni czwartorzędowych w Tarnawie, gdzie przy niskim stężeniu żelaza ( $0,03 \text{ mg/dm}^3$ ) zaobserwowano  $6,0 \text{ mg/dm}^3$  manganu. Dotychczas nie zwracano uwagi na takie drobne anomalie hydrochemiczne, które w przypadku wykluczenia błędów analitycznych i potwierdzenia dalszymi analizami będą wymagać bliższego wyjaśnienia.

Wody źródeł drenujących utwory mezozoiku i krystaliniku tatrzańskiego charakteryzują się bardzo niską mineralizacją (wody ultrasłódkie) i są przeważnie typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$  i  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$  (zał. 1, tab. 1.6).



Na figurze 17 przedstawiono główne składniki wód podziemnych w postaci zmodyfikowanych wykresów Schoellera. Szerokie zakresy zawartości poszczególnych składników, zobrazowane na rysunkach typu *box-plots*, tłumaczą różnorodność typów chemicznych wód. Jednak średnie wartości głównych składników wód w utworach fliszowych i czwartorzędowych są praktycznie takie same, co jest zrozumiałe ze względu na związek genetyczny osadów czwartorzędowych z wietrzejącymi skałami fliszowymi. Nieoczekiwanie średnie zawartości siarczanów są w wodach osadów czwartorzędowych nieco wyższe niż w wodach utworów fliszowych. Jest to jednak efekt pozorny, gdyż przy konstrukcji tych rysunków nie uwzględniono danych hydrochemicznych źródeł siarczkowych.

Wody występujące w skałach eocenu węglanowego, mezozoiku i krystaliniku tatrzańskim, przy niższych prawie o rząd wielkości stężeniach głównych składników w porównaniu z wodami fliszu i czwartorzędu, charakteryzują się względnie większymi zawartościami magnezu i względnie mniejszymi sodu i chloru. Bardzo niskie stężenia wszystkich składników wód tatrzańskich wynikają z faktu, że są to wody źródlane, które generalnie mają krótkie czasy przepływu. W otworach eksploatacyjnych ujmujących głębsze wody zwykle charakteryzujące się znacznie dłuższymi drogami przepływu, czyli znacznie dłuższym czasem kontaktu wody ze skałą, mineralizacja wynosi od ok. 190 do 530 mg/dm<sup>3</sup> (zał. 1, tab. 1.3).

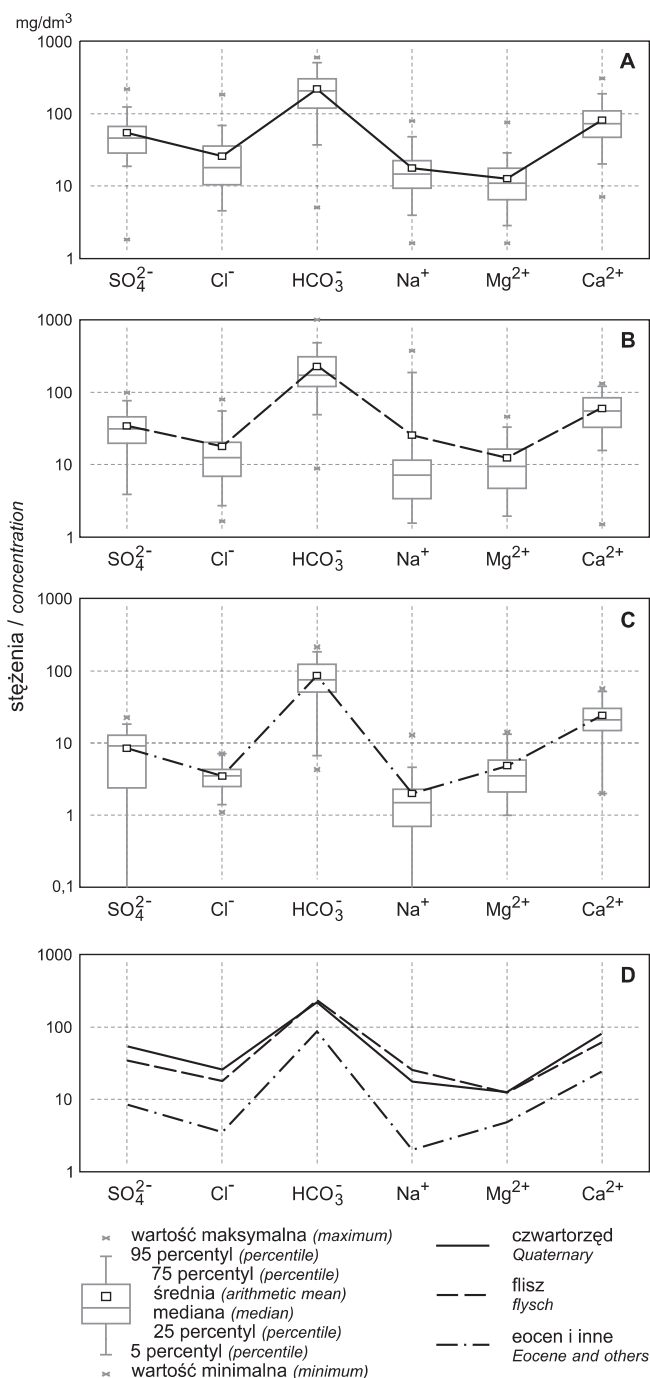
Mapa jakości wód pierwszego poziomu użytkowego (fig. 18) została wykonana zgodnie z klasyfikacją zawartą w Instrukcji do MhP 1:50 000 (1999):

- klasa I, wody bardzo dobrej jakości; są to wody podziemne, które bez uzdatniania spełniają warunki stawiane wodzie do picia i na potrzeby gospodarstw domowych, zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Zdrowia z dnia 4.09.2000 r. (Dz.U. nr 82, poz. 937);

- klasa IIa, wody dobrej jakości; są to wody podziemne, które wymagają prostego uzdatniania ze względu na nieznaczne przekroczenie dopuszczalnej w Rozporządzeniu MZ wartości nie więcej niż dwu z następujących wskaźników jakości: Fe ( $0,1 \leq \text{mg Fe/dm}^3 < 0,2$ ), Mn ( $0,05 \leq \text{mg Mn/dm}^3 < 0,1$ ), mętność ( $1 \leq \text{mg SiO}_2/\text{dm}^3 < 15$ ) i barwa ( $5 \leq \text{mg Pt/dm}^3 < 20$ ); pozostałe oznaczone wskaźniki jakości wody w tej klasie spełniają wymagania Rozporządzenia;

- klasa IIb, wody średniej jakości; są to wody podziemne, które wymagają uzdatnienia, w których co najmniej jeden z czterech wymienionych składników osiąga następującą wartość:  $2,0 \leq \text{mg Fe/dm}^3 < 5,0$ ;  $0,1 \leq \text{mg Mn/dm}^3 < 0,5$ ; mętność  $> 15 \text{ mg SiO}_2/\text{dm}^3$ ; barwa  $> 20 \text{ mg Pt/dm}^3$ , a jednocześnie zawartość wskaźników istotnych dla technologii uzdatniania wynosi odpowiednio:  $\text{NH}_4 \leq 1,5 \text{ mg/dm}^3$ ,  $\text{H}_2\text{S} \leq 0,2 \text{ mg/dm}^3$ , utlenialność  $\leq 4 \text{ mgO}_2/\text{dm}^3$ , zasadowość  $> 4,5 \text{ mval/dm}^3$ ,  $\text{pH} > 7$ , przy spełnieniu wymagań jakościowych wobec pozostałych wskaźników;

- klasa III, wody niskiej jakości; są to wody podziemne, które nie spełniają kryteriów klas wyższej jakości, a w szczególności wody, w których stwierdzono przekroczenie wartości dopuszczalnych dla wód do picia co najmniej trzech wskaź-



**Fig. 17.** Główne składniki chemiczne wód podziemnych w utworach czwartorzędu (A), fliszu (B) i eocenu węglanowego wraz z mezozoikiem i krystalinikiem tatrzańskim (C) przedstawione w układzie *box-plots* oraz ich wartości średnie (D) zestawione według danych zawartych w załączniku 1 (tab. 1.4–1.6)

Major chemical components of groundwater in Quaternary (A), flint (B) and carbonate Eocene formations with Mesozoic and Tatric crystalline core (C) presented as box-plots, and their mean values (D) based on data given in Appendix 1 (Table 1.4–1.6)

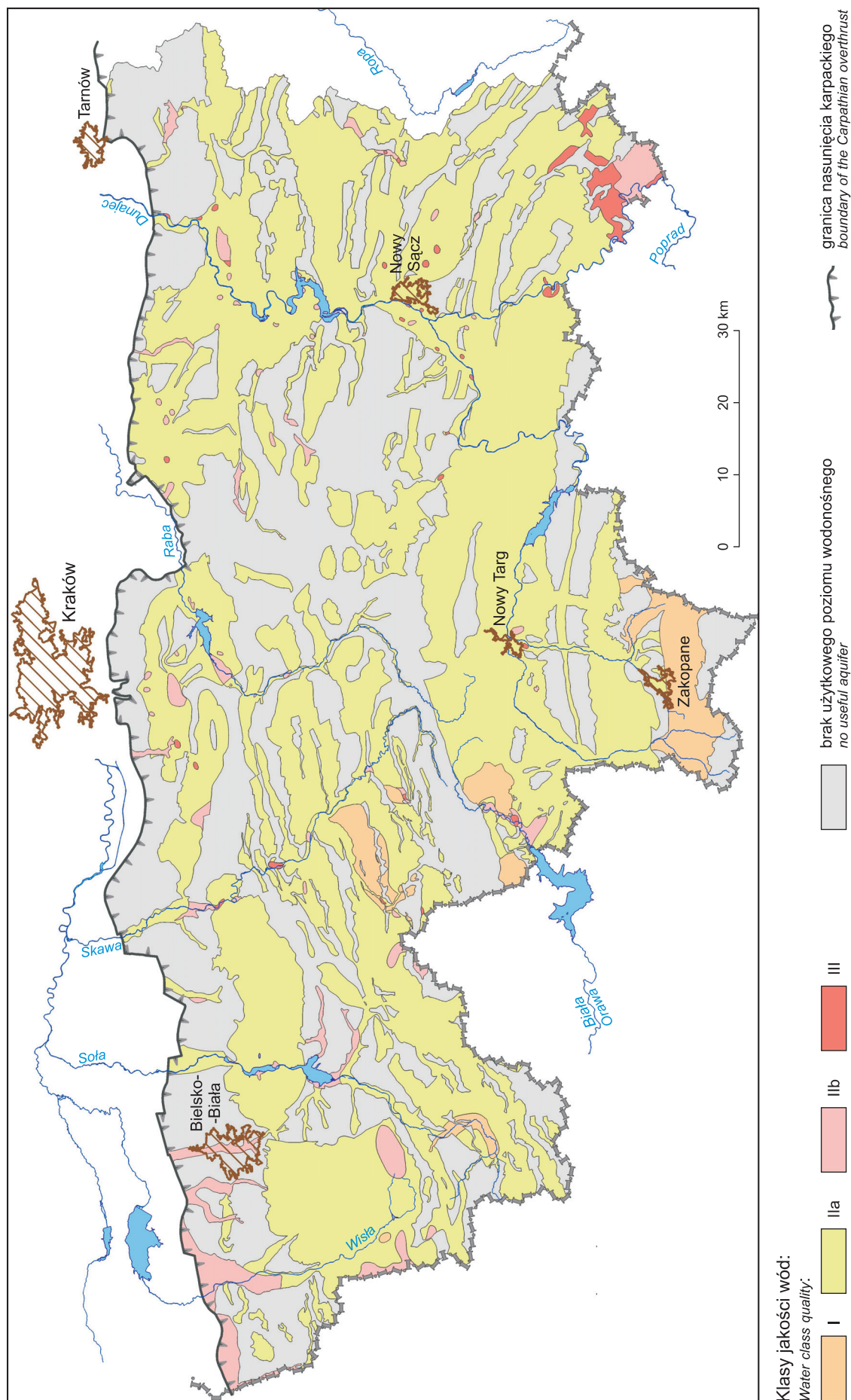


Fig. 18. Mapa jakości wód pierwszego użytkowego poziomu wodonośnego (wg Chowańca i in., 2006 na podstawie danych MhP, 1997–2004)

Map of the quality of the first useful aquifer (after Chowańiec *et al.*, based on data in MhP, 1997–2004)

ników o charakterze nietoksycznym (z zastrzeżeniem kryteriów klasy IIb) i/lub występowanie co najmniej jednego wskaźnika toksycznego w zakresie podanym w Instrukcji opracowania MhP.

Na większości badanego obszaru wody są dobrej jakości. Jedyne miejscami w dolinach rzecznych jakość wód w utworach czwartorzędowych jest zła. Wynika to z większej podatności na zanieczyszczenia wód zawartych w osadach dolin rzecznych. Strefy wód wyraźnie gorszej jakości występują przy zachodniej i wschodniej granicy badanego obszaru, co ma związek z zanieczyszczeniami przynoszonymi na obszar Polski przez Olzę i Poprad.

Niewidoczne w skali mapy, lokalne zanieczyszczenia geogeniczne wód zwykłych mogą występować w strefach przypowierzchniowego współistnienia wód zwykłych i mineralnych.

### Izotopy środowiskowe

Na obszarze Karpat badania izotopowe zwykłych wód podziemnych są nieliczne. W tabeli 6 przedstawiono wszystkie dostępne dane izotopowe z wykluczeniem Tatr, będących obszarem zasilania zbiornika Zakopane (GZWP 441), który stanowi początkową część niecki podhalańskiej zawierającej wody termalne. Z tego względu rezultaty analiz izotopowych dotyczących wód zwykłych tego zbiornika omówiono w rozdziale dotyczącym wód termalnych.

Skład izotopowy młodych wód zwykłych w obszarach górskich jest zróżnicowany głównie wskutek tzw. efektu wysokościowego (Zuber i in. red., 2007). Efekt ten w polskich Karpatach jest obciążony znacznymi niepewnościami (Ciężkowski, Zuber, 1995). Z tego względu wysokości położenia obszarów zasilania niektórych wód przedstawionych w tabeli 6 zostały oszacowane jako pośrednia wysokość między rzędną źródła (ujęcia) a rzędną wierzchołka

wzniesienia ponad źródłem stokowym. Tak uzyskane zależności składu izotopowego wód zwykłych Pienin od rzędnych obszaru zasilania pokazano na figurze 19 na tle efektu wysokościowego Tatr i źródeł siarczkowych Karpat fliszowych. W celu zmniejszenia ewentualnego wpływu zmian sezonowych składu izotopowego wody do konstrukcji omawianych rysunków wykorzystano jedynie dane ze źródeł, dla których wykonano więcej niż jedną analizę. Wody Pienin wykazują wyraźne występowanie efektu wysokościowego, przypuszczalnie obciążonego jednak mniejszą niepewnością niż w przypadku wód źródeł siarczkowych i wód obszaru Tatr.

Zupełnie niezrozumiałe są wartości składu izotopowego tlenu ( $\delta^{18}\text{O}$ ) i wodoru ( $\delta^2\text{H}$ ) w wodach ujęć w Dębnie (tab. 6). Wartości delt są zdecydowanie zbyt ujemne niż można by oczekiwać dla wód pozbawionych sąsiedztwa wysoko położonych obszarów zasilania. Jednak wyniki analiz są wiarygodne, gdyż sześć wykonanych analiz z trzech punktów, przy bardzo zróżnicowanych stężeniach trytu, charakteryzuje się podobnym składem izotopowym. Problem ten wymaga wyjaśnienia. Jako hipotezę roboczą można przyjąć, że zasilanie wód w Dębnie następuje przez wody powierzchniowe Białki, które powyżej ujęć zasilają wskutek infiltracji brzegowej system podziemny starorzecza, uformowany powyżej połączenia się z Dunajcem.

Pojedyncze dane trytowe nie pozwalają określić bliżej wieku większości badanych wód, ale stężenia trytu w granicach od 8,8 do 17,7 TU (2004 r.) wskazują na rozpiętość wiekową od kilku do kilkudziesięciu lat (tab. 6). Dla kilku źródeł przeprowadzono interpretację wieku wód programem FLOWPC według Małoszewskiego i Zubera (1996), chociaż w przypadku źródeł 19 i 21 jednoparametrowy model eksponencjalny (EM) daje dwuznaczne wyniki o bardzo dużej rozpiętości wieku. Zupełnie niespodziewane wyniki zostały uzyskane dla źródeł 13 i 14 (przypuszczalnie także dla

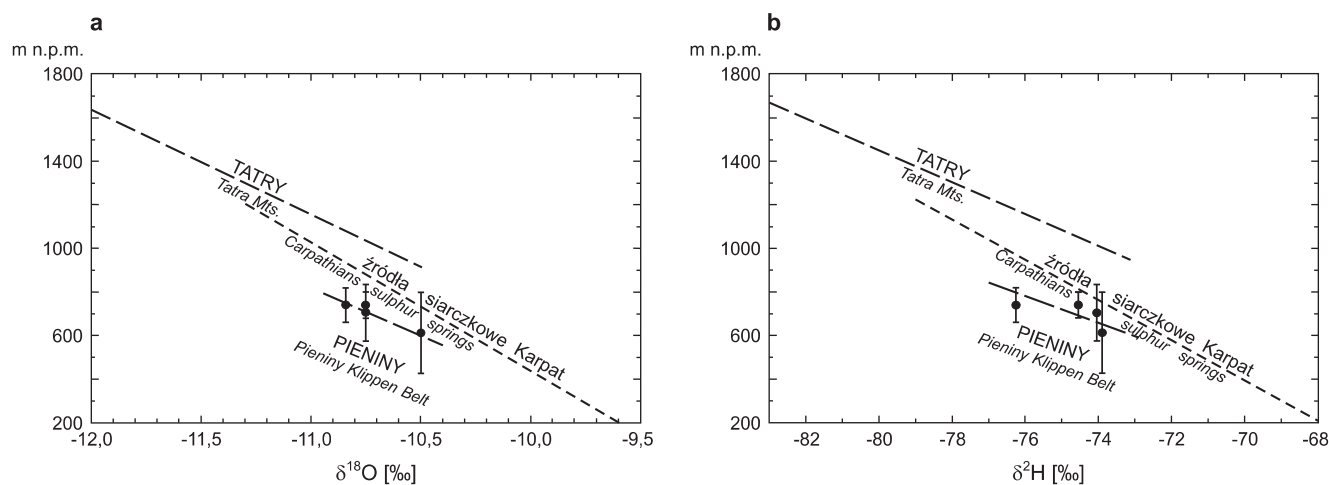


Fig. 19. Efekt wysokościowy  $\delta^{18}\text{O}$  (a) oraz  $\delta^2\text{H}$  (b) w wodach źródłanych Pienin na tle efektu wysokościowego Tatr (wg Zubera i in., 2008) i źródeł siarczkowych Karpat fliszowych (wg Rajchel i in., 2005)

Altitude effect of  $\delta^{18}\text{O}$  (a) and  $\delta^2\text{H}$  (b) in Pieniny springs in relation to altitude effect of Tatras springs (after Zuber *et al.*, 2008) and of sulphur springs in flysch Carpathians (after Rajchel *et al.*, 2005)



Tabela 6

**Skład izotopowy wód zwykłych i stężenia trytu**  
Isotope composition of fresh waters and tritium contents

Lp.	Miejsce, model i współczynnik filtracji [m/s]	Data analizy	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]	Tryt [TU]	Obszar zasilania [m n.p.m.]	Wiek [lata]
1	2	3	4	5	6	7	8
1	1721, Bielsko-Biała 500/1028	29.10.04	-10,42	-70,95	11,4±0,6	764±264	-
2	109, Ustroń Dobka, 600/810	29.10.04	-10,73	-74,15	8,8±0,5	705±105	-
3	110, Kamesznica, 495/660	29.10.04	-10,51	-73,35	9,4±0,6	572,5±82,5	-
4	1723, Zawoja S-1, 600/1047	29.10.04	-10,45	-72,15	4,0±0,4	823,5±223,5	-
5	1728, Zawoja S-2, 600/1047	29.10.04	-10,48	-72,3	2,8±0,4	823,5±223,5	-
6	117, Krowiarki, 980/1146	29.10.04	-10,68	-71,15	10,5±0,6	1063±83	-
7	532, Stróża, 320/510	29.10.04	-10,01	-69,65	9,6±0,6	405±85	-
8	526, Jaworki, 630/720	02.11.04	-10,73	-76,2	10,0±0,5	675±45	-
9	391, Wierchomla, 495/805	02.11.04	-10,76	-76,6	10,5±0,6	550±155	-
10	1722, Ciężkowice, 320/370	05.11.04	-10,03	-71,85	12,5±0,6	345±25	-
11	Rzepisko, niżej Zimnej Wody	20.07.01	-10,96	-75,45	17,7±1,2	908±50	-
12	Rzepisko, Jurgowczyk	20.07.01	-10,84	-74,25	14,7±0,9	902±50	-
13	Źródło w Dzianiszu Górnym, DM, $\beta = 0,20$ , $P_D = 1,00$	12.12.87	-11,30	-79,2	45,5±2,0	1027±40	37
		26.06.88	-11,12	-78,0	41,4±1,9		
		20.06.01	-11,0	-78,3	13,3±0,9		
14	Źródło w Maruszynie, DM, $\beta = 0,16$ , $P_D = 1,00$	11.12.87	-10,77	-75,4	45,1±2,0	730±40	45
		26.06.88	-10,43	-70,5	45,5±2,0		
		19.06.01	-10,22	-74,1	14,9±0,9		
15	156, Źródło w Dębnie, model podobny do źr. 13	11.12.87	-11,23	-79,5	46,5±2,1	570±30(?)	jak w źr. 14(?)
		26.06.88	-11,11	-77,3	42,3±1,9		
16	Dębno, samowypływ z otworu	20.06.01	-11,24	-79,1	2,3±0,5	?	-
17	Dębno, studnia wiercona	11.12.87	-11,31	-78,8	0,0±1,0	?	-
		26.06.88	-11,24	-76,8	0,0±1,0		
		20.06.01	-11,11	-79,3	14,0±0,9		
18	344, Falsztyn, 640/820, DM, $\beta = 0,30$ , $P_D = 1,00$	13.12.87	-11,09	-78,5	30,7±1,5	740±90	80
		26.06.88	-11,25	-76,4	28,2±1,4		
		20.06.01	-10,38	-74,0	12,0±0,8		
		02.11.04	-10,61	-75,65	9,3±0,5		
19	Źródło Kotłowego Pot., 639/900 EM; $k = (0,5\pm 5)\cdot 10^{-7}$	14.06.03	-10,7	-74,1	11,3±0,6	705±130	9/85
		22.08.04	-10,8	-74,0	10,7±0,5		
20	Źródło Stuletnie, 425/800	11.06.03	-10,4	-74,4	13,3±0,7	612±187	jak w źr. 21
		24.08.04	-10,6	-73,4	13,6±0,3		
21	Źródło pod Wysokim Działem, 680/800; EM; $k = (0,6\pm 2,7)\cdot 10^{-6}$	13.06.03	-10,6	-74,4	13,6±0,7	740±60	14/60
		22.08.04	-10,9	-74,7	13,0±0,8		

Poz. nr: 1–12 i 18 z 2004 r. – Państwowy Instytut Geologiczny; 13–18 – Małecki, 2007 i nie publikowane; 19–21 – Humnicki, 2007;

Kol. 2: pierwsza liczba oznacza numer punktu monitoringowego MONBADA lub SOH, druga – rzędną źródła lub otworu, trzecia – rzędną wierzchołka pobliskiego wzniesienia, z którego stoków przypuszczalnie pochodzi zasilanie (w m n.p.m.), DM – model dyspersyjny, EM – model eksponentyjny,  $\beta$  – ułamekowy udział wody starszej całkowicie pozbawionej trytu,  $P_D$  – parametr dyspersji; współczynniki filtracji obliczono wg wzoru:  $k = n \cdot x / (i \cdot \text{wiek})$ , gdzie  $x$  – średni dystans przepływu,  $n$  – całkowity współczynnik porowatości,  $i$  – średni gradient hydrauliczny na średniej drodze przepływu  $x$  (Zuber i in., 2007);

Kol. 7: wysokość obszaru zasilania obliczona jako średnia z wartości podanych w kol. 2;

Kol. 8: wiek obliczony ze stężenia trytu; dla źródeł poz. 19 i 21 można dopasować po dwa różne modele (wiek), z czego wynikają po dwie różne wartości współczynnika filtracji.

Wszystkie analizy zostały wykonane w Katedrze Fizyki Środowiska na Wydziale Fizyki i Informatyki Stosowanej AGH w Krakowie.

źródła 15), gdyż nie udało się dobrze dopasować żadnego modelu bez założenia obecności składowej pozbawionej trytu, czyli całkowicie zasilanej przed 1952 r. Ta składowa wynosi od ok. 16% w źródle Maruszyna do ok. 30% w Falsztynie. Jednak składowe zawierające tryt wskutek dużych wartości wieku i bardzo dużej dyspersji zawierają również linie przepływu bez trytu, gdyż duża dyspersja, wskazana przez wartości  $P_D$  bliskie jedności, oznacza bardzo zróżnicowane czasy przepływu poszczególnych strug wody (Zuber i in., red., 2007).

Korzystając z danych Humnickiego (2007), można przyjąć, że współczynnik mikroporowatości otwartej bloków skalnych w rejonie pienińskiego pasa skałkowego jest rzędu jednego procenta (0,01), czyli wyraźnie niższy niż w innych rejonach Karpat, a współczynnik szczelinowatości w masywie skalnym przynajmniej o rząd wielkości mniejszy od współczynnika porowatości. Z powyższych względów do obliczenia współczynników filtracji utworów drenowanych przez źródła 19 i 21 przyjęto całkowity współczynnik porowatości wynoszący 0,011. Obliczenia zostały wykonane według wzoru podanego w uwagach do tabeli 6. Spadki hydrauliczne i odległości przepływów zostały oszacowane z mapy topograficznej. W dobrym przybliżeniu, wartości wieku trytowego związane są z wiekiem hydrodynamicznym poprzez współczynnik opóźnienia, wyrażany jako stosunek całkowitego współczynnika porowatości do współczynnika szczelinowatości. Dla rozpatrywanych utworów współczynnik ten wynosi przypuszczalnie nie mniej niż 10, przy czym dla większości skał szczelinowych mieści się w granicach od 10 do 100 (Motyka, Zuber, 1992; Zuber, Motyka, 1994). Należy przy tym pamiętać, że niepewności współczynników filtracji wyznaczonych z wieków trytowych zależą głównie od przyjętej wartości współczynnika całkowitej porowatości na drodze przepływu wody od obszaru zasilania do źródła. Niemniej jednak tak obliczone wartości współczynników filtracji są znacznie bardziej wiarygodne niż wartości obliczane z pomiarów parametrów szczelin mierzonych w odsłonięciach, czyli w warunkach silnego odprężenia i wietrzenia skał. Na przykład, według Humnickiego (2007), w rejonie Pienin wartości współczynników filtracji obliczone z parametrów szczelin wynoszą  $n \cdot 10^{-4}$  m/s, czyli są o ponad dwa rzędy wielkości zawyżone w stosunku do wartości znanych z próbnych pompowań i danych trytowych.

Wody z otworów S-1 i S-2 w Zawoi (poz. 4 i 5 w tab. 6) były badane także na zawartość radiowęglu, wykazując odpowiednio następujące wartości:  $34,2 \pm 1,0$  pmc dla  $^{14}\text{C}$  i  $-10,3\%$  dla  $\delta^{13}\text{C}$  oraz  $26,1 \pm 1,0$  pmc dla  $^{14}\text{C}$  i  $-9,1\%$  dla  $\delta^{13}\text{C}$ . Wiek  $^{14}\text{C}$  obliczony modelem tłokowym (Zuber i in., red., 2007) wynosi odpowiednio 1500 i 2800 lat, co w połączeniu ze stężeniami trytu, wynoszącymi odpowiednio 4,0 i 2,8 TU, sugeruje, że średni wiek wód wynosi kilkaset lat, z obecnością domieszki wody zasilanej już po rozpoczęciu prób termojądrowych w atmosferze, czyli po 1952 r. Powyższe wyniki oznaczają, że wody w tych dwóch otworach są znacznie starsze niż wody monitorowanych źródeł.

## ZASOBY ZWYKŁYCH WÓD PODZIEMNYCH

Wody zawarte w osadach czwartorzędowych eksploatowane są studniami wierconymi i kopanymi. Natomiast wody utworów fliszowych i eocenu węglanowego, rozpatrywane go wspólnie z utworami mezozoiku i krystaliniku tatrzańskiego, eksploatowane są także z licznych źródeł.

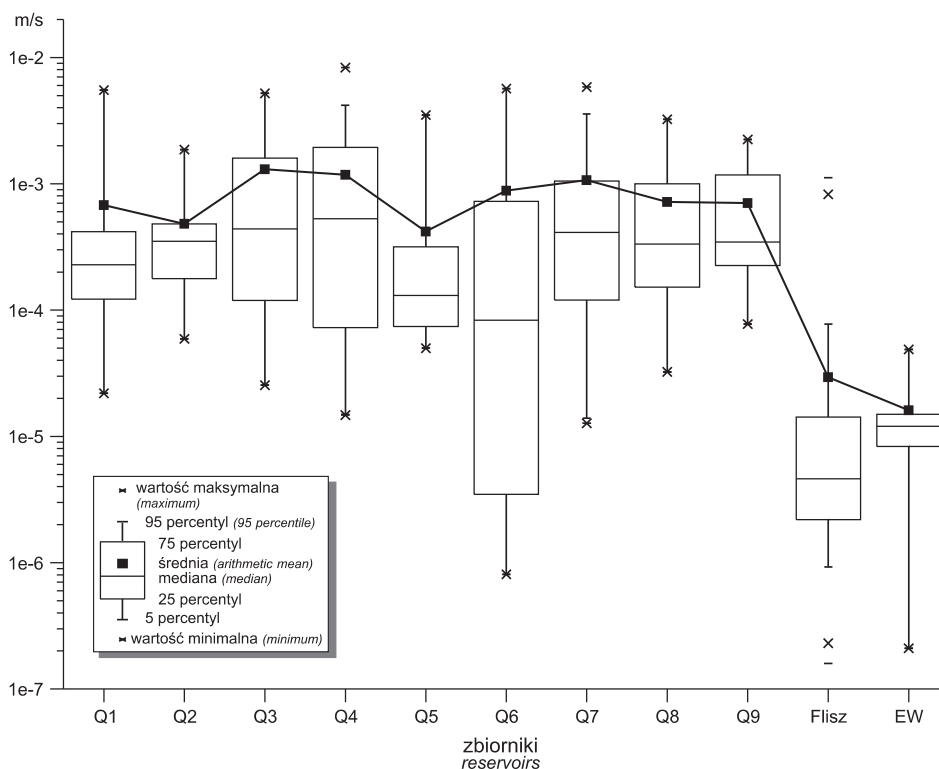
Zasoby wód podziemnych zależą w znacznym stopniu od współczynnika przewodności warstwy wodonośnej ( $T = k \cdot h$ , gdzie  $k$  jest współczynnikiem filtracji, a  $h$  miąższością warstwy) i wielkości zasilania. Wartości współczynników filtracji utworów czwartorzędowych, fliszu i eocenu węglanowego (zał. 1, 2) zostały pokazane w układzie *box-plots* na figurze 20. Wykresy potwierdzają bardzo szeroki rozrzut współczynników filtracji w poszczególnych zbiornikach i, zgodnie z oczekiwaniami, rozkłady wartości znacznie odbiegające od rozkładów normalnych. Należy przy tym pamiętać, że wiele studni wierconych i kopanych okazuje się suchymi i często nie są one ujęte w dokumentacjach, co może powodować zawyżenie obliczanych średnich wartości współczynników filtracji.

W zbiornikach czwartorzędowych średnie wartości współczynnika filtracji dochodzą do  $10^{-3}$  m/s, we fliszowych średnia wartość wynosi ok.  $3 \cdot 10^{-5}$  m/s, a w utworach eocenu węglanowego i mezozoiku tatrzańskiego nawet nieco mniej niż w utworach fliszowych. Szczególnie duży rozrzut wartości współczynników filtracji wykazuje zbiornik Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, co jest związane z silnym zróżnicowaniem przestrzennym osadów tego zbiornika. To zróżnicowanie jest znacznie większe niż w innych zbiornikach, gdyż tworzył się on od początku plejstocenu do czasów współczesnych.

Wartości zasobów eksploatacyjnych poszczególnych ujęć wód utworów czwartorzędowych, fliszu i eocenu węglanowego zostały pokazane w układzie *box-plots* na figurze 21. Widoczne jest stosunkowo małe zróżnicowanie średnich wartości zasobów dla zbiorników czwartorzędowych (ok.  $10 \text{ m}^3/\text{h}$ ), z wyjątkiem zbiornika Białej Tarnowskiej (ok.  $5 \text{ m}^3/\text{h}$ ) i zbiornika górnej Wisły (ok.  $35 \text{ m}^3/\text{h}$ ). Najniższe średnie wartości zasobów eksploatacyjnych poszczególnych ujęć występują we fliszu (ok.  $2 \text{ m}^3/\text{h}$ ); w eocenie węglanowym wynoszą one ponad  $20 \text{ m}^3/\text{h}$ , co jest głównie związane ze znacznie większą miąższością warstw wodonośnych w tym zbiorniku w porównaniu z innymi zbiornikami.

Suma zasobów dyspozycyjnych zbiorników czwartorzędowych wynosi ok. 151 tys.  $\text{m}^3/\text{d}$ , przy średnim module  $2,25 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ , a całego fliszu ok. 285 tys.  $\text{m}^3/\text{d}$  (w tym 72 tys.  $\text{m}^3/\text{d}$  w zbiornikach i 213 tys.  $\text{m}^3/\text{d}$  na pozostałym obszarze fliszu), przy średnim module zbiorników i całego fliszu wynoszącym ok.  $0,37 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$  (tab. 7).

Przy opracowywaniu GZWP i arkuszy MhP moduły zasobów odnawialnych zbiorników określono na podstawie średniej wieloletniej odpływów ze zlewni na rozpatrywanym obszarze. Tak obliczone wartości obarczone są niepewnością związaną z trudnością wydzielenia składowej podziemnej z całego spływu. I tak, moduły zasobów dyspozycyjnych zbiorników czwartorzędowych i eocenu węglanowego przy-

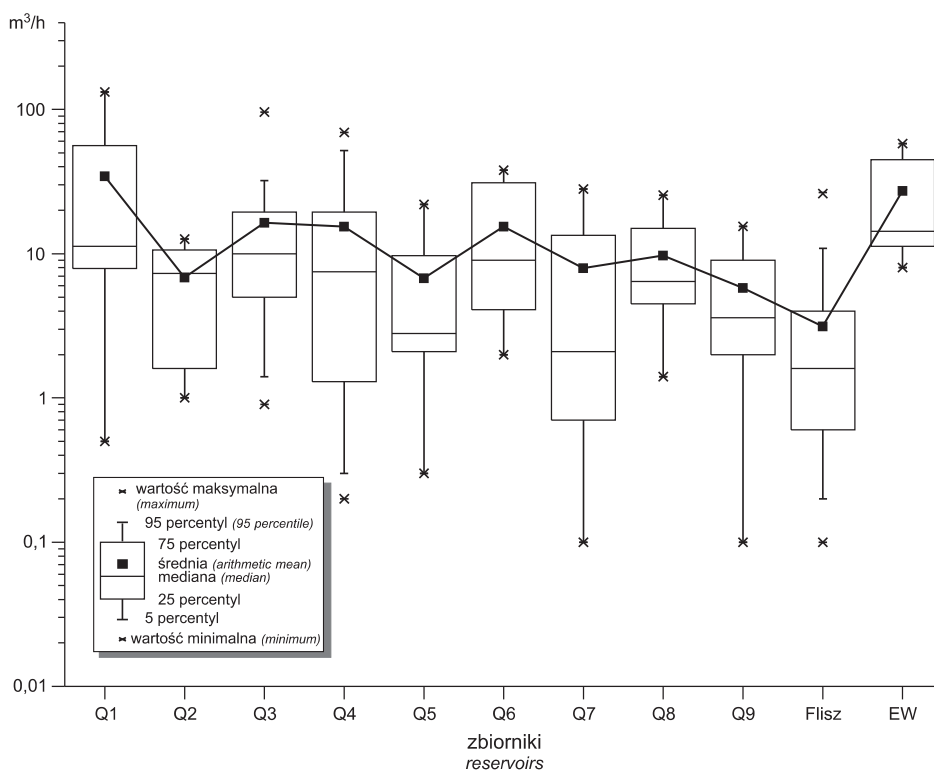


**Fig. 20. Wartości współczynników filtracji określone dla poszczególnych zbiorników czwartorzędowych, całego fliszu i eocenu węglanowego w układzie box-plots (dane wg zał. 1)**

Zbiorniki: Q1 – górnej Wisły, Q2 – Białej, Q3 – Soły, Q4 – Skawy, Q5 – Raby, Q6 – Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, Q7 – Kotliny Sądeckiej, Q8 – Kotliny Zakliczyńskiej, Q9 – Białej Tarnowskiej, Flisz – cały flisz, EW – eocen węglanowy, mezozoik i krystalinik tatrzański

Hydraulic conductivity values measured in wells of Quaternary, flysch and carbonate Eocene reservoirs presented as box-plots (based on data given in Appendix 1)

Reservoirs: Q1 – upper Vistula River, Q2 – Biała River, Q3 – Soła River, Q4 – Skawa River, Q5 – Raba River, Q6 – Orawa–Nowy Targ Basin, Q7 – Nowy Sącz Basin, Q8 – Zakliczyn Basin, Q9 – Biała Tarnowska, Flisz – whole flysch, EW – carbonate Eocene, Mesozoic and Tatric crystalline core



**Fig. 21. Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne pojedynczych ujęć zbiorników czwartorzędowych, całego fliszu i eocenu węglanowego w układzie box-plots (dane wg zał. 1)**

Objaśnienia jak na fig. 20

Water resources for individual wells of Quaternary, flysch and carbonate Eocene reservoirs presented as box-plots (based on data given in Appendix 1)

For explanations see Fig. 20

jęto jako 50% zasobów odnawialnych, a zbiorników fliszowych jako 25%. Tak ustalona metodyka ujednoczonych obliczeń również wnosi dodatkowe niepewności. Mimo tych ograniczeń, obliczone moduły i zasoby dyspozycyjne poszczególnych zbiorników (moduł  $\times$  powierzchnia) podane w tabeli 6 można uważać za najlepsze przybliżenie w obecnym stadium rozpoznania. Należy jednak pamiętać, że zbiorniki czwartorzędowe usytuowane w dolinach rzecznych za-

silane są także z utworów fliszowych, zarówno przez dopływy poziome jak i ascenzyjne (fig. 22). Linie przepływu wód na tym rysunku niekoniecznie są zgodne z uwarstwieniem skał, gdyż przepuszczalność utworów fliszowych oraz wielkość i głębokość infiltracji wód opadowych zależą głównie od miąższości strefy spękań, sięgającej zazwyczaj od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów.

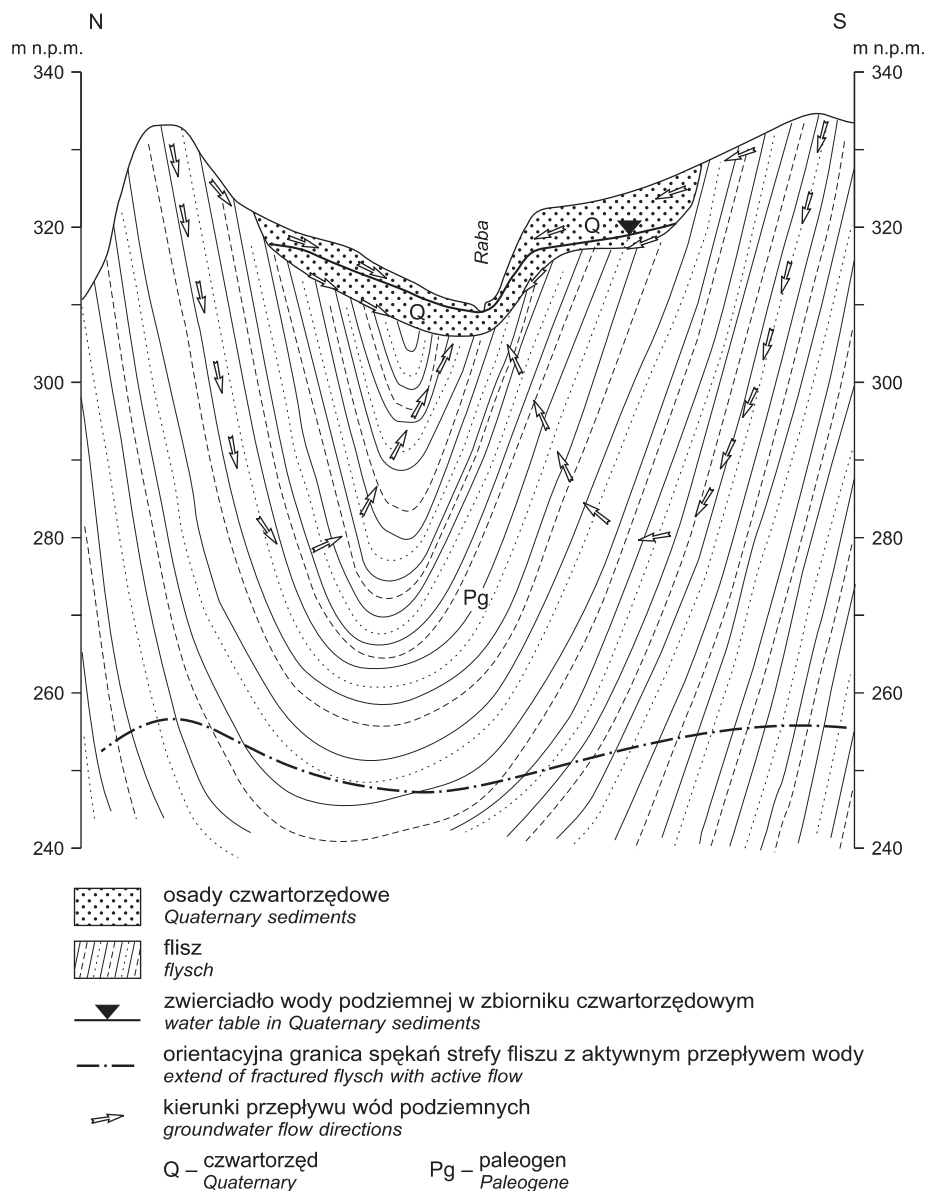
Tabela 7

**Wybrane parametry zbiorników wód podziemnych  
(wg Kleczkowskiego red., 1990 ze zmianami)**

Selected parameters of groundwater bodies  
(after Kleczkowski ed., 1990, modified)

Nazwa i numer zbiornika	Powierzchnia zbiornika [km <sup>2</sup> ]	Średnia miąższość warstwy wodonośnej [m]	Szacowane zasoby dyspozycyjne [tys. m <sup>3</sup> /d]	Moduł zasobów dyspozycyjnych [dm <sup>3</sup> /s km <sup>2</sup> ]
<b>Zbiorniki czwartorzędowe</b>				
Górna Wisła, 347	97,5	7,8	12,8	1,5
Biała, 448	16,1	4,0	2,2	1,6
Soła, 446	85,8	3,8	11,1	1,5
Skawa, 444	58,5	3,6	11,2	2,2
Raba, 443	44,9	3,3	8,8	2,3
Kotl. Orawsko-Nowotarska, 440	226,3	12,2	69,4	3,5
Kotlina Sądecka, 437	106,3	4,1	27,1	2,9
Kotlina Zakliczyńska, 435	53,2	5,0	13,6	3,0
Biała Tarnowska, 434	44,8	6,4	5,8	1,5
Suma	773	–	150,8	–
<b>Zbiorniki fliszowe</b>				
Warstwy Godula (Beskid Śl.), 348	410	brak danych	8,5	0,24
Warstwy Istebna (Ciężkowice), 436	119	jw.	3,5	0,34
Warstwy Magura (N. Sącz), 438	250	jw.	5,0	0,23
Warstwy Magura (Gorce), 439	450	jw.	23,0	0,59
Warstwy Magura (Babia Góra), 445	736	jw.	23,5	0,36
Warstwy Godula (Beskid M.), 447	256	jw.	8,0	0,36
Suma	2248	ok. 15	71,5	–
<b>Flisz poza zbiornikami</b>				
	6571	ok. 15	213	0,25–0,50
<b>Eocen węglanowy</b>				
Zbiornik Zakopane, 441	145	ok. 100	9,6	0,77





**Fig. 22. Schemat pośredniego zasilania zbiorników czwartorzędowych przez wody utworów fliszowych na przykładzie zbiornika Raby koło Pcimia**

Scheme of indirect recharge of Quaternary aquifers by flysch waters presented on example of the Raba River reservoir near Pcim

Na podstawie interpretacji danych hydrogeologicznych oraz analizy warunków geologiczno-strukturalnych sporządzono mapę rozkładu przestrzennego potencjalnych wydajności studni udostępniających wody pierwszego poziomu użytkowego (fig. 23) oraz mapę modułów zasobów (fig. 24). Obie mapy w przybliżeniu potwierdzają wydzielenia pokazane wcześniej na figurze 9, będąc przydatnymi podczas poszukiwania nowych ujęć wody i prowadzenia właściwej gospodarki wodami podziemnymi całego rozpatrywanego

obszaru. Związane z dolinami rzeczными czwartorzędowe zbiorniki wód podziemnych charakteryzują się najwyższymi wartościami wydajności i modułów zasobów, wynikającymi zarówno z największych wartości współczynników filtracji (fig. 20), jak i z podziemnego dopływu z formacji fliszowych (fig. 22). Niestety, zbiorniki czwartorzędowe związane z dolinami rzeczными są najbardziej podatne na zagrożenia zanieczyszczeniami antropogenicznymi.

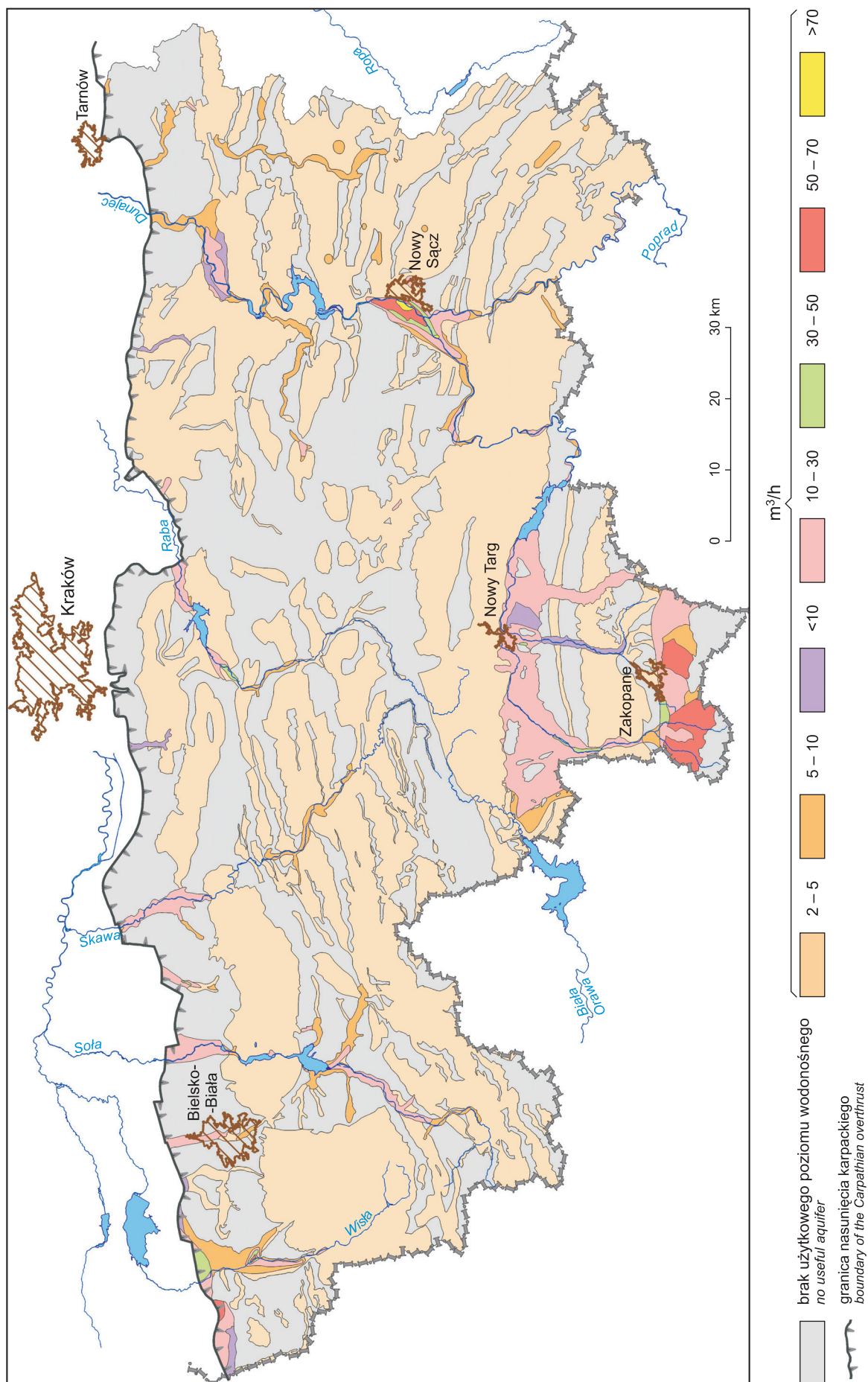


Fig. 23. Mapa potencjalnych wydajności studni (wg Chowańca i in., 2006, na podstawie MhP, 1997–2004)

Map of potential wells discharge (after Chowańca *et al.*, 2006, based on MhP, 1997–2004)

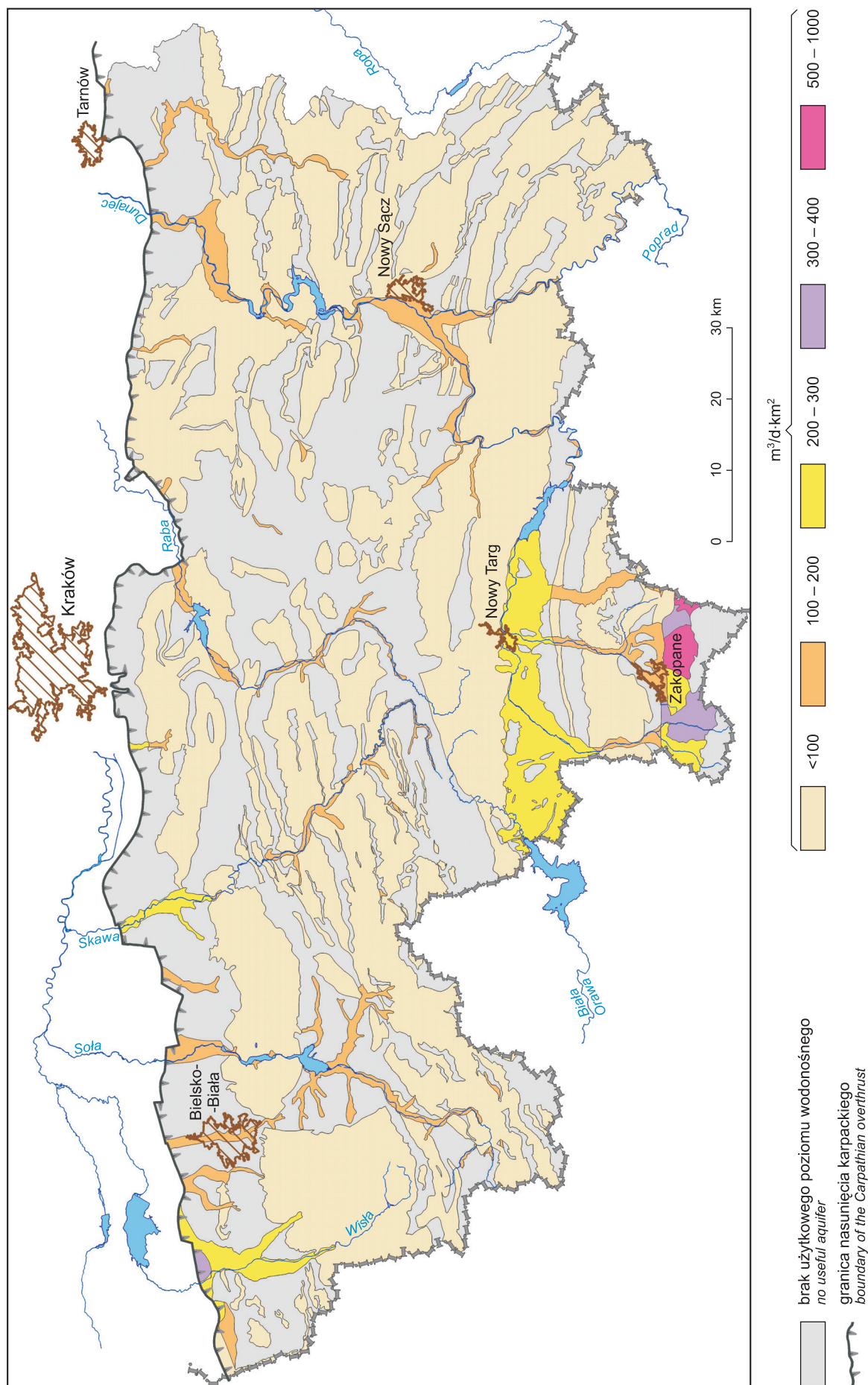


Fig. 24. Mapa modułów zasobów dyspozycyjnych (opracowano na podstawie MhP, 1997–2004)

Map of disposable unit water resources (based on MhP, 1997–2004)



## WODY MINERALNE

GEOLOGIA OBSZARÓW WYSTĘPOWANIA  
WÓD MINERALNYCH

Najczęściej stosowany sposób prezentowania przestrzennego występowania wód mineralnych na obszarze Polski opiera się na regionalnym podziale na jednostki geologiczne i typy hydrochemiczne wód (Paczyński, Płochniewski, 1996; Dowgiało, Paczyński, 2002; Chowaniec i in., 2007b). Nieco bardziej szczegółowy podział zaproponował Węclawik (1991) dla części regionu karpackiego (fig. 25). Strefa cen-

tralna (A) to głównie liczne przypowierzchniowe występowania szczaw zwykłych. Strefa przejściowa (B) to przypowierzchniowe występowania na obszarze Polski szczaw chlorkowych (tzn. szczaw o podwyższonym stężeniu chlorków, bromków i jodków, wskazującym na obecność wody pochodzenia nieinfiltracyjnego). Strefa zewnętrzna (C) to głównie wody słone i solanki występujące w głębokich otworach oraz przypowierzchniowe wody siarczkowe. Można przyjąć, że strefa zewnętrzna rozciąga się także na pozostały obszar rozpatrywany w ramach niniejszej pracy.

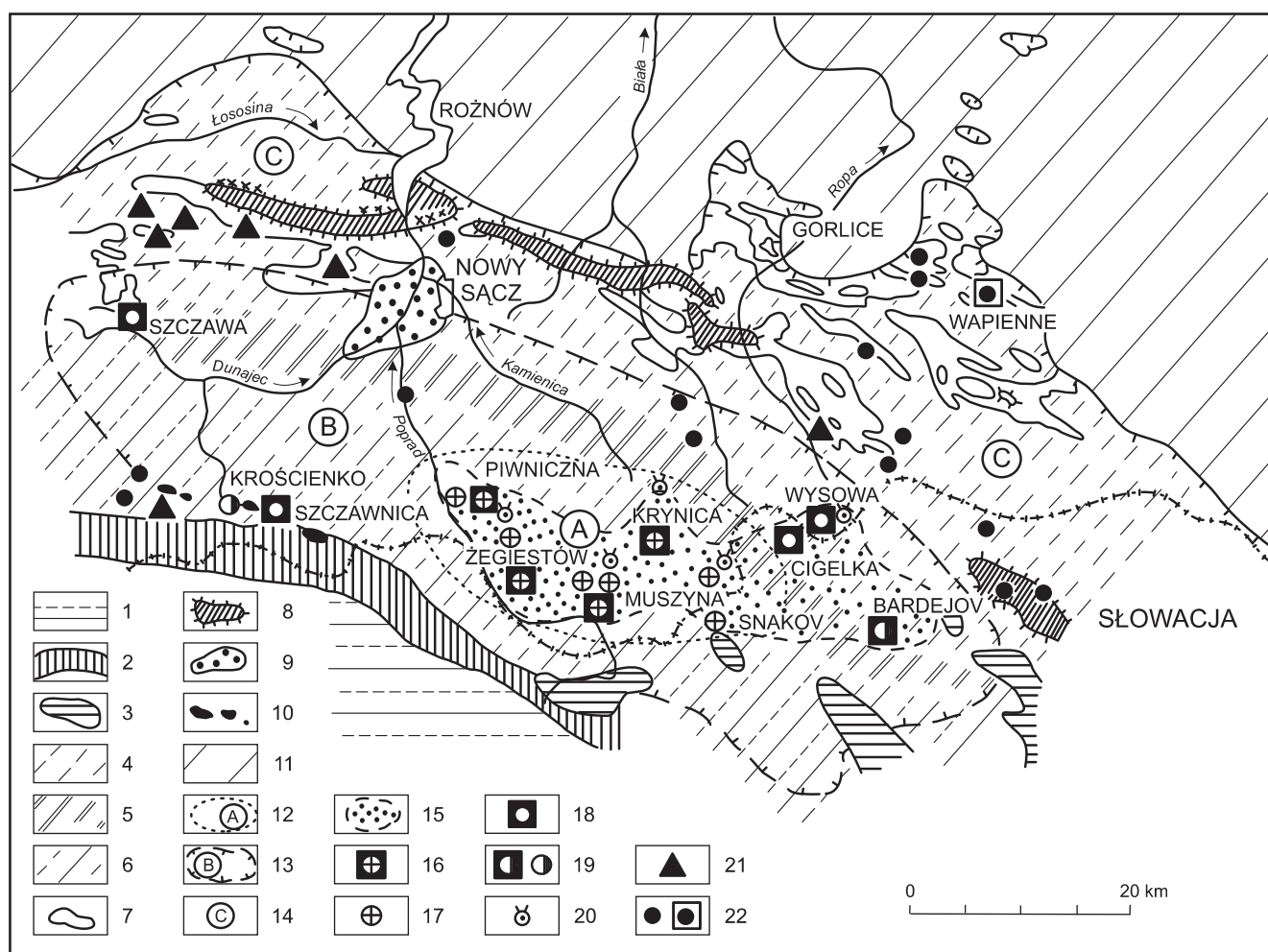


Fig. 25. Mapa typów wód mineralnych (wg Węclawika, 1991)

1 – paleogen Karpat wewnętrznych, 2 – pieniński pas skałkowy, 3 – rychwałdzka seria facjalna, 4 – seria gorlicka, 5 – seria bystrzycka, 6 – seria krynicka, 7 – warstwy inoceramowe, 8 – ważniejsze okna tektoniczne, 9 – miocen Kotliny Sądeckiej, 10 – andezyty, 11 – przedpole płaszczowiny magurskiej, 12 – strefa centralna, 13 – strefa przejściowa, 14 – strefa brzeżna, 15 – obszar obfitych przejawów dwutlenku węgla, 16 – uzdrowiska eksploatujące szczawy, 17 – szczawy nieeksploatowane, 18 – szczawy chlorkowe z siarkowodorem, 19 – szczawy chlorkowe bez siarkowodoru w Bardejowie i Krościenku, 20 – ekshalacje dwutlenku węgla, 21 – ekshalacje metanu, 22 – źródła siarczkowe

Map of different types of mineral water (after Węclawik, 1991)

1 – Paleogene of the Inner Carpathians, 2 – Pieniny Klippen Belt, 3 – Rychwałd Series, 4 – Gorlice Series, 5 – Bystrzyca Series, 6 – Krynica Series, 7 – Inoceramus Beds, 8 – important tectonic windows, 9 – Miocene of Nowy Sącz Basin, 10 – andesites, 11 – foredeep of Magura Nappe, 12 – central zone, 13 – intermediate zone, 14 – boundary zone, 15 – rich occurrences of carbon dioxide, 16 – spas exploiting carbonated waters, 17 – unexploited carbonated waters, 18 – chloride carbonated waters with hydrogen sulphide, 19 – chloride carbonated waters without hydrogen sulphide in Bardejov and Krościenko, 20 – carbon dioxide exhalations, 21 – methane exhalations, 22 – sulphur springs



Pomijając strefę wód słodkich i akratepogów, tzn. wód o mineralizacji do  $1\text{g/dm}^3$  (Kleczkowski, 1979), wody mineralne występują w trzech strefach hydrochemicznych: górnej, środkowej i dolnej (Pazdro, Kozerski, 1990). Strefa górna charakteryzuje się wodami młodymi w sensie geologicznym, o intensywnej wymianie wód pochodzenia infiltracyjnego, gdzie mineralizacja powstaje głównie wskutek rozpuszczania skał. Strefa środkowa zawiera wody infiltracyjne o bardzo powolnej wymianie oraz wody kopalne infiltracyjne i sedymentacyjne. Strefa dolna to wody sedymentacyjne i kopalne infiltracyjne, całkowicie odseparowane od wód infiltracyjnych aktywnej cyrkulacji.

Dla polskich Karpat Zachodnich Michalik (1973) przyjął, że ze względu na ograniczoną miąższość płaszczowin fliszowych występują w nich jedynie dwie pierwsze strefy wód mineralnych. Brak jest dolnej strefy zawierającej wody sedymentacyjne, które mogą jednak występować w utworach podłoża fliszu.

Stosowanie typowych pojęć stref hydrochemicznych zależnych od głębokości nie wydaje się jednak uzasadnione w przypadku Karpat fliszowych, gdzie wskutek ascenzji występują liczne powierzchniowe i przypowierzchniowe przejawy zasolonych wód nieinfiltracyjnych o wysokiej mineralizacji.

Spośród różnych podziałów wód mineralnych zastosowanych przez Franko i in. (1975) do wód Karpat Zachodnich Michalik i Dobosz (1982) przyjęli podział uwarunkowań występowania wód mineralnych według struktur hydrogeologicznych, który jest bardziej logiczny i użyteczny od podziałów wymienionych powyżej. Według tego podziału wody mineralne występują w hydrogeostrukturalnych zamkniętych (zakrytych), półzamkniętych (półzakrytych), półotwartych i otwartych. Wody ze struktur zamkniętych nie wydostają się w pobliże powierzchni, gdyż są całkowicie odseparowane od kontaktu z wodami współczesnego cyklu hydrogeologicznego. Wody ze struktur półzamkniętych mogą wędrować wzdłuż głębokich stref uskokowych do/lub w pobliże powierzchni. Struktury półotwarte powstają szczególnie łatwo w strefach antyklinalnych, gdzie dzięki spękanom i ułatwionemu wietrzeniu wody atmosferyczne mogą mieszać się z wodami głębszych stref. Strefy otwarte to obszary wyłącznej cyrkulacji współczesnych wód atmosferycznych.

Wody mineralne występują na całym obszarze badań z wyjątkiem Tatr, gdzie wskutek szybkich przepływów i braku  $\text{CO}_2$  pochodzenia węgelnego nie zachodzi szybki wzrost mineralizacji wód. Niektóre wody termalne niecki podhalańskiej wchodzi w zakres definicji wód mineralnych, ale ze względu na sposób ich wykorzystywania zostały omówione w rozdziale dotyczącym wód termalnych.

Szczególnie obfite i zróżnicowane występowanie wód mineralnych obserwuje się na całym obszarze Karpat zewnętrznych. W podłożu fliszu są to solanki występujące w piaskach pylastych sedymentów badenu i w skrasowiałych wapieniach dewonu. Na większych głębokościach w kompleksach piaskowcowo-lupkowych fliszu występują wody słone i solanki. Wykorzystując strefy uskokowe mogą one ascenzyjnie dopływać do powierzchni, gdzie w przypadku mie-

szania się z wodami infiltracyjnymi ulegają rozcieńczeniu. Liczne strefy uskokowe, będące rezultatem fałdowania i wypiętrzania Karpat fliszowych, stwarzają także warunki do tworzenia się szczaw w kompleksach piaskowcowo-lupkowych w przypadkach dopływu węgelnego  $\text{CO}_2$ . Wynikająca z tektoniki skomplikowana budowa geologiczna Karpat fliszowych powoduje, że bardzo często wiercenia poszukujące wód zwykłych wykrywają wody mineralne i na odwrót.

Adaptując i modyfikując dla celów niniejszej pracy podział wód mineralnych wprowadzony przez Franko i in. (1975), można przyjąć, że solanki podłoża i solanki fliszu, dostępne jedynie za pomocą głębokich wierceń, są wodami hydrogeostrukturalnymi zamkniętymi. Natomiast solanki fliszu wędrujące do powierzchni lub w jej pobliżu wzdłuż stref uskokowych i nie podlegające mieszanemu się z wodami infiltracyjnymi są wodami strukturalnymi półzamkniętymi. Jednak te same solanki miesząc się z wodami infiltracyjnymi uzyskują przynależność do strukturalnej półotwartej. Do takich struktur należą rozpatrywane dalej solanki i szczawy chlorkowe, zawierające wodę infiltracyjną. Szczawy zwykłe, tworzone przez współczesne wody infiltracyjne i większość wód siarczkowych, występują w strukturach otwartych. Jednak takie wody, będące rezultatem mieszanego się wody współczesnej z wyraźnie starszą wodą infiltracyjną (np. wieku glacialnego), można, w zależności od potrzeby, zaliczyć albo do strukturalnej otwartej, albo do strukturalnej półotwartej.

Obecnie nowoczesne metody analityczne pozwalają na dokładniejsze rozpoznanie poszczególnych stref wymiany wody poprzez analizy składu izotopowego tlenu i wodoru oraz wyznaczanie wieku za pomocą różnych znaczników środowiskowych. Szczegółowe omówienie metod znacznikowych zawarte jest w pracy pod redakcją Zuberka i in. (2007), ale warto przypomnieć, że w przypadku szczaw jedyną dostępną metodą datowania jest metoda trytowa, pozwalająca określać wiek wód bardzo młodych, współczesnych. Inne metody, a zwłaszcza radiowęglowa ( $^{14}\text{C}$ ) i helowa ( $^4\text{He}$ ), zawodzą wskutek dopływu węgelnego  $\text{CO}_2$ . Obie wymienione metody są również zawodne w przypadku składowej infiltracyjnej niektórych solanek, szczególnie w przypadkach znaczących obecności innych gazów, jak np. metanu.

W dalszych rozdziałach wody mineralne podzielone są według głównych rodzajów chemicznych z wykazaniem, że rodzaje te zależne są od genezy i wieku wody, wiążąc się również z podziałami hydrogeostrukturalnymi.

### Szczawy zwykłe

Na obszarze Karpat szczawy dzieli się na zwykłe i chlorkowe (Świdziński, 1972). Powierzchniowe przejawy obu typów szczaw występują jedynie na obszarach z obfitym dopływem  $\text{CO}_2$  pochodzenia węgelnego. Strefy uskokowe stanowią szczególnie sprzyjające warunki dla wietrzenia skał i utworzenia się niektórych dolin rzecznych, takich jak dolina Popradu i doliny niektórych jego dopływów, na przykład w rejonie Krynicy, Złockiego i Tylicza. Liczne spękania w strefach uskokowych sprzyjają zarówno głębokiej penetracji wód infiltracyjnych, jak i migracji węgelnego  $\text{CO}_2$  ku

Tabela 8

**Wybrane parametry hydrogeologiczne niektórych ujęć szczaw obszaru badań  
(zestawione wg Pilicha i in., 1979)**

Selected hydrogeological parameters of some carbonated waters in the study area  
(compared after Pilich *et al.*, 1979)

Miejscowość, ujęcie	Głęb. otworu [m]	Stratygrafia, litologia	Zasoby [m <sup>3</sup> /h]	Depresja [m]	Temp. [°C]
<b>Szczawy zwykłe</b>					
Krynica, Jan	2,0	utwory tarasowe	1,50	wypływ	7,6
Krynica, Zdrój Główny	3,1	utwory tarasowe	1,50	wypływ	9,3
Krynica, Miecz.	57	brak danych	0,33	4,2	8,5
Kryn., Slotwinka	2,50	nanosy rzeczno-zwietrzelinowe	0,24	wypływ	6,5
Krynica, K-10	425	eocen, piaskowce i łupki magurskie	1,80	9,0	8,2
Muszyna, Milusia	171	eocen, piaskowce i łupki podmagurskie	1,70	35	10,1
Muszyna, Antoni	120	eocen, piaskowce i łupki podmagurskie	1,80	wypływ	9,0
Złockie, Z-I	165	paleocen, warstwy beloweskie, piaskowce i łupki	0,12	55	9,5
Złockie, Z-II	150	paleocen, warstwy beloweskie, piaskowce i łupki	0,77	73	9,0
Złockie, Z-III	70	paleocen, warstwy beloweskie, piaskowce i łupki	0,95	30	10,0
Żegiestów, Anna	1,2	warstwy magurskie	0,60	wypływ	8,4
Żegiestów II	300	piaskowce i łupki podmagur.	2,50	25	9,5
Piwniczna, P-1	123	piaskowce i łupki podmagur.	1,69	61	9,5
Piwniczna, P-2	117	piaskowce i łupki podmagur.	3,60	23,5	10,5
<b>Szczawy chlorkowe</b>					
Szczawa, odw. II	100	oligocen, warstwy krośnieńskie, piaskowce i iłolupki	0,20	34	12
Szczawa, odw. I	32	paleocen, warstwy przejściowe, łupki i piaskowce	0,68	14,2	12
Szczawa, Krystyna	5	piaskowce krośnieńskie	0,14	2,80	
Szczawnica, Magdalena	3,45	wypływ z andezytu	0,0006	wypływ	16
Szczawnica, Stefan II	1,1	warstwy szczawnickie, piaskowce	0,004	0,20	
<b>Szczawy chlorkowe typu zuber</b>					
Krynica, Z-I	810	warstwy beloweskie, piaskowce	0,12	wypływ z gazem	8,5
Krynica, Z-III	936	warstwy beloweskie, piaskowce	0,12	jw.	10,5
Złockie, Z-VI	299	warstwy beloweskie, piaskowce	0,13	97,5	10,0
Złockie, Z-IX	400	kreda, piaskowce drobnziarniste	0,23	143	9,0

powierzchni, co jest czynnikiem decydującym w tworzeniu się szczaw, zwłaszcza w strefach aktywnej wymiany wody.

W przeszłości istniały różne poglądy na genezę obfitych występowań CO<sub>2</sub>, biorącego udział w tworzeniu się szczaw. W drugiej połowie ubiegłego wieku ogólnie przyjęty był pogląd Świdzińskiego (1965, 1972) o wulkanicznym pochodzeniu tego gazu, z płaszcza Ziemi. Pogląd ten częściowo potwierdzały badania izotopowe, sugerujące magmowe pochodzenie CO<sub>2</sub> w rejonie andezytów szczawnickich (Lis, Hałas, 1980). Jednak bardziej szczegółowe badania składu izotopowego węgla w CO<sub>2</sub> wykazały jego pochodzenie me-

tamorficzne, zwłaszcza nie ulegające wątpliwości w rejonie Krynicy (Leśniak, 1985, 1998; Duliński, 1999). Taki punkt widzenia w dalszym ciągu jest pomijany przez niektórych autorów, szczególnie w odniesieniu do Szczawnicy i Krościenka (np. Humnicki, 2007). Również badania składu izotopowego helu wykazały bardzo mały udział magmowego helu i to tylko w niektórych szczawach (Leśniak i in., 1997), co również zaprzecza hipotezie magmowego pochodzenia CO<sub>2</sub>, z którym magmowy hel powinien razem wędrować. Z badań izotopowych wynika więc, że szczawy polskich Karpat formowane są na obszarach metamorfizmu skał węglanowych,

zachodzącego w głębokim podłożu fliszu, a powstający dwutlenek węgla wędruje do powierzchni dzięki strefom uskoko- wym. Przypowierzchniowe przejawy występowania szczaw zwykłych znane są w wielu miejscowościach usytuowanych wzdłuż doliny Popradu i jego dopływów, a także w otworach w Krynicy, Tyliczu, Muszynie, Złockiem, Żegiestowie, Łomnicy, Głębokiem i Piwnicznej. Liczne wiercenia wykazały także występowanie szczaw w innych miejscowościach, np. Leluchów, Powroźnik, Jastrzębik, Milik, Andrzejówka, Wierchomla i Zubrzyk. Do szczaw zwykłych można również zaliczyć wody mineralne występujące w rejonach szczaw chlor- kowych, jeżeli domieszka wody zawierającej chlorki jest po- minalna ze względów praktycznych.

Przejawy szczaw zwykłych najczęściej związane są z róż- nymi kompleksami piaskowcowo-łupkowymi warstw ma- gurskich, podmagurskich i belowskich (tab. 8). W ostatnich latach wykonywane są liczne otwory w celu uzyskania wód mineralnych, a ich dokumentowanie prowadzi do zmian w na- zewnictwie i przyporządkowaniu poszczególnym formacjom (Oszczypko i in., 1999; Oszczypko, 2004; Oszczypko, Zu- chiewicz, 2007).

### Szczawy chlorkowe

Przypowierzchniowe występowania szczaw chlorkowych znane są od wielu lat w Szczawie, Szczawnicy i Krościenku. W niektórych głębokich (kilkaset metrów) otworach Kryni- cy i Złockiego stwierdzono występowanie specyficznych szczaw chlorkowych zwanych zuberami (tab. 8). Przypo- wierzchniowe występowania szczaw chlorkowych związane są z obszarami płytkiej penetracji wód infiltracyjnych, wyni- kającej z niewielkiej przepuszczalności utworów fliszowych i ascenzyjnego dopływu wód nieinfiltracyjnych.

W przypadku szczaw chlorkowych Szczawnicy i Kroś- cienka ich geneza była zazwyczaj wiązana z intruzjami an- dezytowymi. Jednak skład chemiczny tych szczaw nie wska- zuje na ich formowanie się w warunkach istotnego oddzia- ływania wody z andezytami (Leśniak, 1998), a same intruzje andezytowe są przypuszczalnie porwakami (Oszczypko, Zu- ber, 2002). Ta hipoteza jest zgodna z niepublikowanymi re- zultatami badań magnetycznych, które wykazały brak istnie- nia korzeni intruzji andezytowych (S. Małozzewski – infor- macja ustna). Przejawy szczaw chlorkowych w Krościenku to jedynie kilka źródeł o bardzo małej wydajności i stosun- kowo niskiej mineralizacji (np. Ciężkowski i in., 1996; Jó- zefko, 1998).

Wymienione w tabeli 8 przykłady przypowierzchniowe- go występowania szczaw chlorkowych związane są z ascen- zyjnym dopływem wód nieinfiltracyjnych, mieszających się blisko powierzchni z wodami infiltracyjnymi. Proporcje mie- szających się wód są bardzo zróżnicowane w poszczegól- nych ujęciach, od kilku do blisko 100% (np. 90–100% w uję- ciu Magdalena w Szczawnicy), a często również bardzo zmienne (Leśniak, 1980; Zuber, Grabczak, 1985). Wydatki dopływów ascenzyjnych z dużych głębokości są zazwyczaj bardzo ograniczone (ok. 1 dm<sup>3</sup>/min), co oczywiście oznacza,

że w rejonach ich przypowierzchniowego występowania nie należy oczekiwać pozyskania znaczących zasobów wód mi- neralnych poprzez głębokie wiercenia.

### Wody siarczkowe

W Karpatach fliszowych występują liczne źródła wód siarczkowych, które były badane i opisywane przez wielu autorów (np. Birkenmajer, 1956; Macioszczyk, 1959; Osz- czypko, 1963; Michalik, Dobosz, 1982; Chowaniec, 1989; Rajchel, 2000). Większość autorów wiąże genezę H<sub>2</sub>S w tych źródłach z powszechną obecnością rozproszonych pirytów i sporadycznie gipsów w połączeniu z działalnością bakterii związanych z bituminami, występującymi licznie zwłaszcza w serii podmagurskiej. Nieliczni autorzy uważali niektóre wody siarkowodorowe za mające genezę wgłębną, związaną z wodami chlorkowo-sodowymi oraz obecnością metanu (Ma- cioszczyk, 1959; Michalik, 1973; Michalik, Dobosz, 1982).

W tabeli 9 przytoczono parametry siedmiu zbadanych izotopowo źródeł, charakteryzujących się stałymi wydatka- mi i temperaturami. Wiek wód, objętości, a zwłaszcza współczynniki filtracji obarczone są znacznymi niepewnoś- ciami, które w przypadku współczynników filtracji zależne są również od oszacowanych wartości spadków hydraulicz- nych i całkowitych współczynników porowatości. Stałość temperatury i wydajności oraz stosunkowo znaczne wartości wieku wód oznaczają wolny przepływ wody, penetrującej przypuszczalnie głębiej niż wody zwykle drenowane przez źródła.

**Tabela 9**

#### Wybrane parametry hydrogeologiczne ważniejszych źródeł siarczkowych obszaru badań (wg Rajchel i in., 2005)

Selected hydrogeological parameters of the most important sulphur springs in the study area (after Rajchel *et al.*, 2005)

Źródło	Temp. wody [°C]	Wiek [lata]	Wydajność [10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup> /rok]	Wsp. filtr. [10 <sup>-6</sup> m/s]	Obj. wody [10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> ]
Jacek, Lipnica Wielka	8,9	83	10,5	14	0,9
Siary, Lipnica Wielka	10,0	95	5,3	0,9	0,5
Wawrzyniec, Lipnica Mała	7,6	300	4,7	0,03	4,7
Bachledów, Szaflary	9,6	90	1,0	48	1,0
Katarzyna, Rytro	10,4	84	0,53	0,56	0,04
Jacek, Polichty	7,6	45	1,0	1,8	0,05
Paweł, Polichty	7,4	45	5,3	2,2	0,24

Wydajności podano w 10<sup>3</sup> m<sup>3</sup>/rok dla dogodniejszego przedstawienia objętości wody w drenowanym systemie (objętość = wiek × wydatek). Współczynniki filtracji oszacowane dla przyjętej porowatości całkowitej  $n = 0,05$  ze wzoru podanego w uwagach do tabeli 6

### Wody zasolone i solanki utworów fliszowych i ich podłoża

Przypowierzchniowe występowania wód zasolonych i solanek związanych z utworami fliszu znane są z Soli, Rabki, Sidziny, Bieśnika i Słonej oraz według Michalika i Dobosza (1982) również z kilku innych miejscowości, a głębsze występowania – z utworów usytuowanych w różnych rejonach omawianego obszaru.

Niektóre ujęcia solanek fliszowych charakteryzują się samowypływami, co je wyraźnie odróżnia od solanek podłoża (tab. 10).

Solanki podłoża Karpat, mające znaczenie balneologiczne, związane są z sedymentami morskimi badenu w rejonie Dębowca oraz serią węglanową karbonu dolnego, dewonu górnego i środkowego między Cieszynem a Bielsko-Białą. Solanki w rejonie Dębowca występują w soczewkach piasków pylastych pośród utworów ilastych. Natomiast serię węglanową budują dolomity i wapienie z wkładkami margli i piaskowców o miąższości dochodzącej do ok. 1000 m. Strop tej serii zalega najpłycej w okolicach Bielska-Białej, na głębokości ok. 800 m. Seria węglanowa stanowi zasobny poziom wodonośny pomimo procesów kompaktacji, diagenety, rekrytalizacji i cementacji, prowadzących do zmniejszenia i częściowego wypełnienia szczelin i pustek krasowych, a tym samym do zmniejszenia przepuszczalności górotworu. Solanki stwierdzono między innymi również w Ustroniu Śląskim (uznawane za lecznicze), Jaworzu, Kozach i Kętach.

### HYDROCHEMIA, IZOTOPY I GENEZA WÓD MINERALNYCH

Jak wspomniano, granica między wodami zwykłymi i mineralnymi została przyjęta w Polsce dla mineralizacji  $1 \text{ g/dm}^3$ . Wody zasolone mają stężenia chlorków powyżej  $1 \text{ g/dm}^3$ , wody słonawe ogólną mineralizację między  $3$  i  $10 \text{ g/dm}^3$ , wody słone – między  $10$  i  $35 \text{ g/dm}^3$ , a solanki powyżej  $35 \text{ g/dm}^3$  (Dowgiałło i in. red., 2002).

W tej pracy skład chemiczny wód mineralnych, z wyjątkiem wód siarczkowych charakteryzujących się niską mineralizacją, przedstawiany jest za pomocą formuły Kurlowa (1928), powszechnie stosowanej w Polsce. Zastosowanie tej formuły do prezentowania składu chemicznego wód mineralnych, zwłaszcza wysokozmineralizowanych, jest bardzo wygodne, gdyż pokazuje w przejrzysty sposób ilościowe stosunki między najważniejszymi składnikami chemicznymi wody. Drugim ważnym argumentem za jej użyciem jest istnienie wielu danych archiwalnych jedynie w tej postaci. W niektórych przypadkach podano także składniki niebędące składnikami swoistymi, ale mające znaczenie dla lepszej identyfikacji genezy wody.

W formule Kurlowa zawartości głównych składników wyrażone są w procentach miliwali, mineralizacja (M) w  $\text{g/dm}^3$ , a stężenia składników swoistych (lub innych składników śladowych) w  $\text{mg/dm}^3$  lub w  $\text{g/dm}^3$ . Dysponując pełnym składem chemicznym niektórych badanych wód (np. Jarocka red., 1976), łatwo można się przekonać, że stosunki  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  wyrażone w procentach miliwali są jednak zgodne

Tabela 10

#### Wybrane parametry hydrogeologiczne typowych ujęć solanek fliszu i jego podłoża (zestawione wg danych Pilicha i in., 1979 oraz Porwisza i in., 2002a, b)

Selected parameters of typical brines of the basement and flysch (compared after data of Pilich *et al.*, 1979 and Porwisz *et al.*, 2002a, b)

Miejscowość, ujęcie	Głęb. otworu [m]	Stratygrafia i litologia	Zasoby [ $\text{m}^3/\text{h}$ ]	Depresja [m]	Temp. [ $^{\circ}\text{C}$ ]
<b>Solanki fliszu</b>					
Rabka, Krakus	20	eocen, piaskowce, warstwy hieroglifowe jednostki magurskiej	0,05	16,0	7,5
Rabka, 18	120	eocen, piaskowce, warstwy hieroglifowe jednostki magurskiej	0,06	samowypł.	12,2
Poręba W. IG 1	2002	paleocen, piaskowce i łupki	12	samowypł.	42,0
Sól, Sól-3	526	eocen, warstwy podmenilitowe	30	samowypł.	–
Sól, Sól-5	1071	paleocen, piaskowce	18	samowypł.	38,0
<b>Solanki podłoża fliszu</b>					
Dębowiec, D-2	448	baden, piaski	2,6	63	16
Dębowiec, D-29	450	baden, piaski	0,8	33	15
Jaworze, IG 1	1170–1432	baden, zlepieńce	0,9	375	23
Jaworze, IG 2	1 563	baden i dewon, zlepieńce, wapienie i dolomity	4,0	180	32



(z wystarczającą dokładnością dla określenia genezy) ze stosunkami molowymi ( $rNa^+/rCl^-$ ), co jest pomocne przy szybkim i bezpośrednim określaniu genezy składowej nieinfiltracyjnej w szczawach chlorkowych i solankach fliszowych.

Zamieszczone dane izotopowe pochodzą z publikowanych prac różnych autorów i z kilku dokumentacji. Poza bardzo nielicznymi wyjątkami, zostały wykonane w laboratorium Katedry Fizyki Środowiska Wydziału Fizyki i Informatyki Stosowanej AGH.

Infiltracyjne pochodzenie szczaw zwykłych nigdy nie podlegało wątpliwości, jednak geneza szczaw chlorkowych i solanek występujących w utworach fliszu jest ciągle przedmiotem wielu kontrowersji. W pracy przyjęto i omówiono poglądy wyrażone w pracach Zuber i in. (red., 2007) oraz Chowańca i in. (2007b), pogłębiając i szerzej dokumentując zależność składu chemicznego szczaw zwykłych od ich wieku.

### Szczawy zwykłe

Szczawy zwykłe są młodymi wodami infiltracyjnymi, których składniki chemiczne są wynikiem oddziaływania woda–skała w obfitej obecności  $CO_2$ . W tabeli 11 przedstawiono skład chemiczny wybranych szczaw zwykłych wraz z oszacowanymi okresami geologicznymi zasilania wody obecnie wypływającej w ujęciu, a na figurze 26 pokazano wybrane przykłady ich składu izotopowego. Obserwowany skład izotopowy szczaw zwykłych, układający się wzdłuż światowej linii opadów (WMWL), potwierdza infiltracyjny charakter tych wód. Znaczny rozrzut wartości składu izotopowego szczaw wzdłuż linii opadów wynika głównie z dwóch powodów. Niewątpliwie istotny jest tzw. efekt wysokościowy, który jednak w rejonie badań nie daje dobrego odwzorowania wysokości, przypuszczalnie wskutek dużego zróżnicowania udziału opadów letnich i zimowych w poszczególnych ujęciach (Ciężkowski, Zuber, 1995). Drugim istotnym czynnikiem jest wpływ długookresowych zmian klimatu, a zwłaszcza możliwość występowania wód zasilanych w końcowym etapie ostatniego zlodowacenia, czyli w okresie znacznie chłodniejszym od klimatu holocenu

(Ciężkowski, Zuber, 1997; Różański, Zuber, 2000). W tabeli 10 wody całkowicie współczesne lub z domieszką składowej współczesnej zostały określone na podstawie stężeń trytu. Natomiast wody zasilane w klimacie wyraźnie chłodniejszym od klimatu holocenu, tzn. przypuszczalnie pod koniec ostatniego zlodowacenia, wyróżniono na podstawie składów izotopowych pokazanych na figurze 26. Postulowany wiek glacialny niektórych wód wiąże się z wartościami  $\delta^{18}O$  i  $\delta^2H$  tak silnie ujemnymi, że trudno je przypisać efektowi wysokościowemu (Ciężkowski, Zuber, 1997). Większość tych hipotetycznych wód wieku glacialnego nie charakteryzuje się samowypływami, a niektóre z nich występują w miejscowościach pozbawionych wysokich wyniesień, co raczej wyklucza zasilanie na dużej wysokości. Trudno powiedzieć, gdzie na figurze 26 należy postawić granicę między wodami holocenu i glacialnymi. Dlatego niektóre wody o pośrednich wartościach składu izotopowego zaliczono do grupy wód zawierających zarówno składową holoceniową, jak i glacialną. Należy jednak podkreślić, że nie ma całkowitej pewności odnośnie takiej interpretacji. Jeżeli odrzuci się hipotezę wieku glacialnego i przyjmie zasilanie wód o silnie ujemnych wartościach  $\delta^{18}O$  i  $\delta^2H$  na dużej wysokości, to również otrzymuje się bardzo długie drogi przepływu, czyli również bardzo długie czasy oddziaływania woda–skała, prowadzące do wysokiej mineralizacji. Takie wody występują nie tylko w dolinie Popradu, ale także w dolinach niektórych jego dopływów, jak na przykład w dolinie Muszynianki (otwory IN-1, IN-2 i IN-3) i w dolinie Szczawnika (otwór Z-I). Znacznie większy rozrzut wartości składu izotopowego wód wieku glacialnego niż wód współczesnych jest obserwowany również w innych rejonach Polski. Według Różańskiego i Zuber (2000) wiąże się to ze zróżnicowaniem warunków klimatycznych w końcowych etapach ostatniego zlodowacenia.

Dane zawarte w tabeli 10 pokazują różnorodność typów chemicznych szczaw zwykłych, które można przypisać czasowi przebywania wody (wiekowi) w systemie wodonośnym, zróżnicowanej litologii oraz obfitemu dopływowi  $CO_2$  z większych głębokości. Badania modelowe (Witeczak i in., 2002) i znacznikowe (Zuber i in., 1999) wód mineralnych Krynicy wskazują, że wody o wieku trytytowym od kilku do

**Fig. 26. Wybrane przykłady składu izotopowego szczaw zwykłych w Karpatach fliszowych pokazane na tle światowej linii opadów (WMWL)**

Dane wg Ciężkowskiego i Zuber, 1997 oraz Zuber i in., 1999; otwory: IN-1, IN-2, IN-3 w Muszynie wg Operacz i Józefko, 2000, L-4 w Leluchowie wg Józefko i Operacz, 2000, w Zubrzyku wg I. Józefko, inf. ustna

Isotope composition of selected examples of carbonate waters in flysch Carpathians in relation to the World Meteoric Water Line (WMWL)

Data after Ciężkowski & Zuber, 1997 and Zuber *et al.*, 1999; wells: IN-1, IN-2, IN-3 in Muszyna after Operacz & Józefko, 2000, L-4 in Leluchów after Józefko & Operacz, 2000, in Zubrzyk after I. Józefko, oral inf.

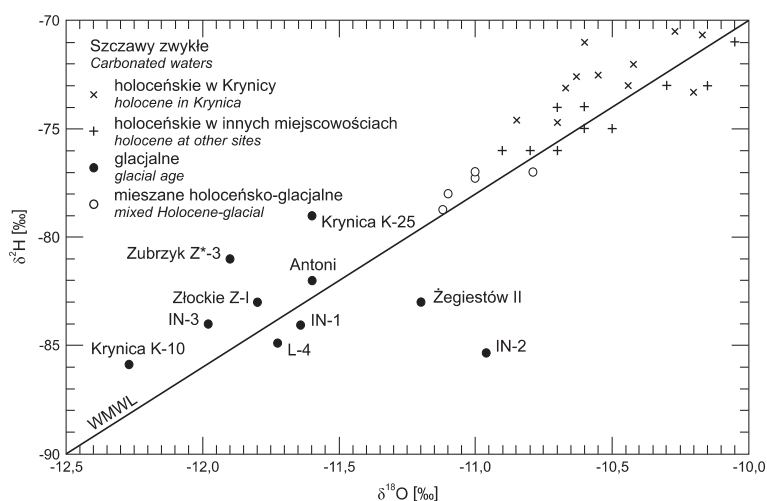


Tabela 11

**Skład chemiczny szcaw zwykłych (wg Jarockiej, 1976; Porwisa i in., 2002a oraz I. Józefko, inf. ustna) oraz oszacowane okresy zasilania**

Chemical composition of common carbonated waters (after data of Jarocka, 1976; Porwiz *et al.*, 2002a and I. Józefko, oral inf.) and estimated periods of recharge

Miejscowość, ujęcie/głęb. w m	Skład chemiczny	Okres zasilania
Krynica, Jan/2,0	$\text{CO}_2^{1,6}\text{Fe}^{0,005}\text{M}^{0,68} \frac{\text{HCO}_3^{73}\text{SO}_4^{20}}{\text{Ca}^{69}\text{Mg}^{21}\text{Na}^7}$	współczesny
Krynica, Zdrój Główny/3,1	$\text{CO}_2^{2,7}\text{M}^{2,3} \frac{\text{HCO}_3^{98}}{\text{Ca}^{76}\text{Mg}^{16}\text{Na}^6}$	współczesny
Krynica, Tadeusz/232	$\text{CO}_2^{2,7}\text{Fe}^{0,071}\text{M}^{3,7} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Ca}^{85}\text{Mg}^8\text{Na}^6}$	holocen (bez współczesnego)
Krynica, Mieczysław/57	$\text{CO}_2^{2,8}\text{HBO}_2^{0,006}\text{M}^{4,5} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Ca}^{39}\text{Na}^{34}\text{Mg}^{24}}$	holocen (w tym też współczesny)
Krynica, Słotwinka/2,5	$\text{CO}_2^{2,8}\text{Fe}^{0,022}\text{M}^{4,2} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Mg}^{46}\text{Na}^{27}\text{Ca}^{23}}$	holocen (w tym też współczesny)
Krynica, K-10/425	$\text{CO}_2^{2,2}\text{Fe}^{0,040}\text{M}^{8,7} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Mg}^{47}\text{Ca}^{41}\text{Na}^{10}}$	koniec zlodowacenia
Muszyna, Milusia/171	$\text{CO}_2^{2,3}\text{Fe}^{0,021}\text{M}^{3,0} \frac{\text{HCO}_3^{95}}{\text{Mg}^{45}\text{Na}^{28}\text{Ca}^{24}}$	współczesny + koniec zlodowacenia
Muszyna, Antoni/120	$\text{CO}_2^{2,4}\text{Fe}^{0,040}\text{HBO}_2^{0,017}\text{M}^{8,7} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Mg}^{47}\text{Ca}^{15}\text{Na}^{12}}$	koniec zlodowacenia
Złockie, Z-I/165	$\text{CO}_2^{2,1}\text{Fe}^{0,007}\text{M}^{7,7} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Mg}^{46}\text{Na}^{32}\text{Ca}^{18}}$	koniec zlodowacenia
Złockie, Z-II/150	$\text{CO}_2^{2,7}\text{Fe}^{0,004}\text{M}^{4,2} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Mg}^{36}\text{Ca}^{36}\text{Na}^{26}}$	współczesny
Złockie, Z-III/70	$\text{CO}_2^{1,4}\text{M}^{2,0} \frac{\text{HCO}_3^{96}}{\text{Ca}^{69}\text{Mg}^{24}\text{Na}^6}$	współczesny
Żegiestów, Anna/1,2	$\text{CO}_2^{2,8}\text{M}^{2,4} \frac{\text{HCO}_3^{98}}{\text{Ca}^{66}\text{Mg}^{30}\text{Na}^2}$	współczesny
Żegiestów, Żegiestów II/300	$\text{CO}_2^{1,8}\text{Fe}^{0,012}\text{HBO}_2^{0,007}\text{M}^{13,6} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Mg}^{56}\text{Na}^{33}\text{Ca}^8}$	koniec zlodowacenia
Piwniczna, P-1/123	$\text{CO}_2^{1,9}\text{M}^{2,7} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Ca}^{49}\text{Mg}^{30}\text{Na}^{19}}$	koniec zlod. + holocen + współczesny
Piwniczna, P-2/117	$\text{CO}_2^{2,6}\text{M}^{3,1} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Ca}^{50}\text{Mg}^{27}\text{Na}^{20}}$	koniec zlod. + holocen + współczesny
Piwniczna, P-5/32	$\text{CO}_2^{2,7}\text{Fe}^{0,01}\text{M}^{2,1} \frac{\text{HCO}_3^{95}}{\text{Ca}^{40}\text{Mg}^{31}\text{Na}^{26}}$	współczesny
Piwniczna, P-6/81	$\text{CO}_2^{1,7}\text{Fe}^{0,010}\text{M}^{2,3} \frac{\text{HCO}_3^{93}}{\text{Ca}^{38}\text{Mg}^{31}\text{Na}^{27}}$	współczesny
Piwniczna, P-7/80, po pogł. 165	$\text{CO}_2^{2,0}\text{HBO}_2^{0,007}\text{Fe}^{0,012}\text{M}^{5,9} \frac{\text{HCO}_3^{98}}{\text{Mg}^{38}\text{Na}^{32}\text{Ca}^{28}}$	koniec zlodowacenia
Zubrzyk, Z-2/115	$\text{CO}_2^{1,6}\text{M}^{2,3} \frac{\text{HCO}_3^{97}}{\text{Ca}^{45}\text{Mg}^{30}\text{Na}^{26}}$	współczesna
Zubrzyk, Z*-3/27	$\text{CO}_2^{1,8}\text{HBO}_2^{0,034}\text{Fe}^{0,012}\text{M}^{12,5} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Na}^{67}\text{Mg}^{27}}$	koniec zlodowacenia

kilkudziesięciu lat są wodami typu  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  i mineralizacji od  $0,7 \text{ g/dm}^3$  (np. szczawa w ujęciu Jan) do ok.  $2,3 \text{ g/dm}^3$  (Zdrój Główny). W starszych wodach wskutek oddziaływania woda–skała następuje zarówno wzrost mineralizacji, jak i zmiana typu chemicznego, gdyż zwiększa się procentowy udział jonów sodu lub magnezu, albo nawet obu tych jonów.

Najstarsza szczawa zwykła rejonu Krynicy występuje w głębokim otworze K-10, pochodząc przypuszczalnie z końca ostatniego zlodowacenia, jak to sugeruje skład izotopowy (fig. 26) i wysoka mineralizacja tej wody zbliżona do  $10 \text{ g/dm}^3$ , z dominacją  $\text{Mg}^{2+}$  wśród kationów (tab. 11). Głębsze wody mineralne Krynicy są szczawami chlorkowymi specjalnego typu, nosząc nazwę zuberów.

Skład izotopowy i chemiczny wód z ujęć Antoni w Muszynie, Złockie Z-1 i Żegiestów II są podobne do obserwo-

wanych w otworze K-10 w Krynicy. Woda w otworze P-2 w Piwnicznej, mimo znaczącego udziału składowej wieku glacialnego sugerowanej przez skład izotopowy, nie ma oczekiwanej wysokiej mineralizacji. Woda ta została zaliczona do wód mieszanych, gdyż zawiera domieszkę wody współczesnej (Zuber i in. red., 2007). Natomiast wysoka mineralizacja i skład chemiczny wody w otworze P-7 w Piwnicznej sugerują jej wiek glacialny, wymagający jednak potwierdzenia analizami izotopowymi.

W ostatnich latach wykonano wiele nowych otworów udostępniających szczawy zwykłe oraz zbadano bardziej szczegółowo wiele źródeł. Z pięciu źródeł wymienionych w tabeli 12, trzy (Zdrój w Tyliczu i dwa źródła w Wierchomli) zawierają najmłodsze wody, jak to można wydedukować ze znacznych stężeń trytu i typu hydrochemicznego o domi-

Tabela 12

**Wybrane przykłady szczaw zwykłych: skład izotopowy i chemiczny oraz stężenia trytu zestawione wg danych Ciężkowskiego i in., 1996 oraz Porwisa i in., 2002a**

Selected examples of common carbonated waters: isotopic and chemical composition as well as tritium contents compiled after Ciężkowski *et al.*, 1996 and Porwicz *et al.*, 2002a

Miejscowość, ujęcie	Data opróbowania	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]	Tryt [TU]	Skład chemiczny
Tylicz, Zdrój Główny	06.06.73	n.m.	n.m.	20±5	$\text{CO}_2^{2,6}\text{M}^{3,0} \frac{\text{HCO}_3^{98}}{\text{Ca}^{67}\text{Mg}^{20}}$
	10.02.94	-10,4	-73	14,6±0,8	
	08.05.95	-10,4	-74	13,9±0,7	
	19.12.95	-10,4	-73	12,5±0,7	
	30.04.96	n.m.	n.m.	13,2±0,7	
	14.09.01	-10,5	-73	8,3±0,6	
Powroźnik, G-1	14.05.99	-10,3	-72	4,2±0,5	$\text{CO}_2^{2,88}\text{M}^{2,57} \frac{\text{HCO}_3^{98}}{\text{Ca}^{83}}$
	23.09.99	-10,0	-69	4,2±0,5	
Powroźnik, G-2A	29.05.01	-11,3	-78	3,6±0,5	$\text{CO}_2^{2,54}\text{M}^{3,37} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Ca}^{51}\text{Na}^{28}\text{Mg}^{19}}$
Powroźnik, G-3	12.11.99	-10,7	-74	3,9±0,6	$\text{CO}_2^{2,61}\text{B}^{0,04}\text{M}^{3,73} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Ca}^{41}\text{Mg}^{37}\text{Na}^{19}}$
	01.06.01	-12,1	-86	0,0±0,5	
Szczawnik, źr. Za Cerkwią	09.12.95	-11,4	-80	4,6±0,5	$\text{CO}_2^{1,9}\text{M}^{2,6} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Na}^{42}\text{Ca}^{33}\text{Mg}^{22}}$
	05.09.01	-11,5	-78	3,5±0,5	
Milik, K-1	19.04.06	-10,63	-75,5	5,7±0,3	$\text{CO}_2^{3,0}\text{Fe}^{0,013}\text{M}^{7,1} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Mg}^{53}\text{Ca}^{38}}$
		-74,8			
Milik, M-2	19.04.06	-11,04	-79,4	2,9±0,3	$\text{CO}_2^{2,0}\text{Fe}^{0,013}\text{M}^{6,6} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Mg}^{50}\text{Ca}^{31}}$
Andrzejówka, A-2	19.04.06	-10,8	-77,0	3,4±0,3	$\text{CO}_2^{1,4}\text{M}^{2,8} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Mg}^{46}\text{Na}^{34}}$
		-77,3			
Wierchomla, źr. Zdrój	16.06.01	-10,9	-76	6,4±0,5	$\text{CO}_2^{2,1}\text{Fe}^{0,021}\text{M}^{2,4} \frac{\text{HCO}_3^{96}}{\text{Ca}^{52}\text{Mg}^{36}}$
	16.03.02	-11,0	-76	n.m.	
Wierchomlanka, źródło	16.06.01	-10,8	-77	7,7±0,5	$\text{CO}_2^{1,9}\text{Fe}^{0,0023}\text{M}^{2,1} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Ca}^{67}\text{Mg}^{21}}$
	16.03.02	-10,8	-75	n.m.	
Głębokie, źr. Kinga 1	08.06.73	-10,7	-76	25±5	$\text{CO}_2^{2,0}\text{B}^{0,002}\text{M}^{3,1} \frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Na}^{43}\text{Ca}^{35}\text{Mg}^{19}}$
	31.01.95	-10,8	-76	5,0±0,5	
	14.11.95	-10,7	-75	3,6±0,5	
	07.09.01	-10,9	-73	3,9±0,5	
	16.03.02	-10,8	-77	n.m.	

n.m. – nie mierzone

nującym udziale jonu  $\text{Ca}^{2+}$  wśród kationów. Skład izotopowy wymienionych źródeł w Wierchomli sugeruje jednak obecność domieszki wody starszej z okresu chłodniejszego klimatu, ale może to być rezultat efektu wysokościowego. Znacznie trudniejsza jest interpretacja danych ze źródeł Kinga 1 w Głębokiem i Za Cerkwią w Szczawniku. W obu tych źródłach jon sodu dominuje wśród kationów, a skład izotopowy sugeruje albo znaczący udział wody wieku glacialnego, albo zasilanie w partiach szczytowych najwyższych sąsiadujących wyniesień. Przykłady te potwierdzają wątpliwości dotyczące przypisywania wieku glacialnego niektórym wodom o bardzo ujemnych wartościach  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta^2\text{H}$ .

Pouczające jest też porównanie wód z otworów G-1, G-2A i G-3 w Powroźniku. Skład izotopowy wody w otworze G-1 i obecność trytu sugerują wiek współczesny, potwierdzony zdecydowaną dominacją jonu wapnia wśród kationów. Z kolei silnie ujemny skład izotopowy wody w otworach G-2A i G-3 wskazuje na znaczący udział wody wieku glacialnego (zwłaszcza w G-3 podczas drugiego próbkowania) lub wody dalekiego krążenia, dopływającej ze znacznie większej wysokości niż woda w otworze G-1. Możliwość zaistnienia obu tych hipotez jest potwierdzona zmniejszonym udziałem jonu  $\text{Ca}^{2+}$  wskutek wymiany kationowej z fazą stałą na jony  $\text{Mg}^{2+}$  i  $\text{Na}^+$ .

Skład chemiczny wody z otworu Z-2 w Zubrzyku jest interesujący ze względu na porównanie ze składem wody z otworu Z\*-3. Ciekawe są również przykłady wód z Milika i Andrzejówki, w których jon  $\text{Ca}^{2+}$  nie ulegał typowej wymianie na  $\text{Na}^+$ , lecz głównie na  $\text{Mg}^{2+}$ . Biorąc pod uwagę skład izotopowy i zawartość trytu, ten niezbyt typowy skład chemiczny może być rezultatem mieszania się wody współczesnej o dominującym udziale  $\text{Ca}^{2+}$  i ewentualnie także  $\text{Mg}^{2+}$  z wodą wieku glacialnego z przewagą  $\text{Na}^+$ .

### Szczawy chlorkowe

Szczawy chlorkowe charakteryzują się stężeniami  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{I}^-$  i  $\text{HBO}_2$  wyraźnie przewyższającymi typowe stężenia tła hydrochemicznego. Pełne zestawienia wczesnych danych chemicznych podała Jaročka (red., 1976), a dane izotopowe były przedmiotem wielu publikacji (np. Dowgiałło, 1980; Leśniak, 1980; Zuber, Grabczak, 1985; Zuber, 1987; Oszczykko, Zuber, 2002). Bardziej aktualne dane chemiczne i izotopowe zawarte są w kilku dokumentacjach (Józefko, 1998; Ciężkowski i in., 1999; Józefko i in., 1999; Porwisz i in., 2002).

Tabela 13 zawiera przykłady składu chemicznego wybranych szczaw chlorkowych, a skład izotopowy tych wód pokazano na figurze 27. Skład izotopowy szczaw chlorkowych Wysowej (tab. 14) załączono jako odniesienie, gdyż miejscowość ta znajduje się w bezpośrednim sąsiedztwie obszaru badań, a jej wody były badane najwcześniej i najdokładniej. Figurę zestawiono według danych wybranych z prac Dowgiałły (1980), Leśniaka (1980), Zuber i Grabczaka (1985), Oszczykko i Zuber (2002) oraz Rajchel i in. (2004), pokazując również solanki zawarte w utworach fliszowych.

Wczesne poglądy wiązały pochodzenie chlorków w szczawach chlorkowych z reliktowymi wodami sedymentacyjnymi mórz fliszowych. Szczegółowe badania izotopowe wód mineralnych Wysowej oraz rekonesansowe analizy wód z innych miejscowości wykluczyły jednak proste mieszanie się wody infiltracyjnej z sedymentacyjną wodą pochodzenia morskiego (Leśniak, 1980).

Na figurze 27 wartości izotopowe szczaw chlorkowych układają się na liniach prostych od  $\delta^{18}\text{O} \cong -10,0\%$  i  $\delta^2\text{H} \cong -70\%$ , reprezentujących współczesne wody infiltracyjne w badanych miejscowościach, do  $\delta^{18}\text{O} \cong +6,5\%$  i  $\delta^2\text{H} \cong -25\%$ , które znacznie odbiegają od wartości oczekiwanych zarówno dla nieprzetworzonych morskich wód sedymentacyjnych, czyli  $\delta^{18}\text{O} \cong 0\%$  i  $\delta^2\text{H} \cong 0\%$ , jak i wód zmienionych wskutek parowania lub wymiany izotopowej tlenu w podwyższonych temperaturach. Typowym przykładem takiej krańcowej wody pochodzenia nieinfiltracyjnego jest stosunkowo płytkie (100 m) ujęcie Aleksandra w Wysowej, gdzie utrzymujący się brak trytu dodatkowo wyklucza obecność współczesnej wody infiltracyjnej, obserwowanej we wszystkich innych ujęciach w tej miejscowości (*op. cit.*). W Szczawie woda z otworu Szczawa II jest pod względem składu izotopowego bardzo bliska wodzie z ujęcia Aleksandra w Wysowej. Podobnie woda z płytkiego ujęcia Magdalena w Szczawnicy ma zbliżony skład, z pewnym przesunięciem w kierunku wód infiltracyjnych, wynikającym przypuszczalnie z okresowego udziału małej domieszki współczesnej wody infiltracyjnej.

Układanie się wartości izotopowych szczaw z różnych ujęć w danej miejscowości wzdłuż linii prostych oznacza mieszanie się dwóch typów wód w proporcjach charakterystycznych dla określonego ujęcia, chociaż zarówno Dowgiałło (1980), jak i Leśniak (1980) przedstawili bardziej skomplikowany model mieszania się wód, prowadzący do powstawania szczaw chlorkowych w polskich Karpatach fliszowych. Według tego modelu, składowa nieinfiltracyjna jest rezultatem mieszania się wody sedymentacyjnej z wodą dehydracyjną uwolnioną w procesie metamorfizmu minerałów ilastych.

Występowanie metamorfizmu w Karpatach fliszowych nie zostało dotychczas stwierdzone. Z tego względu Zuber (1987) wyraził przypuszczenie, że wody dehydracyjne, biorące udział w tworzeniu szczaw chlorkowych i niektórych solanek fliszowych, mogą pochodzić z dehydracji minerałów ilastych podczas diagenetyzacji kompacyjnej. Ten pogląd został bardziej szczegółowo uzasadniony przez Oszczykko i Zuber (2002), chociaż pochodzenie znacznych stężeń chlorków i wysokich stosunków  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$  (znacznie powyżej 1) pozostawało nadal niezbyt klarowne. Porowski (2006), rozpatrując zmineralizowane wody synklinorium centralnokarpackiego na podstawie szczegółowych badań hydrochemicznych i izotopowych, również przychylił się ostrożnie do diagenetycznego pochodzenia wód dehydracyjnych na tym obszarze.

Pochodzenie dużego zasolenia w szczawach chlorkowych i niektórych solankach Karpat fliszowych najprawdopodobniej można wiązać z nakładaniem się procesów dehydracji



Tabela 13

**Wybrane przykłady składu chemicznego typowych szczaw chlorkowych  
(wg danych Jarockiej red., 1976; Rosińskiej, 1978; Józefko, 1998  
oraz Józefko i in., 1999)**

Selected examples of chemical composition of carbonated waters  
(after data of Jarocka ed., 1976; Rosińska, 1978; Józefko, 1998  
and Józefko *et al.*, 1999)

Miejscowość, ujęcie	Udział wody diagenetycznej [%]	Skład chemiczny
Szczawa, odwiert II, gł. 100 m	ok. 100	$\text{CO}_2^{1,74}\text{Br}^{0,33}\text{I}^{0,007}\text{HBO}_2^{0,53}\text{M}^{26,9}\frac{\text{HCO}_3^{51}\text{Cl}^{49}}{\text{Na}^{88}}$
Szczawa, odwiert I, gł. 32 m	ok. 40	$\text{CO}_2^{2,0}\text{Br}^{0,014}\text{I}^{0,004}\text{HBO}_2^{0,4}\text{M}^{16,5}\frac{\text{HCO}_3^{66}\text{Cl}^{34}}{\text{Na}^{87}}$
Szczawa, odw. Krystyna, gł. 5 m	ok. 20	$\text{CO}_2^{2,2}\text{Br}^{0,02}\text{I}^{0,004}\text{HBO}_2^{0,118}\text{M}^{16,8}\frac{\text{HCO}_3^{53}\text{Cl}^{47}}{\text{Na}^{92}}$
Szczawa, Źródło Koci Zamek	8–9	$\text{CO}_2^{1,7}\text{B}^{0,019}\text{I}^{0,007}\text{M}^{3,7}\frac{\text{HCO}_3^{65}\text{Cl}^{34}}{\text{Na}^{68}\text{Ca}^{22}}$
Szczawnica, Magdalena, gł. 3,45 m	90–100	$\text{CO}_2^{0,89}\text{Br}^{0,031}\text{I}^{0,008}\text{HBO}_2^{0,753}\text{M}^{26,3}\frac{\text{HCO}_3^{53}\text{Cl}^{47}}{\text{Na}^{91}}$
Szczawnica, Stefan II, gł. 1,1 m	ok. 20	$\text{CO}_2^{2,08}\text{Br}^{0,006}\text{I}^{0,002}\text{HBO}_2^{0,192}\text{M}^{6,9}\frac{\text{HCO}_3^{60}\text{Cl}^{39}}{\text{Na}^{80}}$
Szczawnica, Szymon, gł. 2,3 m	7–9	$\text{CO}_2^{2,96}\text{Br}^{0,002}\text{I}^{0,0004}\text{HBO}_2^{0,065}\text{M}^{2,9}\frac{\text{HCO}_3^{67}\text{Cl}^{32}}{\text{Na}^{65}\text{Ca}^{23}}$
Krynica, Zuber I, gł. 610 m	ok. 26	$\text{CO}_2^{2,2}\text{Br}^{0,0073}\text{I}^{0,001}\text{HBO}_2^{0,010}\text{M}^{24,7}\frac{\text{HCO}_3^{99}}{\text{Na}^{91}}$
Krynica, Zuber III, gł. 936 m	ok. 40	$\text{CO}_2^{2,1}\text{Br}^{0,007}\text{I}^{0,002}\text{Fe}^{0,054}\text{HBO}_2^{0,077}\text{M}^{29,2}\frac{\text{HCO}_3^{90}}{\text{Na}^{84}}$
Złockie, Z-VI, gł. 299 m	brak danych	$\text{CO}_2^{2,4}\text{Br}^{0,005}\text{I}^{0,0007}\text{Fe}^{0,014}\text{HBO}_2^{0,036}\text{M}^{20}\frac{\text{HCO}_3^{93}}{\text{Mg}^{51}\text{Na}^{43}}$
Złockie, Z-IX, gł. 400 m	brak danych	$\text{CO}_2^{2,4}\text{Br}^{0,007}\text{I}^{0,0001}\text{Fe}^{0,033}\text{HBO}_2^{0,057}\text{M}^{25,8}\frac{\text{HCO}_3^{91}}{\text{Na}^{51}\text{Mg}^{44}}$

Udział wody diagenetycznej oszacowany z wykresów  $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$  lub  $\text{Cl}^- - \delta^2\text{H}$  (zwłaszcza w przypadku zuberów) przedstawionych w pracach Leśniaka (1980), Zuber a i Grabczaka (1985), Zuber a (1987), Józefko i in. (1999) oraz Oszczycki i Zuber a (2002).

i ultrafiltracji zachodzących w różnym stopniu przy diagenecie kompacyjnej (Chowaniec i in., 2007b; Zuber i in. red., 2007). Proces ultrafiltracji (odwróconej osmozy) następuje przy wymuszonym przez wysokie ciśnienie przepływie wody przez pakiety minerałów ilastych. Wtedy cząsteczki wody przedostają się łatwiej przez te membrany niż jony obciążone ładunkiem elektrycznym, co prowadzi do coraz większego stężenia składników chemicznych zarówno w wodzie rezydualnej, jak i przefiltrowanej. Pomijając efekty wymiany izotopowej między wodą i minerałami fazy stałej, proces ultrafiltracji przy kompacyjnej diagenecie można podzielić na trzy etapy: (1) kompaktacja wskutek obciążenia nadległymi osadami prowadzi do znacznego usunięcia wody porowej i międzypakietowej, z możliwym nawet wielokrotnym wzbogaceniem w składniki chemiczne; (2) dalsza kompaktacja połączona z diagenetą, przy czym zachodzi mieszanie się uwal-

nianej wody dehydratacyjnej z wodą sedimentacyjną zawartą w przestrzeni porowej minerałów ilastych i częściowe wysłodzenie wzbogaconej wcześniej wody, oraz (3) dalsza diageneta po całkowitym usunięciu cząsteczek wody morskiej, a powstająca woda dehydratacyjna może powodować postępujące wysładzanie mimo procesu ultrafiltracji.

Według Zuber a i in. (red., 2007), w pierwszym etapie powinno zachodzić wzbogacenie w chlorki bez istotnej zmiany składu izotopowego wody morskiej. W drugim etapie skład izotopowy wody ulega zmianie w kierunku od  $\delta^{18}\text{O} \cong 0\%$  i  $\delta^2\text{H} \cong 0\%$  do  $\delta^{18}\text{O} \cong +6,5\%$  i  $\delta^2\text{H} \cong -25\%$ , przy zmianie zasolenia zależnej od tego, czy przeważa proces dehydratacji, czy ultrafiltracji. W trzecim etapie skład izotopowy nie ulega istotnym zmianom, a zasolenie maleje. Przykłady wód charakterystycznych dla poszczególnych etapów zawarte są w pracach Zuber a i in. (red., 2007) oraz Chowańca i in.

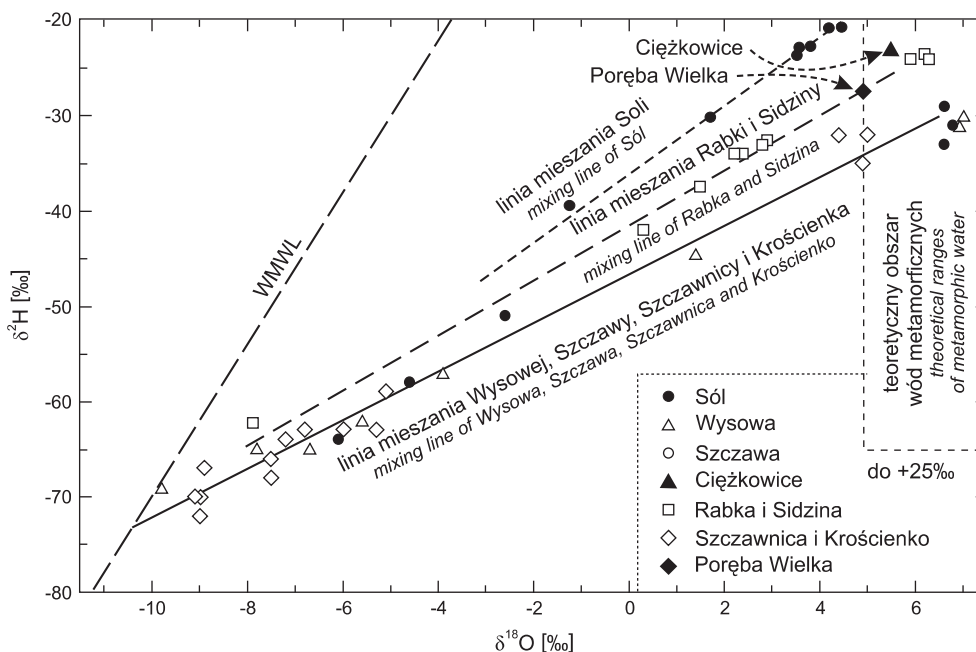


Fig. 27. Linie mieszania wód diagenetycznych z lokalnymi wodami infiltracyjnymi w układzie  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  na tle światowej linii opadów (WMWL) (dane wg prac cytowanych w tekście). Dla porównania załączono niektóre dane szczaw chlorkowych z Wysowej

$\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  mixing lines of diagenetic waters with local meteoric waters in relation to the World Meteoric Water Line (WMWL) (after papers cited in the text). Selected data of chloride carbonate waters from Wysowa are included for comparison

(2007b). Tak powstałe wody mogą w spēkanych strefach uskokowych wędrować ku powierzchni wskutek dużych ciśnień geostatycznych, ulegając w końcowym etapie tej wędrówki wysładzaniu przez lokalne wody infiltracyjne różnego wieku, tworząc szczawy chlorkowe w przypadku znaczącej obecności  $\text{CO}_2$ . Najczęściej obserwuje się współczesne wody infiltracyjne zmieszane z ascendującymi wodami dehydratacyjnymi. Wtedy linie mieszania przebiegają od współczesnej zwykłej wody infiltracyjnej ( $\delta^{18}\text{O} \approx -10,0\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H} \approx -70\text{‰}$  i  $\text{Cl}^- \approx 0,00 \text{ g/dm}^3$ ) do „czystej” wody nieinfiltracyjnej o składzie izotopowym  $\delta^{18}\text{O} \approx +6,5\text{‰}$  i  $\delta^2\text{H} \approx -25\text{‰}$ . Ta woda nieinfiltracyjna jest całkowicie pochodzenia dehydratacyjnego, tzn. zarówno bez domieszki sedymentacyjnej, jak i infiltracyjnej.

Wysokie wartości  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$  obserwowane w dehydratacyjnych wodach diagenetycznych mogą być tłumaczone preferowanym uwalnianiem  $\text{Na}^+$  przy powstawaniu illitów (Środoń, 1999; Oszczytko, Zuber, 2002). Jednak w szczawach chlorkowych głównym czynnikiem prowadzącym do wyjątkowo dużego stosunku  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$  przy wysokiej mineralizacji jest prawdopodobnie wymiana jonowa między jonami  $\text{Ca}^{2+}$ , istniejącymi w początkowym stadium tworzenia się szczaw, a jonami  $\text{Na}^+$  zawartymi w minerałach ilastych, w czasie coraz dłuższego oddziaływania woda–skała (Zuber i in. red., 2007). Im woda starsza, tym dłużej trwa proces wymiany i tym większe stężenia  $\text{Na}^+$ .

Na figurze 28 pokazano typowe zależności  $\delta^{18}\text{O}$ – $\text{Cl}^-$  dla szczaw chlorkowych oraz wód zasolonych i solanek, zestawione według wybranych danych z prac Dowgiałły (1980),

Leśniaka (1980), Zuber i Grabczaka (1985), Oszczytki i Zuber (2002) oraz Rajchel i in. (2004). Krańcowo ciężkimi składami izotopowymi tlenu, odpowiadającymi w dobrym przybliżeniu „czystej” wodzie dehydratacyjnej, charakteryzują się wody z ujęć Aleksandra w Wysowej i z odwiertu Szczawa II. W przypadku solanek są to niektóre wody z ujęć Rabki oraz głębokich odwiertów w Ciężkowicach i Porębie Wielkiej. Z porównania figur 27 i 28 widać, że bardzo zbliżonym lub prawie identycznym składom izotopowym „czystej” wody dehydratacyjnej odpowiadają zróżnicowane stężenia chlorków. W pracy Oszczytki i Zuber (2002) przedstawione są także dane z innych obszarów geograficznych świata.

Ze składu izotopowego wody mieszanej można określić proporcje mieszania, posługując się podanymi powyżej danymi izotopowymi składników, lub graficznie z pozycji danej wody na odpowiedniej linii mieszania w układzie  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  (fig. 27). Gdy znamy stężenie chlorków w „czystej” wodzie dehydratacyjnej danego złoża (miejscowości), możemy wyznaczyć proporcje mieszania się wód z zależności  $\text{Cl}^-$ – $\delta^{18}\text{O}$  i/lub  $\text{Cl}^-$ – $\delta^2\text{H}$ , albo jedynie ze stężenia chlorków (Zuber, Grabczak, 1985; Oszczytko, Zuber, 2002).

Wody typu zuber mają znikomą udział w zasobach wód mineralnych, ale są interesujące pod względem genetycznym. Uproszczona formuła Kurlowa (tzn. zawierająca tylko główne składniki, czyli nie mniej niż  $20\% \text{ mval/dm}^3$ ) nie pokazuje w sposób jednoznaczny, że są one szczawami chlorkowymi, gdyż stężenia chlorków są w nich stosunkowo niskie wskutek dominującego udziału składowej infiltracyjnej (stężenie  $\text{Cl}^-$  w wodzie z otworu Zuber II jest najniższe i wy-

Tabela 14

Wybrane przykłady składu izotopowego szczaw chlorkowych Wysowej  
Selected examples of isotope composition of chloride carbonated waters in Wysowa

Ujęcie	Data analizy	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]	Tryt [TU]	$\text{Cl}^-$ [ $\text{mg}/\text{dm}^3$ ]	Udział wody diagenetycznej [%]
Aleksandra	1976–1977a	+6,59	-26,2	0,0±0,5	3852	100
	1995b	+6,98	-30,6	0,0±0,5	3815	80
Franciszek (W14)	1976–1977a	+3,21	-34,9	3,8±0,5	3014	78
	1995b	+1,40	-44,75	3,4±0,5	2500	65
	03.2000c	-0,05	-45,6	1,6 0,5	2100	55
Anna (W13)	1976–1977a	-1,67	-48,7	3,7±0,5	1934	36
	1995b	-3,40	-56,0	1,2±0,5	1208	31
W15	1995b	-5,60	-62,0	0,3±0,5	1000	26
Henryk (W16)	1995b	-6,55	-62,5	4,1±0,5	767	20
	2002c	-7,27	-64,5	2,3±0,5	568	15
Na Skrypinie	1976a	-6,50	n.m.	n.m.	773	20
	2001–2002c	-6,35	-59,0	0,3±0,5		
Władysław (W12)	1976–1977a	-7,48	-63,2	9,0±0,7	54	17
	2002c	-8,10	-64,9	3,2±0,5	5410	11
W24	1995b	-9,75	-69,0	21,9±1,7	66	2
Słone	1976–1977b	-9,23	-65,9	63,0–12,0	90	2
	1995b	-9,25	-67,0	2,0±0,6	110	3
Józef 1	1995b	-9,20	-68,5	11,8±0,8	151	4
	2002c	-8,83	-63,0	6,6±0,5	151	4
R1	1995b	-10,40	-72,0	11,4±0,7	5,5	0
	2002c	-10,20	-69,3	8,0±0,5	3,2	0

a – Leśniak, 1980, b – Ciężkowski i in., 1996, c – Porwisz i in., 2002a; n.m. – nie mierzone

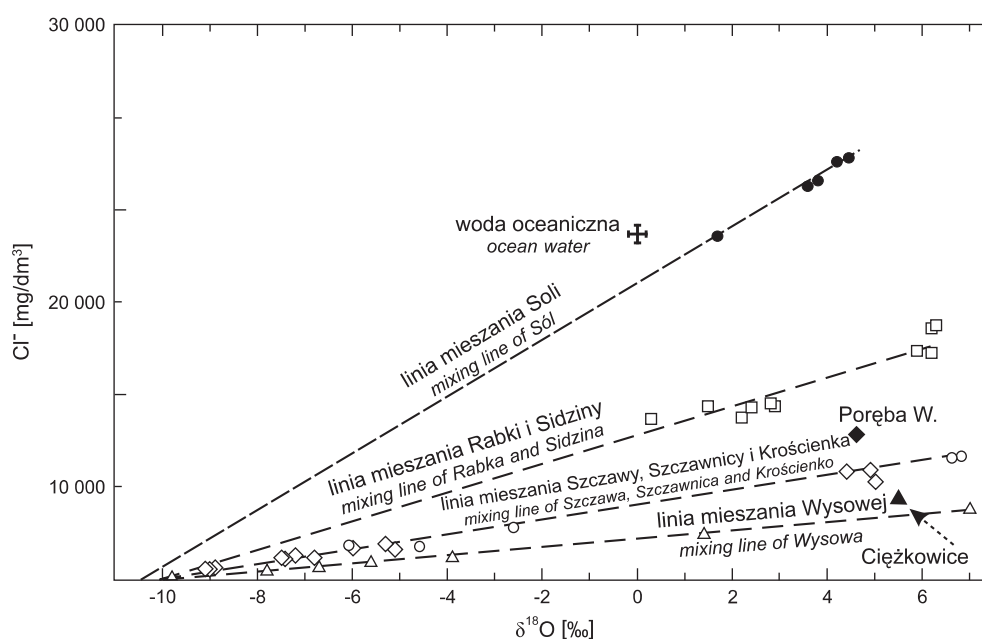


Fig. 28. Linie mieszania wód diagenetycznych z lokalnymi wodami infiltracyjnymi w układzie  $\delta^{18}\text{O}$ – $\text{Cl}^-$  w porównaniu do wód Wysowej i nieprzetworzonej wody morskiej (dane wg prac cytowanych w tekście)

$\delta^{18}\text{O}$ – $\text{Cl}^-$  mixing lines of diagenetic waters with local meteoric waters in comparison with Wysowa water and unchanged ocean water (after papers cited in the text)

nosi 247 mg/dm<sup>3</sup>, a w wodzie z otworu Zuber III jest najwyższe i wynosi ok. 1140 mg/dm<sup>3</sup>). Składy izotopowe tych wód nie układają się na typowych liniach mieszania się wód diagenetycznych i infiltracyjnych pokazanych na figurze 27, co sprawia trudności w identyfikacji ich genezy. Zuber (1987), Duliński (2001) oraz Oszczytko i Zuber (2002) wykazali jednak, że na wykresach Cl<sup>-</sup>-δ<sup>2</sup>H wody te leżą na typowych liniach mieszania się wód diagenetycznych i infiltracyjnych, a wartości δ<sup>18</sup>O są przesunięte w kierunku bardziej ujemnym wskutek wymiany izotopowej tlenu między cząsteczkami wody a CO<sub>2</sub> obficie dopływającym z głębszych warstw. Według wymienionych autorów w wodach typu zuber dominuje udział składowej infiltracyjnej, dużo starszej niż w innych szczawach, przy czym mieszanie się wody infiltracyjnej i diagenetycznej zachodzi na znacznej głębokości w strefie bardzo wolnych przepływów. Wiek składowej infiltracyjnej w zuberach można według danych izotopowych przypisać zasilaniu interglacjalnemu (Zuber, 1987; Oszczytko, Zuber, 2002), chociaż według modelu numerycznego wiek ten może być niższy (Witczak i in., 2002). Obecność wód typu zuber stwierdzono także w otworach Z-VI i Z-IX w podobnych strefach Złockiego (Rosińska, 1978).

### Wody siarczkowe

Wody siarczkowe w polskich Karpatach fliszowych nie mają większego znaczenia praktycznego, ale problem ich genezy ma istotne znaczenie poznawcze. Zwłaszcza interesujące są źródła charakteryzujące się stężeniami H<sub>2</sub>S powyżej 10 mg/dm<sup>3</sup>. Powszechnie uważa się, że obecność siarkowodoru należy wiązać z powstawaniem siarczanów w infiltrujących wodach opadowych wskutek utleniania się piritów, które następnie ulegają redukcji na większych głębokościach. Ten pogląd został podważony przez Rajchel i in. (2002), którzy na podstawie interpretacji składów izotopowych siarki przypisali siarkowodorowi pochodzenie mag-

mowe. Natomiast Leśniak (2007) przytoczył argumenty przeciwko hipotezie magmowego pochodzenia tego gazu. Rajchel i in. (2007) podtrzymali swoje argumenty, twierdząc na podstawie interpretacji zależności TDS<sup>-1</sup>-δ<sup>34</sup>S (gdzie TDS jest całkowitą zawartością siarki), że wszystkie badane wody mogą mieć pewien udział magmowego H<sub>2</sub>S, gdyż można ich wartości δ<sup>34</sup>S ekstrapolować do typowej wartości magmowej, tzn. 0‰. Jednak na zbadanych 10 źródeł jedynie pięć punktów tworzy w przybliżeniu linię ekstrapolacyjną, a z pozostałych pięciu punktów każdy jest przypisany innej prostej. Z tego względu ta hipoteza jest trudna do zaakceptowania, gdyż w taki sposób każdą obecność H<sub>2</sub>S w wodzie można przypisać dowolnemu pochodzeniu, ponieważ przez jeden punkt przechodzi nieskończona liczba prostych.

Analizy składu izotopowego wody w źródłach siarczkowych (tab. 15) nie wykazały w większości przypadków występowania istotnej domieszki składowej innego pochodzenia niż współczesna infiltracja, a wiek określony metodą trytową wynosi od ok. 45 do ok. 300 lat (tab. 9), czyli wszystkie badane wody pochodzą ze współczesnej infiltracji. Jony siarczanowe pochodzą prawdopodobnie głównie z utleniania rozproszonych piritów.

Temperatury wody źródeł siarczkowych są o kilka stopni wyższe od średnich rocznych temperatur powietrza rejonu ich wypływu, co razem ze stałymi wydatkami źródeł wyraźnie sugeruje stosunkowo głęboką infiltrację wody, do około kilkudziesięciu lub więcej metrów, gdzie panuje strefa redukcyjna. W takich przypadkach jony siarczanowe podlegają częściowej redukcji do siarkowodoru, który pojawia się w wypływach. Nie negując możliwości udziału wglębnego siarkowodoru w niektórych źródłach, możliwość jego wędrowki aż z magmy bez udziału innych gazów należy zdecydowanie wykluczyć.

Należy także zauważyć, że na 11 źródeł opisanych przez Rajchel i in. (2005) tylko trzy wykazują niezbyt wysokie, chociaż wyraźnie podwyższone stężenia chlorków. Wyróżnia się

Tabela 15

#### Skład chemiczny i izotopowy ważniejszych źródeł siarczkowych (wg Rajchel i in., 2005)

Chemical and isotope composition of the most important sulphur springs (after Rajchel *et al.*, 2005)

Źródło	Miner.	H <sub>2</sub> S	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub>	δ <sup>18</sup> O [‰]	δ <sup>2</sup> H [‰]
	[mg/dm <sup>3</sup> ]									
Jacek, Lipnica Wielka	406	3,9	15,5	73,3	11,4	21,2	35,4	247	10,39	72,85
Siary, Lipnica Wielka	2320	5,7	802	51,8	8,6	1232	18,8	185	10,14	73,0
Wawrzyniec, Lipnica M.	340	14,0	83,0	11,4	5,7	64,8	39,7	132	11,15	78,1
Bachledów, Szaflary	390	17,7	18,4	55,0	16,8	6,2	40,4	250	10,79	75,4
Katarzyna, Rytro	508	7,9	41,7	71,6	12,6	14,1	17,6	348	10,08	70,0
Jacek, Polichty	560	35,0	42,9	67,4	15,2	3,8	55,2	348	10,26	71,5
Paweł, Polichty	641	16,9	34,6	116	8,9	4,4	44,0	406	9,76	68,4

δ<sup>18</sup>O i δ<sup>2</sup>H reprezentują mediany z trzech lub czterech oznaczeń



tu źródło Siary w Lipnicy Wielkiej (tab. 15), którego skład izotopowy wyraźnie odbiega od światowej linii opadów. Może to być spowodowane domieszką wody dehydratacyjnej. Jednak stosunek  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$  nie wykazuje typowej wartości postulowanej dla takich wód przez Oszczypek i Zuber (2002).

### Wody zasolone i solanki utworów fliszowych i ich podłoża

Przypowierzchniowe wystąpienia solanek fliszowych znane są z Rabki, Soli, Sidziny (Kleczkowski i in., 1979) oraz Bieśnika i Słonej, gdzie ogólna mineralizacja jest poniżej  $10 \text{ g/dm}^3$  (Dowgiałło, 1980). Wody lecznicze Rabki były przedmiotem kilku publikacji dotyczących ich genezy, rozpatrywanej na podstawie danych izotopowych (Dowgiałło, Sławiński, 1978; Dowgiałło, 1980; Leśniak, 1980; Lis, Hałas, 1980; Zuber, Grabczak, 1985; Oszczypek, Zuber, 2002). Wody mineralne Rabki i Soli charakteryzują się szczególnie wysokimi zasoleniami, które wydają się trudne do pogodzenia z hipotezą dehydratacyjnego pochodzenia wody. Jednak sądząc z danych izotopowych pokazanych na figurach 29a oraz 27 i 28 dominujący udział ma jednak woda dehydratacyjna.

Solanki utworów fliszowych charakteryzują się stosunkiem  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$  wyraźnie przekraczającym 1 (tab. 16), co jest charakterystyczne dla wód diagenetycznych. Posługując się tym wskaźnikiem, można uważać, że geneza wymienionych solanek fliszu jest zazwyczaj taka sama jak szczaw chlorkowych, ale bez udziału  $\text{CO}_2$ , który w przypadku tworzenia się szczaw prowadzi do znacznie efektywniejszego oddziaływania woda-skała i jeszcze wyższego stosunku  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ . Zarówno dane chemiczne (tab. 16), jak i nieliczne dostępne dane izotopowe (fig. 29a) wykluczają obecność niezmięnionej chemicznie i izotopowo sedimentacyjnej wody morza fliszowego. Podobnie do składowej nieinfiltracyjnej szczaw chlorkowych, wody zasolone i solanki utworów fliszowych zawierają wodę diagenetyczną, a jedynie ich zasolenie jest pozostałością wody sedimentacyjnej. Wody te mogą w niektórych rejonach wędrować do lub w pobliże powierzchni, tworząc wody mieszane.

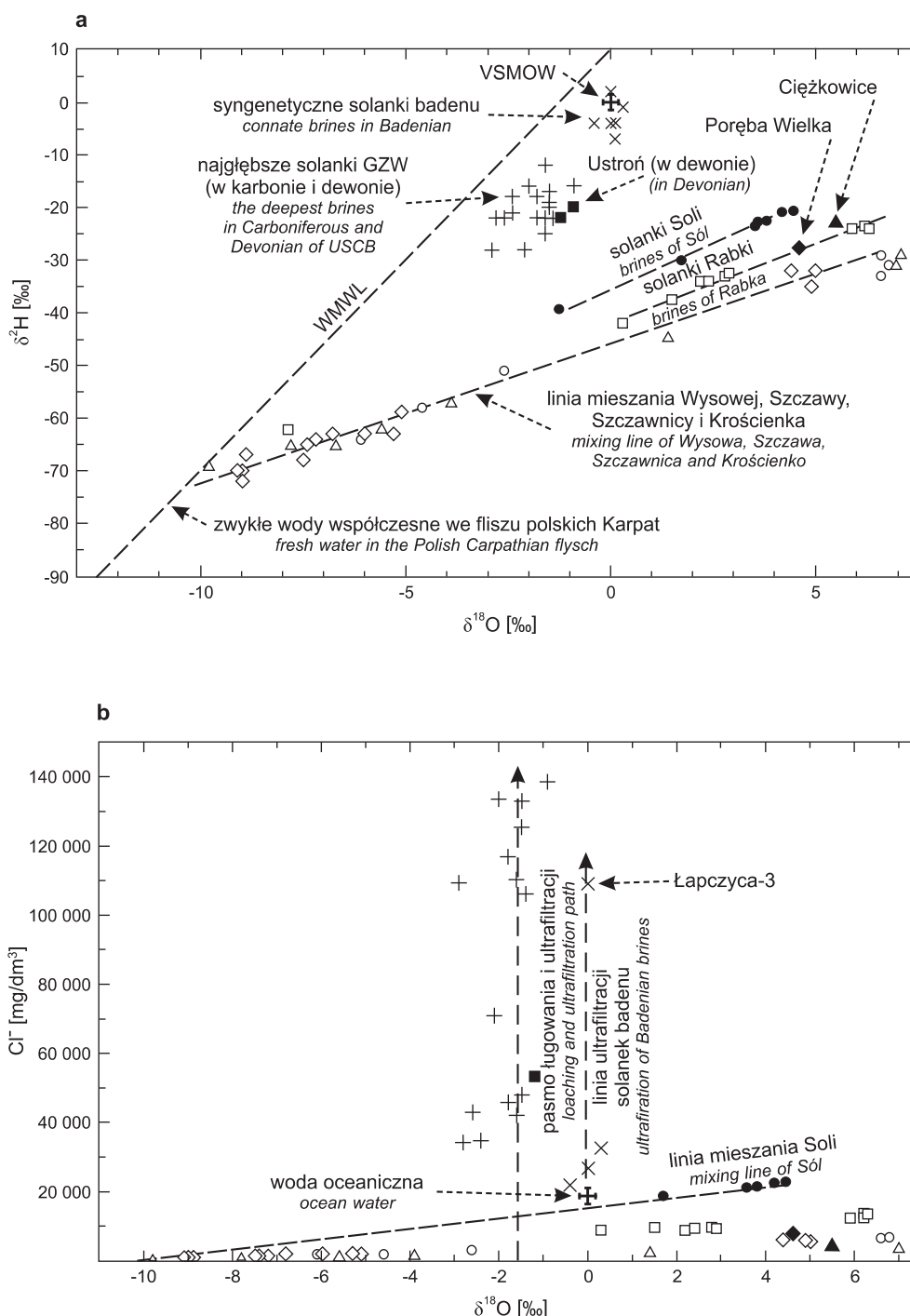
Geneza solanek podłoża pozostaje w wielu przypadkach nierozpoznana, gdyż brak jest danych izotopowych. Wyjątek stanowią solanki Dębowca i Łapczycy, eksploatowane z utworów badenu przykrytych fliszem, oraz solanka utworów dewonu w Ustroniu (otw. U-3 i U-3a). Solanki z utworów badenu na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) i w tzw. zatoce gdowskiej (Łapczyca) były zawsze uznawane za synsedimentacyjne wody morskie, co zostało potwierdzone analizami izotopowymi (Dowgiałło, 1973; Rózkowski, Przewłocki, 1974; Zuber, Grabczak, 1985; Pluta, Zuber, 1995). Wybrane dane zaczerpnięte z prac wymienionych autorów pokazano na figurze 29. Skład izotopowy tych wód jednoznacznie wskazuje na oceaniczne pochodzenie wody, bez jakiegokolwiek efektu odparowania. Z tego powodu znacznie podwyższone zasolenia wód obserwowane w niektórych otworach na obszarze GZW oraz szczególnie wysokie w Łapczycy (otw. Ł-3) są prawdopodobnie re-

zultatem ultrafiltracji wywołanej kompaktacją utworów ilastych i ewentualnie dodatkowo ługowaniem niezidentyfikowanych przewarstwień solnych. Stosunkowo wysoka wartość  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ , widoczna w dobrym przybliżeniu z formuły Kurlowa w solance z Łapczycy (tab. 16), w porównaniu z solankami z Dębowca wydaje się wskazywać na możliwość jej wtórnego wzbogacenia w chlorki wskutek ługowania.

Solanki eksploatowane z utworów badenu występują w dobrze izolowanych wkładkach piaszczystych. Najczęściej wysokozmineralizowane wody utworów badenu na obszarze GZW charakteryzują się wysłodzeniami spowodowanymi przez wody infiltracyjne obecnego cyklu hydrogeologicznego (Rózkowski, 1971). W niektórych przypadkach pewne wysłodzenie zostało spowodowane przez ascendujące wody starsze o mniejszej mineralizacji, jak to zaobserwowano na obszarze KWK Morcinek w Kaczycach (Pluta, 2005a, b).

Solanka eksploatowana w Ustroniu z utworów dewonu była początkowo zaliczona przez Dowgiałłę (1980) do wspólnego typu genetycznego z solankami zawartymi w utworach fliszowych. Skład izotopowy tej solanki jest jednak prawie identyczny ( $\delta^{18}\text{O} \cong -1,0\text{‰}$  i  $\delta^2\text{H} \cong -21\text{‰}$ , przy stężeniu  $\text{Cl}^- \cong 56 \text{ g/dm}^3$ ) ze składem solanek występujących w najgłębszych partiach karbonu GZW (fig. 29) i w niżej leżących utworach dewonu i kambru w rejonie Goczałkowic (Dowgiałło, 1973; Rózkowski, Przewłocki, 1974). Według Zuber i Grabczaka (1985), Zuber i Pluty (1989) oraz Pluty i Zuber (1995) dane izotopowe wskazują na infiltracyjne pochodzenie tych wód w warunkach bardzo gorącego klimatu. Według wcześniejszej hipotezy Pałysa (1966) opartej na analizie paleohydrogeologicznej, wody te pochodzą z infiltracji sporadycznych opadów w bardzo gorącym i suchym klimacie, z ługowaniem na powierzchni terenu produktów wietrzenia skał i wtórnym wzbogaceniem wskutek parowania. Według tego autora zasilanie zachodziło w dolnym permie (czerwony spągowiec) na znacznie wyniesionych obszarach wokół basenu, z odpływem w północno-zachodniej jego części. Wysokie ciśnienia hydrostatyczne spowodowały głęboką penetrację wód infiltracyjnych, podczas gdy w późniejszych okresach nigdy morfologia tego obszaru nie była już tak silnie zróżnicowana, a wysoka mineralizacja stanowiła dodatkowy czynnik stagnacyjny. Pluta i Zuber (1995) potwierdzili hipotezę dotyczącą infiltracyjnego pochodzenia wody z bardzo gorącego klimatu, wykazując jednak, że wysoka mineralizacja wód nie wynikała z parowania, jak to postulował Pałys (1966). Dodatkowe wzbogacenie silnie zasolonej wody infiltracyjnej mogło zachodzić w procesie ultrafiltracji w obszarach drenażu, przy przesiąkaniu do góry przez łupki ilaste pod wpływem wysokich ciśnień hydraulicznych (Zuber, Pluta, 1989; Pluta, Zuber, 1995; Zuber i in. red., 2007).

Zależności pokazane na figurze 29a, nieco inaczej niż w pracach Zuber i Pluty (1989) oraz Pluty i Zuber (1995), wskazują, że skład izotopowy tych wód nie ulegał istotnym zmianom w miarę wzrostu zasolenia, co jest typowym efektem określającym pochodzenie zasolenia z ługowania i ewentualnie z ultrafiltracji, a nie z mieszania z inną wodą.



**Fig. 29.** Przykłady zależności  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  (a) oraz  $\delta^{18}\text{O}$ – $\text{Cl}^-$  (b) syngenetycznych solanek badenu (Dębowiec i Łapczyca) i infiltracyjnej solanki w utworach dewonu (Ustroń) na tle typowych solanek z najgłębszych formacji Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i wód diagenetycznych fliszu (dane wg prac cytowanych w tekście)

Examples of  $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$  (a) and  $\delta^{18}\text{O}$ – $\text{Cl}^-$  (b) relations of connate marine brines in Badenian sediments (Dębowiec and Łapczyca) and infiltration brine in the Devonian (Ustroń) in comparison with the deepest brines of the Upper Silesia Coal Basin and with diagenetic flysch waters (after papers cited in the text)

Jak wspomniano, poza wymienionymi solankami z utworów badenu i z dewonu w Ustroniu inne solanki z podłoża Karpat fliszowych nie były dotychczas zbadane izotopowo, co nie pozwala na jednoznaczne wypowiedzenie się co do ich pochodzenia. Analizując jednak skład chemiczny sola-

nek zawartych w utworach fliszowych (tab. 16), można stwierdzić, że dominuje w nich woda diagenetyczna, gdyż stosunek  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$  jest w nich większy lub znacznie większy niż w sedimentacyjnej wodzie pochodzenia morskiego. Wszystkie przytoczone przykłady wód zawartych w utworach mio-

Tabela 16

**Wybrane przykłady składu chemicznego solanek fliszu i jego podłoża**  
(wg danych Kleczkowskiego i in., 1979; Pilicha i in., 1979; Józefko, 1989 oraz Porwisza i in., 2002b)

Selected examples of chemical composition of basement and flysch brines  
(after data of Kleczkowski *et al.*, 1979; Pilich *et al.*, 1979; Józefko, 1989 and Porwisz *et al.*, 2002b)

Miejscowość, otwór	Stratygrafia/głęb. w m	Skład chemiczny
<b>Solanek fliszu</b>		
Ustroń, U-2	warstwy cieszyńskie/180–250	$\text{Br}^{0,013}\text{I}^{0,009}\text{M}^{2,0}\frac{\text{Cl}^{59}\text{HCO}_3^{33}}{\text{Na}^{97}}$
Ustroń, U-2	jednostka podśląska/981	$\text{Br}^{0,116}\text{I}^{0,055}\text{M}^{24,2}\frac{\text{Cl}^{85}}{\text{Na}^{92}}$
Ustroń, U-1	jednostka podśląska/839–1005	$\text{Br}^{0,132}\text{I}^{0,067}\text{M}^{32}\frac{\text{Cl}^{82}}{\text{Na} + \text{K}^{86}}$
Rabka, 18	warstwy hieroglifowe j. magurskiej/120	$\text{Br}^{0,080}\text{I}^{0,016}\text{HBO}_2^{0,395}\text{M}^{25,4}\frac{\text{Cl}^{94}}{\text{Na}^{97}}$
Sidzina, źródło 2	jednostka magurska	$\text{Br}^{0,009}\text{I}^{0,001}\text{M}^{5,5}\frac{\text{Cl}^{94}\text{HCO}_3^5}{\text{Na} + \text{K}^{92}\text{Ca}^4\text{Mg}^3}$
Poręba Wielka, IG 1	paleocen/1612	$\text{Br}^{0,039}\text{I}^{0,009}\text{HBO}_2^{0,162}\text{M}^{21,9}\frac{\text{Cl}^{67}\text{HCO}_3^{33}}{\text{Na}^{99}}$
Skomielna Biała 1	warstwy krośnieńskie/1487	$\text{Br}^{0,01}\text{I}^{0,02}\text{M}^{11,1}\frac{\text{Cl}^{92}}{\text{Na} + \text{K}^{98}}$
Wiśniowa, IG 1	warstwy grodziskie/1229	$\text{Br}^{n.m.}\text{I}^{n.m.}\text{M}^{18,8}\frac{\text{Cl}^{78}}{\text{Na} + \text{K}^{96}}$
Sól, Sól-5	paleocen/1071	$\text{Br}^{0,120}\text{I}^{0,016}\text{M}^{45}\frac{\text{Cl}^{98}}{\text{Na}^{92}}$
<b>Solanek podłoża fliszu</b>		
Hermanice, H-1	baden/828	$\text{Br}^{0,293}\text{I}^{0,016}\text{M}^{86,5}\frac{\text{Cl}^{100}}{\text{Na}^{70}}$
Dębowiec, D-2	baden/448	$\text{Br}^{0,136}\text{I}^{0,122}\text{HBO}_2^{0,060}\text{M}^{36,5}\frac{\text{Cl}^{99}}{\text{Na}^{83}}$
Dębowiec (Simoradz), S-3	baden/533	$\text{Br}^{0,135}\text{I}^{0,123}\text{Fe}^{0,025}\text{Mn}^{0,001}\text{HBO}_2^{0,038}\text{M}^{36,4}\frac{\text{Cl}^{99}}{\text{Na}^{83}}$
Jaworze, IG 1	baden/1170–1432	$\text{Br}^{0,299}\text{I}^{0,014}\text{Fe}^{0,078}\text{Mn}^{0,004}\text{HBO}_2^{0,040}\text{M}^{99}\frac{\text{Cl}^{99}}{\text{Na}^{83}\text{Ca}^{22}}$
Jaworze, IG 2	baden i dewon/1563	$\text{Br}^{0,447}\text{I}^{0,017}\text{Fe}^{0,027}\text{Mn}^{0,001}\text{HBO}_2^{0,034}\text{M}^{146}\frac{\text{Cl}^{99}}{\text{Na}^{66}\text{Ca}^{23}}$
Łapczyca, Ł-3	baden/592–855	$\text{Br}^{0,163}\text{I}^{0,091}\text{M}^{182,5}\frac{\text{Cl}^{100}}{\text{Na} + \text{K}^{91}}$
Borzęta, IG 1	baden/1498–1511	$\text{Br}^{0,048}\text{M}^{11,3}\frac{\text{Cl}^{61}\text{HCO}_3^{29}}{\text{Na} + \text{K}^{92}}$
Borzęta, IG 1	jura/2188–2 216	$\text{Br}^{0,28}\text{I}^{0,017}\text{M}^{75,8}\frac{\text{Cl}^{98}}{\text{Na} + \text{K}^{74}}$
Ustroń, U-1	karbon/1182–1190	$\text{Br}^{0,223}\text{I}^{0,020}\text{M}^{83}\frac{\text{Cl}^{98}}{\text{Na}^{60}\text{Ca}^{40}}$
Ustroń, U-1	dewon/1306–1316	$\text{Br}^{0,207}\text{I}^{0,015}\text{M}^{55}\frac{\text{Cl}^{98}}{\text{Na}^{64}\text{Ca}^{36}}$
Ustroń, U-2	karbon+dewon/1070	$\text{Br}^{0,207}\text{I}^{0,015}\text{M}^{55}\frac{\text{Cl}^{98}}{\text{Na}^{64}\text{Ca}^{36}}$
Ustroń, U-3	dewon/1837	$\text{Br}^{0,344}\text{I}^{0,013}\text{Fe}^{0,011}\text{HBO}_2^{0,021}\text{M}^{110}\frac{\text{Cl}^{99}}{\text{Na}^{62}\text{Ca}^{24}}$

Tabela 17

**Skład chemiczny wybranych wód mineralnych występujących na Słowacji w pobliżu obszaru badań (wg Franko i in., 1975)**

Chemical data of selected mineral waters in Slovakia near the study area (after Franko *et al.*, 1975)

Miejscowość, otwór	Stratygrafia	Skład chemiczny
Bardejov, Herkules	flisz paleogenu	$\text{CO}_2^{2,53}\text{Br}^{0,002}\text{I}^{0,014}\text{HBO}_2^{0,30}\text{M}^{9,55} \frac{\text{HCO}_3^{77}\text{Cl}^{22}}{\text{Na}^{83}\text{Ca}^3\text{Mg}^3\text{K}^2}$
Cigelka, P-1	flisz paleogenu	$\text{CO}_2^{2,75}\text{Br}^{0,010}\text{I}^{0,005}\text{HBO}_2^{0,50}\text{M}^{28,8} \frac{\text{HCO}_3^{74}\text{Cl}^{26}}{\text{Na}^9\text{K}^4\text{Ca}^2\text{Mg}^2}$
Oravská Polhora	flisz paleogenu	$\text{CO}_2^{0,31}\text{Br}^{0,136}\text{I}^{0,014}\text{HBO}_2^{0,42}\text{M}^{41,6} \frac{\text{Cl}^{98}\text{HCO}_3^{1,5}}{\text{Na}^{92}\text{Ca}^3\text{Mg}^2\text{K}^1}$
Darkov	piaski miocenu	$\text{Br}^{0,082}\text{I}^{0,069}\text{HBO}_2^{0,018}\text{M}^{12,2} \frac{\text{Cl}^{98}\text{HCO}_3^1}{\text{Na}^{84}\text{Ca}^8\text{Mg}^5\text{K}^2}$

cenu podłoża fliszu są typowe dla wód morskich pochodzenia synsedymencyjnego, z wyjątkiem wody z otworu Borzeta (gł. 1498–1511 m), w której według wysokiej wartości stosunku  $r\text{Na}^+/\text{rCl}^-$  występuje już znaczący udział wody diagenetycznej. Ten przykład pokazuje, że w utworach badenu znajdujących się na znacznej głębokości mogą występować wody diagenetyczne podobne do wód fliszowych, które w mniejszym lub większym stopniu wyparły wodę sedymentacyjną. W tym samym otworze Borzeta, ale na większej głębokości, w nieściśliwych skałach węglanowych jury występuje woda, której pochodzenia nie można wiązać z diagenetą kompacyjną. Jest to solanka bardzo podobna do solanki z Ustronia, która być może ascenzyjnie dopłynęła ze starszych utworów.

Bardzo pouczające jest porównanie składu chemicznego wód z otworów U-1 i U-2 w Ustroniu (tab. 16). Wody zawarte w utworach fliszowych mają wysokie wartości stosunku

$r\text{Na}^+/\text{rCl}^-$ , czyli zawierają wyraźny składnik wody diagenetycznej, a wody skał podłoża nie wykazują obecności takich wód. Zdiagenezowane łupki ilaste karbonu przypuszczalnie także zawierały w dalekiej przeszłości geologicznej wody diagenetyczne, które zostały jednak całkowicie usunięte w późniejszych okresach infiltracyjnych.

Liczne wody mineralne różnych typów występują na sąsiadującym obszarze Słowacji (Hynie, 1963; Franko i in., 1975). Wody Bardejowa i Cigelki są typowymi szczawami chlorkowymi, ze składową chlorkową będącą pochodzenia diagenetycznego (tab. 17). Solanka z Orawskiej Polhory jest solanką w znacznym stopniu zawierającą wodę diagenetyczną. Solanka z Darkowa pochodzi z piasków miocenu, a jej geneza trudna jest do określenia bez danych izotopowych. Nie ulega jednak wątpliwości, że nie ma ona związku z wodami diagenetycznymi.

## WODY TERMALNE

### GEOLOGICZNE UWARUNKOWANIA WYSTĘPOWANIA WÓD TERMALNYCH

Wszystkie wody występujące na większych głębokościach są wodami termalnymi wskutek istnienia gradientu geotermalnego. W polskich Karpatach Zachodnich na szczególną uwagę pod względem występowania wód termalnych zasługuje niecka podhalańska, stanowiąca część polskich Karpat wewnętrznych. Obecność wód termalnych na tym obszarze związana jest z odsłonięciami skrasowiałych i spękanych mezozoicznych i eoceńskich skał węglanowych na obszarze Tatr, gdzie następuje ich zasilanie wodami meteorycznymi. Utwory te zapadają w kierunku północnym pod nieprzepuszczalne i słabo przepuszczalne osady fliszu podhalańskiego, zalegającego do głębokości ok. 3 km. W od-

ległości ok. 1 km od północnego brzegu Tatr aż do pienińskiego pasa skałkowego wody zawarte w tych utworach stają się wodami termalnymi.

Na obszarze Karpat zewnętrznych wody termalne pochodzenia meteorycznego nie występują, z uwagi na niewielką przepuszczalność utworów fliszowych. Na większych głębokościach mogą lokalnie występować zamknięte struktury, zawierające wysokomineralizowane wody termalne pochodzenia niemeteorycznego.

### Niecka podhalańska

Pierwsze wzmianki o wodach termalnych na Podhalu datują się na połowę XIX wieku, kiedy to Zejszner (1844) odkrył w Jaszczurówce źródło o temperaturze 20,4°C. Po raz



pierwszy wody termalne o wyraźnie wyższej temperaturze (36°C) uzyskano z otworu Zakopane IG 1 (Sokołowski, 1973). Dynamiczny rozwój badań wód termalnych na tym terenie nastąpił w latach 90. XX w. (np. Jaromin i in., 1992a, b; Sokołowski, 1992; Kępińska, 1994, 1995, 1997; Barbacki i in., 1998; Chowaniec, Kępińska, 2003; Chowaniec i in., 1997a, b; Małecka, Nowicki, 2002; Chowaniec i in., 2001; Chowaniec, 2003b; Małecka, 2003). Według hipotezy opartej na badaniach tellurycznych, pod całym łukiem Karpat wewnętrznych mogą znajdować się wody termalne, jednakże na głębokościach nie osiągniętych przez dotychczasowe wiercenia (Jankowski i in., 1982).

Na obszarze niecki podhalańskiej występują dwa systemy przepływu wód podziemnych. Pierwszy – lokalny, związany jest z utworami czwartorzędu i stropowymi ogniwami fliszu, natomiast drugi – regionalny, kształtuje się w skrasowiałych utworach węglanowych eocenu i mezozoiku. W tym drugim systemie występują wody termalne, dla których obszar zasilania stanowią Tatry, a skały fliszowe są elementem izolującym od pierwszego poziomu (fig. 30). Wody te migrują ku północy zgodnie z kierunkiem zapadania serii wodonośnych, a następnie na skutek szczelnej bariery, jaką stanowią utwory pienińskiego pasa skałkowego (Chowaniec, Sokołowski, 1986), rozplývają się wachlarzowo ku wschodowi i zachodowi poza granice państwa (fig. 31), z bardzo słabym drenażem przez przesączenie do góry na obszarze niecki, sugerowanym przez nieco podwyższone temperatury niektórych źródeł (Chowaniec, 1989). Przepuszczalność w tym obszarze następuje silne zredukowanie prędkości przepływów w stosunku do części południowej, co wskutek wydłużenia czasu kontaktu wody ze skałą powoduje wyraźniejsze zmiany składu chemicznego wód. W stosunku do innych rejonów Polski w niecce podhalańskiej istnieją najlepsze warunki do praktycznego wykorzystywania wód termalnych ze względu na korzystną budowę geologiczną, wysoką temperaturę (do 86°C na wypływie), niską mineralizację (do 3 g/dm<sup>3</sup>), dużą wydajność (ponad 200 m<sup>3</sup>/h z pojedynczego ujęcia), dobrą odnawialność wody i łatwą dostępność terenu. Najważniejsze parametry hydrogeologiczne otworów ujmujących wody termalne podano w tabeli 18.

Średnia wartość gradientu geotermicznego dla Karpat wynosi 2,35°C/100 m (Plewa, 1966, 1994), a średni gradient geotermiczny dla niecki podhalańskiej i jej podłoża jest niższy w porównaniu z innymi rejonami Karpat, wahając się w zakresie od 1,9 do 2,1°C/100 m (Majorowicz, 1971, 1977; Plewa, 1994; Kępińska, 1997). Te pozornie mniej korzystne wartości gradientu geotermicznego na obszarze niecki są wynikiem wychładzania skał przez aktywny przepływ wód pochodzenia meteorycznego, zwłaszcza w jej południowej części. Przykładowe średnie ważone wartości gradientu temperatury to 0,97°C/100 m dla otworu Siwa Woda IG 1, 2,00°C/100 m – Zakopane IG 1 i Maruszyna IG 1 oraz 2,64°C/100 m – Bańska IG 1 (Chowaniec, 1989). Wartości te kształtują się różnie w poszczególnych otworach w zależności od rodzaju przewierconych skał i przede wszystkim od wielkości dopływu wód, które wyraźnie zmniejszają wartość

gradientu temperatury. Na przykład w otworze Zakopane IG 1 (fig. 32) można wydzielić cztery strefy zróżnicowane pod względem wartości gradientu:

- gradient 1,93°C/100 m odpowiada utworom łupkowym (warstwy zakopiańskie);
- gradient 0,68°C/100 m odpowiada strefie występowania eocenu węglanowego (w tym przypadku mniejszy przyrost temperatury spowodowany jest przepływem wód przestrzennie poza rurami na głębokości 900–1180 m);
- gradient 2,27°C/100 m charakteryzuje skały z przewagą margli, iłowców, z udziałem piaskowców kwarcytowych, przy czym na głębokości 1400–1650 m nie obserwuje się przyrostu temperatury, co może być spowodowane strefami stwierdzonych dopływów w przedziale głębokości 1405–1426 m i 1540–1620 m;
- gradient 1,9°C/100 m odpowiada strefie poniżej 1650 m, a dwa stwierdzone dopływy wód w interwale 2400–2650 m i 2800–3073 m nie zaznaczyły swego wpływu na krzywej temperatury.

W otworze Bańska IG 1, w strefie występowania utworów fliszowych w przedziale zalegania warstw zakopiańskich górnych obserwuje się zmiany gradientu, co może być spowodowane zmianami w litologii bądź przepływem wód z niższych poziomów. W podłożu podfliszowym można wydzielić trzy strefy o różnych wartościach gradientów:

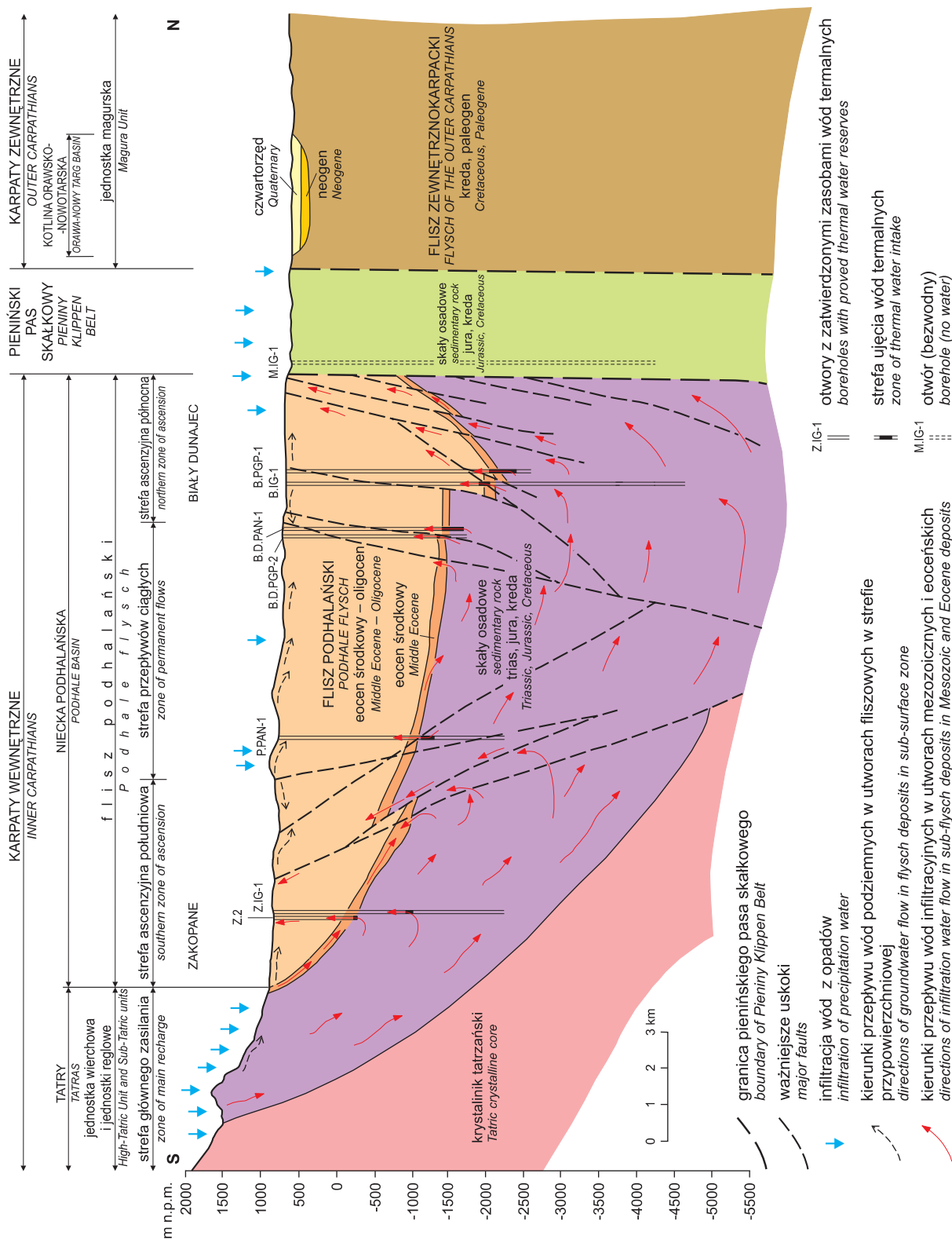
- gradient 1,43°C/100 m charakteryzuje strefę skał eocenu węglanowego i utworów triasowych w przedziale głębokości 2653–3135 m, gdzie w czasie wiercenia stwierdzono duże ucieczki płuczki, a następnie znaczne dopływy;
- gradient 2,39°C/100 m charakteryzuje strefę występowania przede wszystkim utworów kredowych, przy czym obniżenie jego wartości w interwale 3400–3550 m mogło nastąpić na skutek wzmożonego dopływu wód;
- gradient 1,82°C/100 m odpowiada strefie 4000–4800 m, przy czym brak przyrostu temperatury w przedziale 4330–4400 m odpowiada dopływowi wody stwierdzonemu na głębokości 4323–4348 m.

W otworze Siwa Woda IG 1 krzywa termiczna jest niemal linią prostą aż do głębokości 640 m, z wartością gradientu wynoszącą 1,1°C/100 m, a poniżej tej głębokości, na skutek dopływu wód o mało zróżnicowanej temperaturze w strefie o znacznej miąższości, wartość gradientu maleje do 0,6°C/100 m, co było już obserwowane w trakcie wiercenia.

Uzyskane wartości gradientów temperatury oraz średnie wartości przewodności cieplnej pozwoliły określić gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego  $q$  (Chowaniec, 1989):

	$q$ [mW/m <sup>2</sup> ]
Zakopane IG 1	51
Bańska IG 1	60
Maruszyna IG 1	51

Reasumując, uzyskane wartości  $q$  odpowiadają średnim wartościom strumienia ciepłego na terenie Polski. Również średnie wartości ciepła radiogenicznego wydzielanego przez skały w wymienionych otworach nie odbiegają od średnich wartości w innych rejonach kraju. Średnie wartości strumienia



**Fig. 30. Przekrój geologiczny przez nieckę podhalańską wraz ze schematem przepływu wód podziemnych (wg Chowańca, 2003b); linia przekroju fig. 8**

Geological cross-section of the Podhale Basin with schematic flow lines (after Chowańca, 2003b); cross-section line is shown in Fig. 8

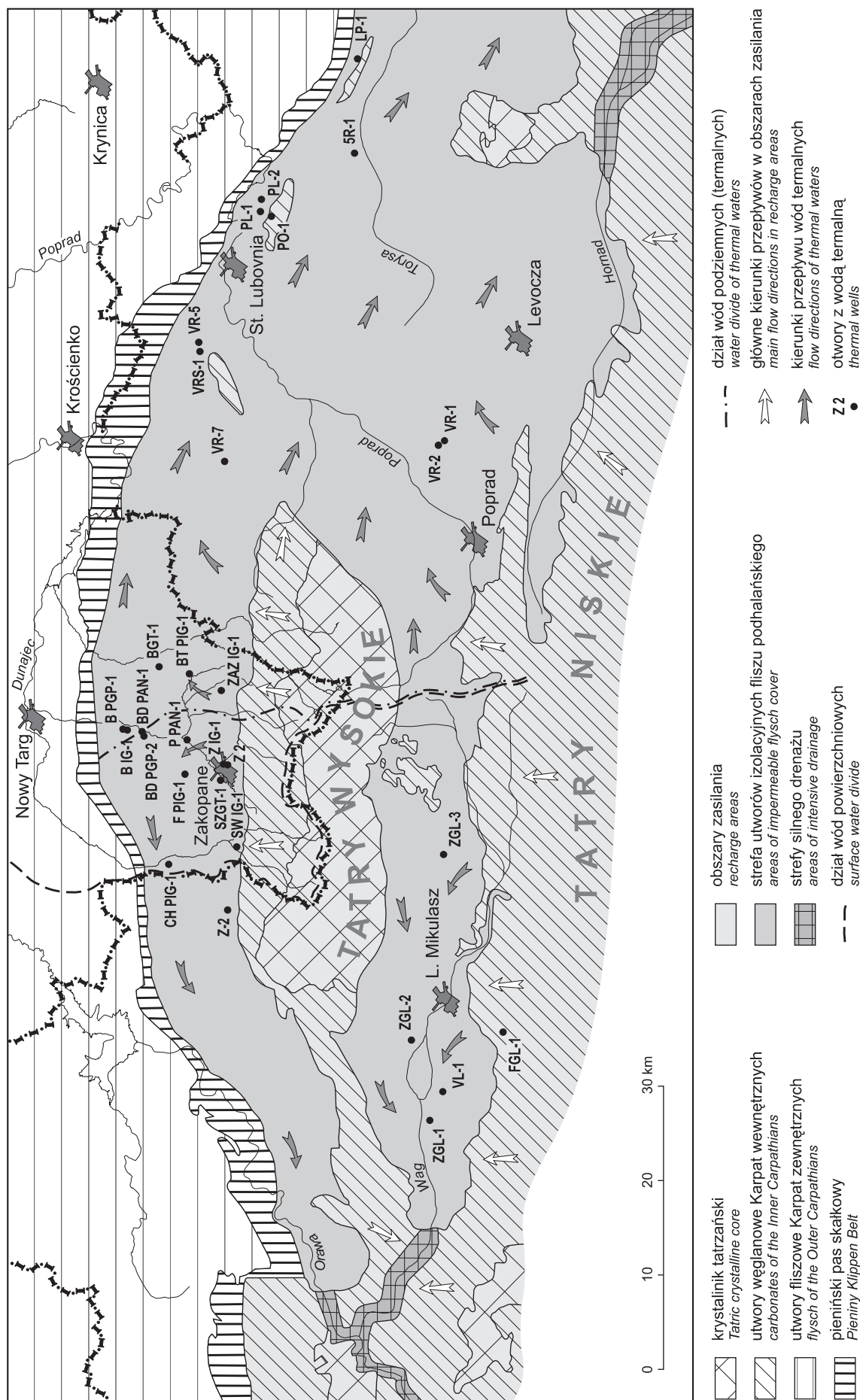


Fig. 31. Mapa hydrogeologiczna zbiornika wód termalnych Karpat wewnętrznych (wg Szklarczyka w: Chowaniec i in., 2007b, zmodyfikowana)

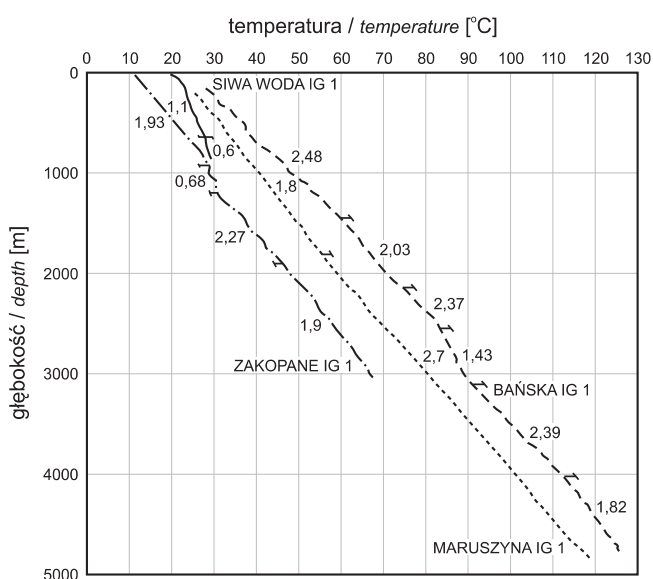
Hydrogeological map of thermal water in the Inner Carpathians (after Szklarczyk in: Chowaniec *et al.*, 2007b, modified)

Tabela 18

**Parametry hydrogeologiczne odwiertów z wodami termalnymi**  
Hydrogeological parameters of wells with thermal waters

Nazwa otworu Głębokość w [m]	Charakterystyka piętra wodonośnego					Suma składników stałych [g/dm <sup>3</sup> ] typ wody	
	stratygrafia	strop spąg [m]	głębokość do zwierciadła wody [m]   [m n.p.m.]		wydajność [m <sup>3</sup> /h] depresja [m]		temperatura na wypływie [°C] zas. ekspl. [m <sup>3</sup> /h]
Chochółów PIG 1 3572	T	3218 3572	+160,0	938,0	190,0 150,0	82 190	1,24 SO <sub>4</sub> -Ca-Na
Siwa Woda IG 1 856	Pg, T	625 >856	+55,0	975,0	3,95 55,0	20 4	0,42 HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Mg-Na
Furmanowa PIG 1 2324	Pg, J	2003 2324	105,0	905,0	96,0 27,5	60,5 90	0,58 HCO <sub>3</sub> -Na-Ca
Zakopane IG 1 3073	J	1540 >1550	+45,0	909,9	169,2 45,0	37 50	0,363 HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg-Na
Zakopane 2 1113	J	1090,5 >1113	+50,0	921,2	273,0 47,5	26 80	0,326 HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg
Poronin PAN 1 3003	T	1768 1917	+180,0	921,0	90,0 150,0	63 90	1,14 SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl-Na-Ca
Biały Dunajec PAN 1 2394	Pg, T	2117 2394	+210,0	895,0	270,0 220,0	82 otwór chłonny	2,62 SO <sub>4</sub> -Cl-Na-Ca
Bańska IG 1 5261	Pg, T	2565 >2656	+270,0	949,0	120,0 185,0	82 120	2,69 SO <sub>4</sub> -Cl-Na-Ca
Bańska PGP 1 3242,0	Pg, T	2731 3240	+261,0*	933,3	550,0 158,0	86 550	3,12 SO <sub>4</sub> -Cl-Na-Ca
Biały Dunajec PGP 2 2450	Pg, T	2083 2450	+240,2*	922,9	175,0 247,0	86 otwór chłonny	2,7 SO <sub>4</sub> -Cl-Na-Ca
Zazadnia IG 1 680	Pg	665 >680	+90,0	945,2	29,6 60,0	22 25,1	0,19 HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca-Mg
Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG 1 3780	T, J	2390 2605	50,5	906,5	58,0 117,5	64,5 40,0	1,49 SO <sub>4</sub> -Cl-Ca-Na

\* przeliczone na wysokość zwierciadła wody o temperaturze 20°C; stratygrafia: Pg – paleogen, J – jura, T – trias



**Fig. 32. Przykłady gradientów temperatury [°C/100 m] w niecce podhalańskiej w warunkach niestabilizowanych**

Examples of temperature gradients [°C/100 m] in the Podhale Basin under unstable conditions



nia ciepła radiogenicznego ( $A_{sr}$ ), określonego na podstawie wyników pomiarów zawartości U, Th i  $^{40}\text{K}$ , wynoszą:

	$A_{sr}$ [ $\mu\text{W}/\text{m}^3$ ]
Zakopane IG 1	1,22
Bańska IG 1	1,28
Maruszyna IG 1	1,22

Badania wykonane w trakcie testów hydrodynamicznych, w tym określenie wieku wód, temperatury i składu jonowego, pozwoliły na stwierdzenie szeregu prawidłowości charakterystycznych dla wód podziemnych w podfliszowych poziomach niecki artezyjskiej Podhala. Mimo różnej głębokości ujęć oraz odległości od obszaru zasilania współczynniki filtracji utworów podfliszowych wykazują zbliżone wartości, rzędu  $10^{-6}$  m/s, podobne do wartości obserwowanych w otworach zlokalizowanych na Antałówce (Chowaniec i in., 1997b). Porównując wydajności notowane w czasie wiercenia otworów z uzyskanymi podczas zabiegów kwasowania, stwierdzono, że nastąpiło 4–8-krotne zwiększenie wydatku, a w otworze Biały Dunajec PAN-1 różnica ta jest nawet znacznie większa, gdyż wydajność wzrosła z 9 do 270 m<sup>3</sup>/h. Korzyści z zabiegów kwasowania otworów ujawniają się równocześnie w przyrostach temperatury wody na wypływie, od kilkunastu do ponad 30°C.

Zdolność przyjmowania wody przez otwory chłonne zazwyczaj ulega zmniejszeniu wskutek postępującej kolmatacji, co również powoduje konieczność poddawania ich procesom kwasowania, których szczegóły w przypadku niecki podhalańskiej nie zostały jednak opublikowane.

### Karpaty zewnętrzne

W Karpatach zewnętrznych wody termalne występują zarówno w utworach fliszowych, jak i w skałach ich podłoża. Jednak parametry hydrogeologiczne skał Karpat zewnętrznych są zdecydowanie odmienne od parametrów utworów zawierających wody termalne w niecce podhalańskiej. Wody termalne na obszarze Karpat zewnętrznych są rozpoznane jedynie nielicznymi otworami, a skomplikowana budowa geologiczna ogranicza uzyskanie większych wydajności, gdyż wody te występują w niewielkich, zamkniętych strukturach. Dotychczasowe badania wykazały, że flisz zewnętrznokarpacki jest mało perspektywnym kolektorem dla uzyskania wód termalnych w znaczących ilościach. Najkorzystniej w tym zakresie wypada rejon Poręby Wielkiej, gdzie z pojedynczego ujęcia uzyskano do 12,1 m<sup>3</sup>/h wody o mineralizacji 21,8 g/dm<sup>3</sup> i temperaturze 42°C na wypływie. Ponadto wody termalne na terenie Karpat fliszowych stwierdzono między innymi w Soli koło Zwardonia, Rabce, Skomielnej Białej i Ciężkowicach. Wody termalne fliszu karpackiego są mało obiecujące ze względu na wysoką mineralizację i zróżnicowany skład chemiczny.

Nieco lepsze warunki występowania wód termalnych istnieją w podłożu zachodniej części Karpat zewnętrznych, gdzie wody te związane są ze spękanyimi i skrasowanymi do-

lomitami i wapieniami dewońskimi oraz zlepieńcami mioenu. Wody te zostały stwierdzone między innymi w rejonie Ustronia (otw. U-1 – 27,5°C i U-3 – 32°C), Jaworza (otw. IG 1 – 23°C i IG 2 – 32°C), Suchej Beskidzkiej (otw. IG 1 – 28°C); Potrójnej (otw. IG 1 – 22°C), gdzie podane temperatury mierzone były na wypływach. Te wody termalne i mineralne nie mogą być eksploatowane, gdyż powodowałyby zanieczyszczenia wód powierzchniowych. Jedynie w Ustroniu wykonano otwór chłonny przyjmujący zużyta wodę (Chowaniec, Solecki, 1996).

### CHARAKTERYSTYKA HYDROCHEMICZNA I IZOTOPOWA WÓD TERMALNYCH

Dyskusja przedstawiona w tym rozdziale jest ograniczona do wód niecki podhalańskiej, gdzie głównym czynnikiem kształtującym ich skład chemiczny jest oddziaływanie woda–skała, przy określonej temperaturze wody i litologii skał. Podstawowe typy hydrochemiczne wód ulegają zmianom, od  $\text{HCO}_3\text{--Ca}$ , charakterystycznego dla wód zimnych, znajdujących się w obrębie lub w pobliżu obszaru zasilania, do  $\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$ ,  $\text{HCO}_3\text{--Na--Ca}$  i  $\text{HCO}_3\text{--SO}_4\text{--Ca--Mg--Na}$  na większych głębokościach. Wody starsze i o wyższej temperaturze należą do typu  $\text{SO}_4\text{--HCO}_3\text{--Cl--Na--Ca}$  lub  $\text{SO}_4\text{--Ca--Na}$ , a najdalej od wychodni dominuje już typ  $\text{SO}_4\text{--Cl--Na--Ca}$ . Mineralizacja rośnie od 0,20–0,35 g/dm<sup>3</sup> blisko wychodni do ok. 3,1 g/dm<sup>3</sup> w najdalszych partiach niecki (tab. 18). Najwyższe mineralizacje notowane są przed podjęciem eksploatacji, a po jej rozpoczęciu maleją do ok. 2,7 g/dm<sup>3</sup>. Obserwowane typy hydrochemiczne wód nie wynikają jedynie z przepływu przez skrasowane skały węglanowe, lecz są też rezultatem wymiany dyfuzyjnej między wodą mobilną w szczelinach i kanałach krasowych z wodą stagnacyjną w mikroporach nieprzepuszczalnych i słabo przepuszczalnych utworów oraz wymiany kationowej, zachodzącej szczególnie efektywnie w mikroporach tych utworów. Utwory słabo przepuszczalne zarówno ograniczają warstwy przewodzące, jak i tworzą liczne ciągłe lub nieciągłe przewarstwienia.

Obserwowane zależności czasowe stężeń trytu w otworach Zakopane IG 1, Zakopane 2 i Zazadnia IG 1 oraz teoretyczne stężenia trytu wynikające z dopasowanych prostych modeli komorowych pokazane są na figurze 33. Uzyskane z modeli wartości wieku trytowego w otworach Zakopane 2 i Zazadnia IG 1 wynoszą około 50 lat. W otworze Zakopane IG 1 średni wiek wynosi około 85 lat, przy czym wiek ten jest rezultatem mieszania się składowej młodszej ( $[1 - \beta_1] \cdot 100 = 17\%$ ) o średnim wieku 8,8 lat ze składową starszą ( $[1 - \beta_2] \cdot 100 = 83\%$ ) o średnim wieku 100 lat (Zuber i in., 2008). W innych otworach, zawierających wody zwykle, wartości wieku trytowego są przypuszczalnie zbliżone do tych obserwowanych w otworach Zakopane 2 i Zazadnia IG 1, a w źródłach znacznie niższe – od około 3 lat dla wywierzyisk do około 10 lat dla innych dużych źródeł (np. Barany i Pod Capkami).

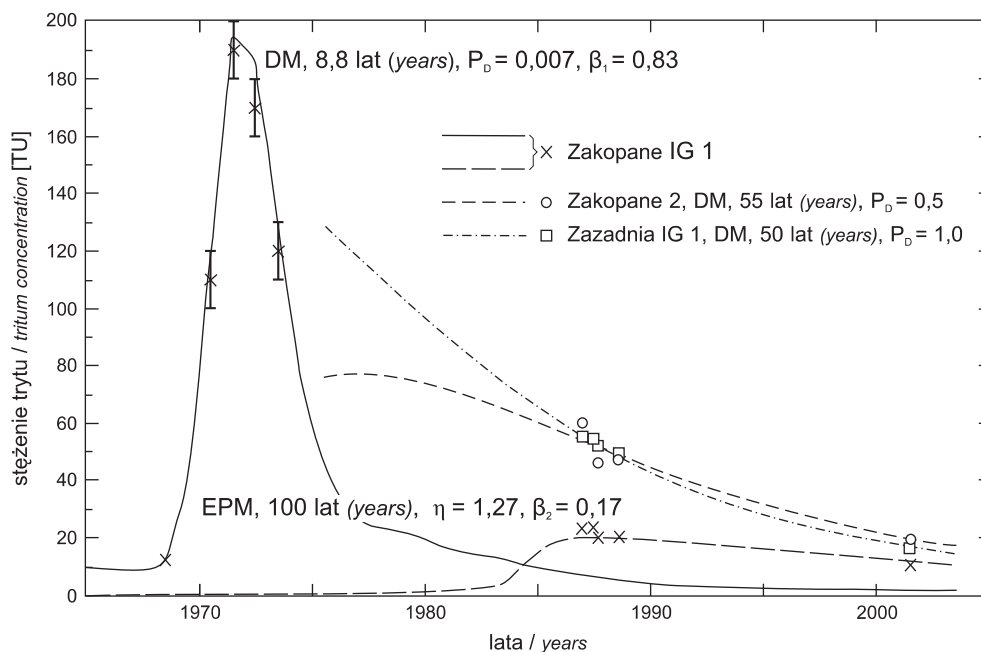


Fig. 33. Stężenia trytu (punkty) w wodach termalnych w trzech otworach oraz zależności teoretyczne (linie) wynikające z dopasowanych modeli komorowych (zestawiono na podstawie pracy Zuber a i in., 2008)

Tritium contents (points) in three wells with thermal water and fitted lines obtained from box-models (compiled after Zuber *et al.*, 2008)

Powyższe dane dotyczą wód będących w zasięgu wyznaczonego obszaru GZWP 441 (Kleczkowski red., 1990). Natomiast w tabeli 19 przedstawiono wyniki analiz izotopowych wód termalnych będących poza zasięgiem GZWP 441, uszeregowane według wieku wody oszacowanego jakościowo z malejących stężeń  $^{14}\text{C}$  i rosnących wartości  $\delta^{13}\text{C}$ . Wartości  $\delta^{13}\text{C}$  różnią się znacznie od wartości, które są najczęściej obserwowane w wodach podziemnych na obszarach zasilenia, tzn. od  $-25\text{‰}$  do  $-12\text{‰}$  (Zuber i in. red., 2007).

Zmiany te są niewątpliwie wywołane wymianą izotopową węgla między rozpuszczonymi węglanami i minerałami węglanowymi, co uniemożliwia ilościowe określenie wieku wód metodą radiowęglową wskutek częściowego usuwania atomów  $^{14}\text{C}$  z wody do fazy stałej (*op. cit.*). Z powodu tego efektu wiek wód termalnych niecki podhalańskiej pozostaje obecnie bliżej nierozpoznany.

Skład izotopowy wód termalnych nie wykazuje oczekiwanego przesunięcia wartości  $\delta^{18}\text{O}$  w stosunku do światowej

Tabela 19

**Dane izotopowe wód termalnych niecki podhalańskiej nie zawierających mierzalnych stężeń trytu (wg Chowańca i in., 2004 z uzupełnieniami)**

Isotope data of tritium-free thermal waters in the Podhale Basin (after Chowańiec *et al.*, 2004, with supplements)

Otwór	Data pobrania	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	$\delta^2\text{H}$ [‰]	Tryt [TU]	$^{14}\text{C}$ [pmc]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]
Furmanowa PIG 1	16.12.96	-10,6	-73	1,7±0,5	37,4±1,0	-4,4
Poronin PAN 1	02.12.96	-11,15	-76,5	0,0±0,5	23,2±1,0	-5,5
Szymoszkowa GT 1	26.01.07	-10,66	-75	0,6±0,4	7,6±1,0	-7,1
Chochołów PIG 1	03.12.96	-11,5	-78	0,25±0,3	3,2±1,0	-3,0
Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG 1	25.10.98	-11,20	-79,15	0,1±0,5	0,8±1,0	-1,4
Bańska IG 1, próbka 1	25.07.92	-10,9	-82,5	0,1±1,0	3,4±1,0	-0,4
				0,0±1,0		
				0,2±1,0		
próbka 2	25.07.92	-11,1	-81,5	0,0±1,0	0,5±1,0	+0,3
Bańska IG 1	27.01.97	-11,5	-81	0,0±0,5	0,3±1,0	-0,6

linii opadów WMWL, jako wynik wymiany izotopowej tlenu, jaki musi zachodzić między wodą i minerałami węglanowymi. Większość badanych wód wykazuje jednak oczekiwane przesunięcie w stosunku do lokalnej (tatrzańskiej) linii wód infiltracyjnych (fig. 34). Jednak dalej pozostaje zagadką, dlaczego w niektórych otworach nie następuje takie przesunięcie nawet w stosunku do lokalnej linii wód infiltracyjnych, pomimo wyraźnego efektu wymiany izotopowej węgla widocznego z wartości  $\delta^{13}\text{C}$ , odbiegających znacznie od wartości typowych dla wód infiltracyjnych, a równocześnie zbliżonych do wartości typowych dla minerałów węglanowych pochodzenia morskiego.

Rozrzut poszczególnych punktów po odniesieniu do tatrzańskiej linii wód infiltracyjnych może być interpretowany za pomocą efektu wysokościowego, pokazanego wcześniej na figurze 19, przyjmując za Małecką i Nowickim (2002) holocenicki wiek wód termalnych w całej niecce. Tak zinterpretowane wyniki oznaczają, że nie tylko wody termalne z otworu Zazadnia mają wysoko położony obszar zasilania, ale także wody z otworów w Chochołowie, Bukowinie i Bańskiej. Alternatywną interpretacją może być założenie, że skład izotopowy wód termalnych w Bukowinie, a zwłaszcza w Bańskiej, jest rezultatem zasilania na niskich wysokościach, ale w chłodniejszym klimacie. Można oczekiwać, że zastosowanie metod gazów szlachetnych umożliwi bliższe

określenie wieku tych wód, jak to wstępnie zostało dokonane dla otworu w Szymoszkowej (Chowaniec i in., 2007a). Pozwoli to wyjaśnić, który z wymienionych efektów decyduje o składzie izotopowym wód termalnych niecki podhalańskiej.

Wcześniej wspomniano, że wody termalne niecki podhalańskiej są przypuszczalnie częściowo drenowane wskutek przesiąkania do góry przed pienińskim pasem skałkowym, gdzie stwierdzono obecność źródeł o temperaturach wody prawie  $2^\circ\text{C}$  wyżej od średnich rocznych temperatur w tym rejonie (Chowaniec, 1989). Efektem tego drenażu mogą być niektóre źródła siarczkowe, związane ze strefami dyslokacyjnymi. Niestety, jak dotychczas, oznaczenia składu izotopowego wody i stężenia trytu przeprowadzono jedynie dla siarczkowego źródła w Szaflarach, którego skład izotopowy jest zbyt ujemny (tab. 15), biorąc pod uwagę rzędne sąsiadujących wyniesień i efekt wysokościowy określony w pracy Rajchel i in. (2005). Można przypuszczać, że skład izotopowy wody w tym źródle jest wynikiem domieszki wody ascendującej z podfliszowych utworów węglanowych. Jednak ani mineralizacja (tab. 15), ani temperatura wody w tym źródle (tab. 10), nie potwierdzają takiej hipotezy. Według Rajchel i in. (2005) źródła siarczkowe Karpat fliszowych zawierają  $\text{H}_2\text{S}$  wskutek głębszej penetracji wód infiltracji lokalnej w stosunku do wód zwykłych, przy czym na większych głębokościach następuje częściowa redukcja siarcza-

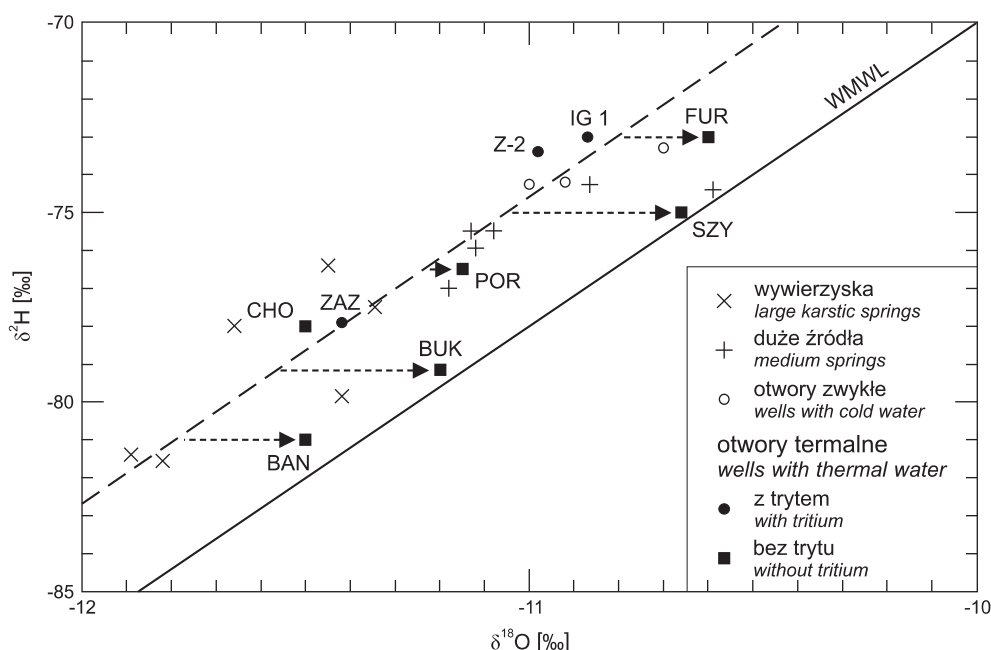


Fig. 34. Skład izotopowy wód termalnych na tle światowej linii opadów (WMWL) i linii tatrzańskich wód infiltracyjnych (linia przerywana; wg Zuber a in., 2008)

Poziome strzałki oznaczają hipotetyczne zmiany wartości  $\delta^{18}\text{O}$  wód termalnych wskutek wymiany izotopowej z minerałami węglanowymi, od wartości początkowych wód na obszarze zasilania do wartości obserwowanych w otworach; BAN – Bańska IG 1, BUK – Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG 1, CHO – Chochołów PIG 1, FUR – Furmanowa PIG 1, IG 1 – Zakopane IG 1, POR – Poronin PAN 1, SZY – Szymoszkowa GT 1, ZAZ – Zazadnia IG 1, Z-2 – Zakopane 2

Isotope composition of thermal waters in relation to the WMWL and local infiltration line in the Tatras (dashed line; after Zuber *et al.*, 2008)

Horizontal arrows indicate hypothetical  $\delta^{18}\text{O}$ -shifts of thermal waters caused by isotopic exchange of oxygen with carbonate minerals from the initial values in recharge area to the values observed in thermal wells; BAN – Bańska IG 1, BUK – Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG 1, CHO – Chochołów PIG 1, FUR – Furmanowa PIG 1, IG 1 – Zakopane IG 1, POR – Poronin PAN 1, SZY – Szymoszkowa GT 1, ZAZ – Zazadnia IG 1, Z-2 – Zakopane 2

nów. Niewątpliwie dla celów poznawczych wskazane są jednak badania znacznikowe źródeł o podwyższonych temperaturach wody, aby potwierdzić przesączanie się do góry wód termalnych. Anomalie termiczne skał obserwowane

w strefach uskokowych płytkimi pomiarami temperatury (Pomianowski, 1988, 1995) wydają się wskazywać na możliwość ascenzyjnego ruchu wody termalnej spowodowanego przez przeszkodę, jaką stanowi pieniński pas skałkowy.

## MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA WÓD PODZIEMNYCH

### WODY ZWYKŁE

Wody podziemne z utworów czwartorzędowych są eksplorowane za pomocą studni kopanych i wierconych. Woda służy do celów socjalno-bytowych miejscowej ludności oraz używana jest przez rolnictwo, przemysł i rzemiosło. Nie jest znana całkowita wielkość poboru wskutek braku rejestracji zużywanej ilości wody oraz okresowy charakter eksploatacji większości ujęć. Zupełnie nieznana jest wielkość poboru ze studni kopanych, ponieważ eksploatowane są głównie przez indywidualne gospodarstwa, a tylko sporadycznie przez instytucje czy zakłady przemysłowe.

Szacuje się, że zwykłe wody podziemne zaspokajają ok. 80% zapotrzebowania rozpatrywanego obszaru. Wskutek ograniczonego występowania utworów czwartorzędowych jedynie w dolinach rzecznych oraz ograniczonych właściwości zbiornikowych utworów fliszowych i krystaliniku tatrzańskie nie ma możliwości istotnego zwiększenia proporcji wykorzystania wód podziemnych do celów komunalnych i przemysłowych, co prowadzi do konieczności wykorzystywania wód powierzchniowych. Wykorzystanie wód powierzchniowych w stosunku do potrzeb obszaru karpackiego stanowi jedynie 20%. O skali wykorzystania wód powierzchniowych wyprowadzanych poza ten obszar świadczy między innymi wykorzystanie wód Raby ze zbiornika w Dobczycach dla Krakowa w ilości ponad 50 mln m<sup>3</sup>/rok, co stanowi ponad połowę zapotrzebowania miasta. W przypadku dalszego wzrostu zapotrzebowania aglomeracji krakowskiej rozważana jest możliwość przerzutu wody z Dunajca do Raby, powyżej zbiornika retencyjnego w Dobczycach (WIOŚ, 2003). Podobnie, będący w budowie zbiornik w Świnnej Porębie ma służyć do zaspokojenia zwiększającego się zapotrzebowania aglomeracji Górnej Śląska.

Ograniczone przestrzennie występowanie utworów czwartorzędowych nie oznacza braku możliwości większego wykorzystania wód zawartych w tych utworach. Pewne rezerwy istnieją jeszcze w zbiornikach kotlin Orawsko-Notwarskiej, Sądeckiej i Zakliczyńskiej oraz w dolinie Dunajca i jego dopływów, ale nie są one zbyt obiecujące ze względu na dużą podatność tych zbiorników na zanieczyszczenia, związaną z płytkim stabilizowaniem się zwierciadła wody i brakiem występowania uszczelniających warstw nadległych, zwłaszcza w Kotlinie Sądeckiej.

### WODY MINERALNE

W rejonach przypowierzchniowego występowania solank lub szczaw chlorkowych nie można oczekiwać istotnego zwiększenia zasobów poprzez nowe wiercenia, gdyż zasolo-

ne wody pochodzenia nieinfiltracyjnego, dopływające z dużych głębokości, mają małe wydatki, a ich przypowierzchniowe występowanie wskazuje na bardzo ograniczoną penetrację wód opadowych, które ewentualnie mogłyby stanowić składnik zapewniający większe zasoby.

W rejonach występowania wysokozmineralizowanych szczaw zwykłych, powstałych wskutek penetracji wód opadowych na znaczne głębokości (rzędu kilkuset metrów jak w Krynicy i Złockiem), istnieje wysokie prawdopodobieństwo ich mieszania się na tych głębokościach z wodami nieinfiltracyjnymi, co prowadzi do tworzenia się wód typu zuber. Oprócz stwierdzonego już występowania tych wód w Krynicy i Złockiem istnieje potencjalna możliwość nawiercenia tego typu wód w innych rejonach, szczególnie wzdłuż doliny Popradu.

Prowadzone w ostatnich latach prace poszukiwawcze w dolinie Popradu potwierdziły występowanie oraz możliwość zwiększenia wydobywania szczaw zwykłych. Niestety, niektóre z tych szczaw zawierają dużo jonu Na<sup>+</sup>, wskutek długotrwałego oddziaływania woda-skała w obecności CO<sub>2</sub>. Niezależnie od walorów smakowych, utrudnia to wykorzystanie tych szczaw do celów pitnych ze względów zdrowotnych, związanych ze szkodliwością nadmiernego stężenia sodu.

W miejscowościach uzdrowiskowych zazwyczaj istnieją pijalnie dostępne dla kuracjuszy i wczasowiczów. W wielu innych miejscowościach pozbawionych odpowiednich zasobów wód mineralnych produkowane są różnego typu wody butelkowane, nazywane przez producentów wodami mineralnymi.

Syngenetyczne solanki badenu są nieodnawialne i ich zasoby są bardzo ograniczone. Inne solanki podłoża fliszu, jak np. w Ustroniu i Jaworzu, są również nieodnawialne, ale ich znaczne rozprzestrzenienie stanowi o stosunkowo dużych zasobach w sensie wód mineralnych, ale bardzo małych w sensie wód termalnych.

### WODY TERMALNE

Wody termalne najwcześniej zostały wykorzystane do celów grzewczych w rejonie Bańskiej i Białego Dunajca (dublet otworów Bańska IG 1 i Bańska PGP 1 oraz Biały Dunajec PAN 1 i Biały Dunajec PGP 2). Po początkowej fascynacji tym odnawialnym źródłem energii i oczekiwanych korzyściach ekonomicznych okazało się, że koszty eksploatacji przekraczają koszty tradycyjnego ogrzewania, a korzyści ekologiczne w postaci czystszy powietrza nad Zakopanem są mało przekonujące dla indywidualnych odbiorców



energii. Z tego względu bardziej obiecujące są zastosowania rekreacyjno-lecznicze (Kępińska, Łowczowska, 2002).

Wody termalne eksploatowane są obecnie przez otwory Zakopane IG 1 i Zakopane 2 do celów rekreacyjnych w basenie kąpielowym zakopiańskiego aquaparku. W grudniu 2008 r. w Bukowinie Tatrzańskiej został otwarty duży ośrodek rekreacyjno-rehabilitacyjny, zaprojektowany jako najnowocześniejszy w skali europejskiej. Ośrodek ten wykorzystuje do celów grzewczych i kąpielowych wodę z otworu Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG 1.

W Białym Dunajcu istnieje także ośrodek kąpielowy, który bazuje na energii cieplnej dostarczanej przez wodę z otworów w Białym Dunajcu (Bańska IG 1, Bańska PGP 1), a w najbliższej przyszłości będzie wykorzystana bezpośrednio woda termalna z otworu Szymoszkowa GT 1. Planowane są także baseny kąpielowe w Białce Tatrzańskiej, gdzie wykorzystywana będzie woda z nowego otworu Białka Tatrzańska GT 1. Obecnie są tam prowadzone prace techniczno-eksploatacyjne mające na celu uzyskanie odpowiedniej wydajności. Lokalizacja wymienionych otworów jest pokazana na figurze 31.

Zasoby dyspozycyjne wód termalnych niecki podhalańskiej zostały określone w dokumentacji wykonanej przed odwierceniem nowych otworów na 970 m<sup>3</sup>/h (1997 r.), a sumaryczne zasoby eksploatacyjne w 2007 r. wyniosły 1106 m<sup>3</sup>/h (Chowaniec i in., 2007a). Brak jest dokładnych danych dotyczących aktualnej eksploatacji otworów Zako-

pane IG 1 i Zakopane 2, dla których zasoby eksploatacyjne zostały określone odpowiednio na 50 i 80 m<sup>3</sup>/h, nie związane z powrotnym zatłaczaniem wody. Tym niemniej całkowitą obecnie prowadzoną eksploatacją w niecce podhalańskiej można oszacować na ok. 790 m<sup>3</sup>/h, w tym bezzwrotną eksploatacją na ok. 250 m<sup>3</sup>/h. Do aktualizacji oceny zasobów wód termalnych niecki podhalańskiej zaczęto wykorzystywać nowe metody badawcze, w tym analizę stężeń gazów szlachetnych (Chowaniec i in., 2008) raz metodę modelowania numerycznego przepływów i migracji. Dotychczasowe modelowanie ma charakter fragmentaryczny (Nagy i in., 1999), głównie ze względu na brak szczegółowych danych niezbędnych do wiarygodnej kalibracji modeli numerycznych. Aktualizacja dokumentowania wód termalnych w miarę powstawania nowych otworów eksploatacyjnych jest niezbędna w celu uniknięcia nadmiernej eksploatacji, mogącej prowadzić do niekorzystnych zmian wydatków, temperatury i/lub składu chemicznego, a także do oceny dalszych możliwości wykorzystania tych wód.

Wody termalne Karpat zewnętrznych charakteryzują się generalnie niewielkimi i nieodnawialnymi zasobami oraz wysokimi mineralizacjami, co wyklucza ich szersze wykorzystanie. Jedynie w Ustroniu wysokozmineralizowana woda termalna, eksploatowana z dewońskiego podłoża Karpat, jest wykorzystywana do celów kąpielowych i rehabilitacyjnych dzięki powrotnemu zatłaczaniu dla uniknięcia zanieczyszczenia wód powierzchniowych.

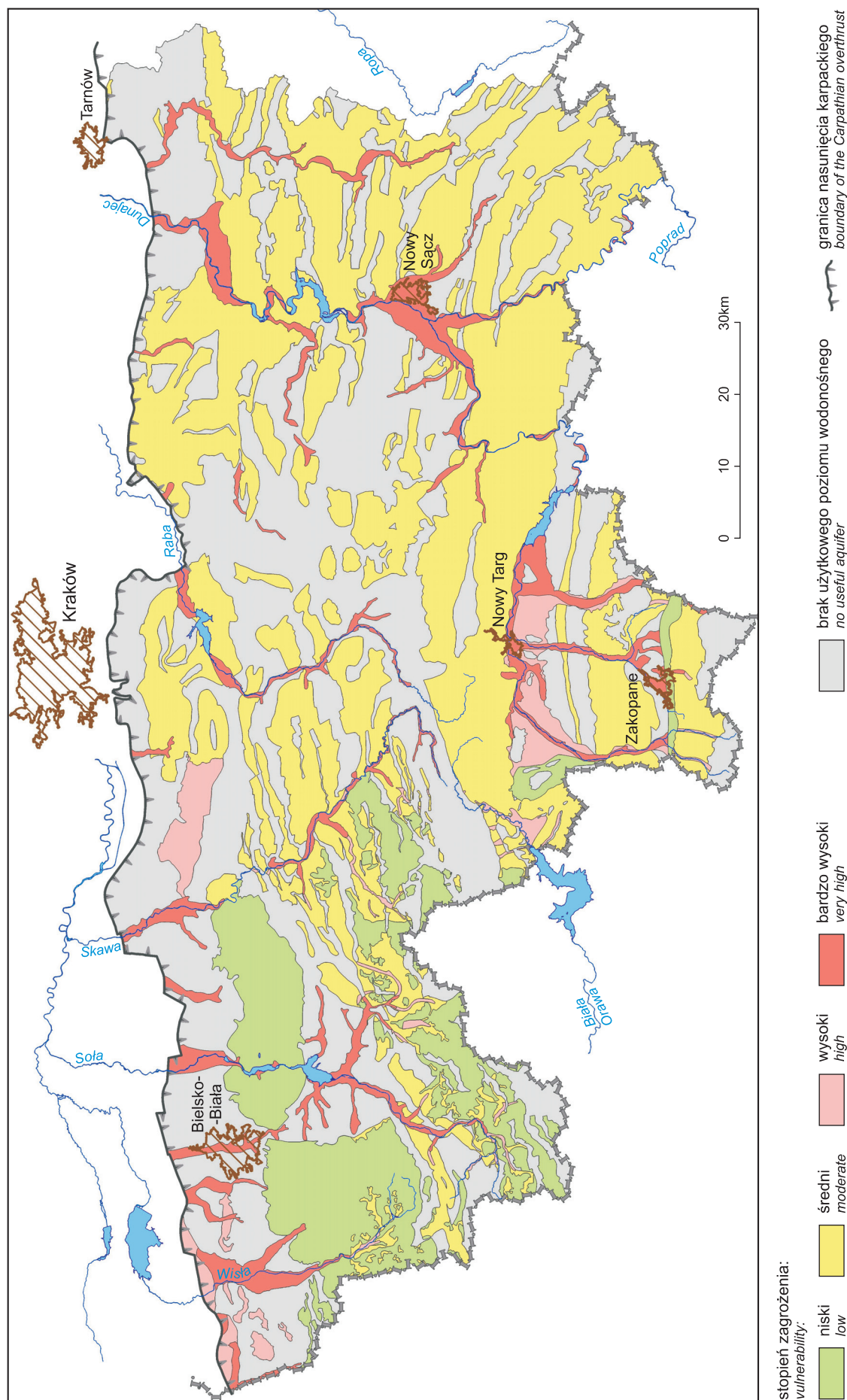
## ZAGROŻENIA WÓD PODZIEMNYCH I ICH OCHRONA

### ZAGROŻENIA WÓD ZWYKŁYCH

Podatność naturalna na zanieczyszczenia zależy głównie od miąższości strefy aeracji, obecności i miąższości utworów nieprzepuszczalnych stanowiących naturalną przeszkodę dla infiltracji pionowej. Istotne są także warunki migracji w strefie nasyconej od obszaru alimentacji do istniejących lub potencjalnych ujęć wody. Warunki migracji zanieczyszczeń, zarówno zachowawczych jak i niezachowawczych, zależą głównie od wodoprzewodności ośrodka związanej z litologią utworów wodonośnych, a także od wielkości infiltracji przez strefę aeracji. Przegląd metod służących do oceny podatności wód podziemnych na zanieczyszczenia zawarty jest w objaśnieniach tekstowych do mapy opracowanej pod redakcją Witczaka (2005b). Mapy tego typu prezentują jedynie uproszczony obraz zagrożeń wód podziemnych przez zanieczyszczenia antropogeniczne według aktualnych poglądów określonych zespołów autorskich. Niemniej jednak, mimo znacznego stopnia niepewności, stanowią one istotny czynnik do prawidłowego sterowania gospodarką i eksploatacją wód na danym obszarze.

Mapa zagrożeń pierwszego poziomu użytkowego (fig. 35) pokazuje obszary zarówno zagrożone, jak i nie zagro-

żone, potwierdzając największe potencjalne zagrożenia zbiorników czwartorzędowych znajdujących się w dolinach rzecznych. Indywidualne ogniska nie są widoczne w takiej skali. Obszarów zagrożonych ogniskami przestrzennymi jest niewiele, ale należy pamiętać o konieczności unikania tworzenia ognisk lokalnych. Niewątpliwie należy unikać nadmiernego nawożenia upraw, aby zachować standardy UE zawarte w dyrektywie azotanowej. Stopień zagrożenia wód podziemnych zdefiniowany jest jakościowo według Instrukcji opracowania MhP (1999). Bardzo wysoki i wysoki stopień zagrożenia to obecność licznych ognisk zanieczyszczeń na terenach o małej odporności poziomu głównego wód podziemnych (brak izolacji lub słaba izolacja), przy czym niektóre z nich już spowodowały zanieczyszczenie. Średni stopień zagrożenia to obszar o małej odporności (brak izolacji lub słaba izolacja), ale o ograniczonej dostępności (parki narodowe, rezerваты, masywy leśne) do poziomu głównego, z możliwą obecnością ognisk zanieczyszczeń. Niski stopień zagrożenia to obszar o średniej odporności poziomu głównego (słaba izolacja), bez ognisk zanieczyszczeń. Bardzo niski stopień zagrożenia to obszar o dużej odporności poziomu głównego (dobra izolacja) lub o średniej odporności (słaba izolacja) i ograniczonej dostępności.



**Fig. 35. Mapa zagrożień wód użytkowych na badanym obszarze (wg MhP, 1997–2004)**

Vulnerability map of fresh groundwater in the study area (after MhP, 1997–2004)

Wody podziemne zbiorników czwartorzędowych usytuowane wzdłuż dolin rzecznych są szczególnie narażone na zagrożenia związane z działalnością człowieka ze względu na drenujący charakter poszczególnych zlewni obejmujących większy obszar oraz ze względu na zalewy powodziowe. Strefa największej podatności rozciąga się także na znaczne obszary utworów fliszowych, gdzie nie wyróżniono utworów bezwodnych, zakładając możliwość ujmowania wody praktycznie na całym rozpatrywanym obszarze (fig. 36). Największą degradację wód podziemnych powodują ścieki gospodarcze, komunalne i przemysłowe, składowiska odpadów komunalnych oraz zbiorniki z produktami naftowymi. Występują także zagrożenia związane z przebiegiem i utrzymaniem głównych szlaków komunikacyjnych, a także związane ze stosowaniem środków ochrony roślin i nawozów mineralnych. Zanieczyszczenia geogeniczne związane ze zbyt wysokim stężeniem jonów żelaza i manganu mają często charakter lokalny, przede wszystkim w kotlinach Orawsko-Nowatarskiej i Sądeckiej oraz w niektórych ujęciach w utworach fliszowych (zał. 1). Niestety, większość wód nie jest oczyszczana z tych dwóch składników chemicznych.

Mimo generalnie dobrej chemicznej jakości wód, periodycznemu chlorowaniu podlegają sieci rozprowadzające wodę dla większej liczby odbiorców oraz niektóre ujęcia indywidualne. Należy tutaj przypomnieć, że przytoczona wcześniej mapa jakości wód (fig. 18) odnosi się jedynie do parametrów chemicznych i z tego względu miejscami różni się znacznie od map zagrożeń (fig. 35, 36). Jakość wody w studniach kopanych nie jest znana, ponieważ ich kontrola nie jest wymagana przez stosowne przepisy.

W zbiornikach dolin rzecznych najbardziej zagrożone są wody w obrębie tarasów niskich. Zwierciadło wody występuje tutaj płytko (1–2 m), brak jest warstwy izolującej lub warstwa ta jest cienka (0–2 m). Warunki takie panują w strefie bezpośrednio przylegającej do koryt rzecznych. W strefie tej przepływ wód podziemnych jest szybki lub bardzo szybki (do kilku lat), a czas przesiąkania pionowego krótki (często nie więcej niż kilka lub kilkanaście godzin). Fakt ten narzuca ograniczenia w stosowaniu środków ochrony roślin i nawożenia do niezbędnego minimum. W strefie tej należy zabronić składowania odpadów komunalnych i przemysłowych oraz lokalizowania zbiorników z produktami naftowymi. Zakłady przemysłowe powinny bezwzględnie stosować się do obowiązujących przepisów dotyczących ochrony środowiska naturalnego, montując filtry i budując oczyszczalnie ścieków.

Obszary tarasów wyższych są w mniejszym stopniu narażone na zanieczyszczenia wód podziemnych, zwłaszcza tam gdzie poziom wodonośny jest izolowany warstwą utworów słabo przepuszczalnych lub nieprzepuszczalnych. Wolniejszy przepływ wód podziemnych oraz dłuższe przesiąkanie pionowe powodują, że bezpośrednie zagrożenie ich jakości jest mniejsze. W zależności od miąższości warstwy izolującej (1–6 m) pionowe przesiąkanie trwa od kilku miesięcy do kilku lat. Z uwagi na stosunkowo krótki czas migracji potencjalnych zanieczyszczeń również te obszary należy chronić, podobnie jak strefy rozciągające się wzdłuż koryt rzecznych.

W gospodarowaniu wodami podziemnymi duże znaczenie ma wielkość ich poboru. Zbyt intensywna eksploatacja w stosunku do zasobów dyspozycyjnych może doprowadzić do degradacji warstwy wodonośnej. Dlatego też eksploatację wód należy prowadzić w taki sposób, aby ilość wydobywanej wody nie przekroczyła wielkości zasobów zatwierdzonych dla poszczególnych ujęć.

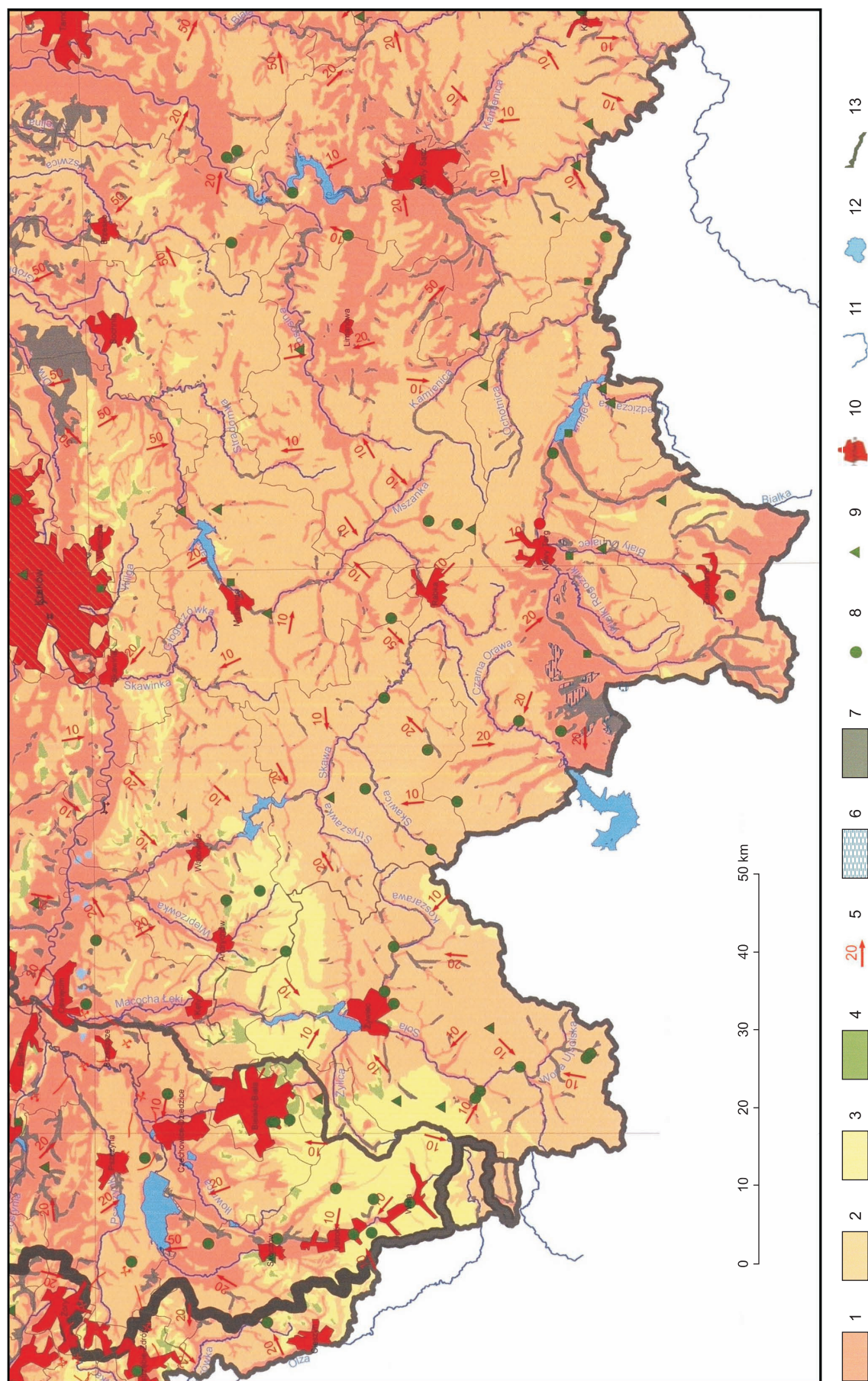
W obrębie zbiornika Wisła oprócz zagrożeń typowych dla wszystkich zbiorników czwartorzędowych dodatkowe zagrożenie stanowi emisja pyłów i gazów (np. huta w Stonawie w Republice Czeskiej), a ponadto cały obszar zbiornika znajduje się w zasięgu bezpośredniego wpływu aglomeracji miejsko-przemysłowej Górnego Śląska. Poważnym zagrożeniem mógłby też być bezpośredni zrzut, czyli bez oczyszczania, solanek pozabiegowych na terenie Ustronia. Problem ten został jednak rozwiązany dzięki wykonaniu otworu chłonnego Ustroń C-1, do którego odprowadzane są, po neutralizacji, zużyte w lecznictwie uzdrowiskowym solanki. Jednak ilość wód wtłaczanych do otworu chłonnego przekracza prawie czterokrotnie ilość eksploatowanej solanki, co może mieć w przyszłości wpływ na jej mineralizację ogólną.

Utwory klastyczne tarasów niższych zbiornika sądeckiego narażone są na zanieczyszczenia od składowisk odpadów komunalnych i przemysłowych oraz wskutek wycieków produktów naftowych. W mniejszym stopniu na zanieczyszczenie wód podziemnych narażone są obszary tarasów wyższych, gdzie poziom wodonośny na ogół przykryty jest warstwą utworów słabo przepuszczalnych bądź nieprzepuszczalnych.

Położenie geostrukturalne zespołu zbiorników Czorsztyn–Niedzica–Sromowce Wyżne sprawia, że chemizm wód podziemnych tego rejonu kształtowany jest pod wpływem czynników geogenicznych oraz gospodarki wodno-ściekowej górnej części zlewni Dunajca. Wybudowanie nowej oczyszczalni ścieków w Zakopanem oraz mechaniczno-biologicznej oczyszczalni uwzględniającej utylizację ścieków garbarskich w Nowym Targu, a także kanalizacja osiedli wiejskich i praca lokalnych oczyszczalni, dla których bezpośrednim lub pośrednim odbiornikiem jest zespół zbiorników czorsztyńskich, wpłynęło na wyraźną poprawę jakości wód powierzchniowych i podziemnych na obszarze tego zbiornika. Przy ewentualnym wykorzystaniu wód zbiornika powierzchniowego w celach komunalnych zastrzeżenia budzi jedynie ich stan bakteriologiczny (Małecka i in., 2007).

Zagrożenia zanieczyszczeniami antropogenicznymi wód fliszowych wynikają głównie z działalności rolniczej i rozwijającej się zabudowy na obszarach wiejskich, przy braku kanalizacji z oczyszczalniami i braku toalet ekologicznych. Obszary parków narodowych i krajobrazowych oraz tereny zalesione są najmniej zagrożone. Zagrożenia zanieczyszczeniami antropogenicznymi o charakterze ognisk liniowych związane są z ciągami komunikacyjnymi (główne drogi, linie kolejowe), zarówno na obszarach zbiorników czwartorzędowych, jak i wód utworów fliszowych. Na przykład, wody z otworów znajdujących się blisko głównych dróg mają zazwyczaj wyraźnie podwyższone stężenia chlorków. Spośród dróg wpływających na jakość wód podziemnych





**Fig. 36. Podatność wód podziemnych pierwszego poziomu wodonośnego na zanieczyszczenia z powierzchni (wg Witezaka red., 2005b)**

1 – bardzo podatne (czas przesiąkania < 5 lat), 2 – podatne (5–25 lat), 3 – średnio podatne (25–50 lat), 4 – mało podatne (> 50 lat), 5 – średni czas migracji poziomej substancji zachowawczych, 6 – mokradła i torfowiska, 7 – lasy ze zwierciadłem wody płycej niż 2 m, 8 –  $\text{NO}_3$  < 10 mg/dm<sup>3</sup>, 9 –  $\text{NO}_3$  10–25 mg/dm<sup>3</sup>, 10 – główne miasta, 11 – rzeki o zlewniach > 100 km<sup>2</sup>, 12 – jeziora, 13 – granica dorzeczy Wisły i Odry

Vulnerability of the first fresh water level to the pollution from the ground surface (after Witezaka ed., 2005b)

1 – highly vulnerable (percolation time < 5 yrs), 2 – vulnerable (5–25 yrs), 3 – moderately vulnerable (25–50 yrs), 4 – little vulnerable (> 50 yrs), 5 – mean time of lateral migration of conservative solutes, 6 – swamps and peats, 7 – forests with water level less deep than 2 m, 8 –  $\text{NO}_3$  < 10 mg/dm<sup>3</sup>, 9 –  $\text{NO}_3$  10–25 mg/dm<sup>3</sup>, 10 – main towns, 11 – rivers with watersheds > 100 km<sup>2</sup>, 12 – lakes, 13 – boundary of the Vistula and Odra watersheds



należy wymienić przede wszystkim drogi: Katowice–Żory–Skoczów–Ustroń–Wisła–Istebna, Katowice–Pszczyna–Bielsko-Biała–(Cieszyn)–Żywiec–Zwardoń, Katowice–Wadowice–Sucha Beskidzka–Skomielna Biała, Kraków–Zakopane, Karków–Nowy Sącz i Andrychów–Nowy Sącz–Jasło. Spośród linii kolejowych najważniejszymi pod tym względem są linie: Kraków–Zakopane, Katowice–Zembrzydowice i Kraków–Krynica. Również stacje i magazyny paliw płynnych stanowią potencjalne zagrożenie dla poziomów wodonośnych, zwłaszcza w czwartorzędowych utworach piaszczysto-żwirowych i fliszowych zbudowanych ze spękanych piaskowców bez izolacji łupkowej.

#### ZAGROŻENIA WÓD MINERALNYCH I TERMALNYCH

Zagrożenia wód mineralnych są bardzo zróżnicowane w zależności od wielkości ich eksploatacji, rejonu występowania, genezy i wieku wody oraz proporcji mieszania się wód infiltracyjnych z nieinfiltracyjnymi.

W przypadku szczaw zwykłych i wód zwykłych stosowanych do produkcji wód butelkowanych największym zagrożeniem dla ich zasobów jest eksploatacja ujęć przez różnych sąsiadujących ze sobą użytkowników (np. niektóre ujęcia w Muszynie). Wiele źródeł szczaw zwykłych oraz ujęć eksploatujących wody zwykle zawiera znaczne stężenia trytu, wskazujące na dominujący udział wód zasilanych po

1952 r. (Zuber i in., red., 2007). Takie wody są najbardziej narażone na zanieczyszczenia antropogeniczne, zwłaszcza w przypadkach ujęć położonych w dolinach rzecznych oraz ujęć z obszarem zasilania użytkowanym rolniczo. Nadmierna eksploatacja takich ujęć może prowadzić nie tylko do zmian składu chemicznego wody, ale także do szybszego i większego dopływu wód bardzo młodych, zasilanych blisko ujęcia, co może prowadzić do znacznej degradacji wody.

Szczawy chlorkowe i solanki dehydratacyjne, nie zawierające domieszki wody infiltracyjnej, praktycznie nie podlegają zagrożeniom antropogenicznym (np. ujęcia Aleksandra w Wysowej, Szczawa II w Szczawie, niektóre ujęcia Rabki). Nadmierna eksploatacja wody może jednak spowodować dopływ zanieczyszczonych wód lokalnej infiltracji. Szczawy chlorkowe i wody słone, zawierające oprócz składowej nieinfiltracyjnej także domieszki lokalnych wód infiltracyjnych, podlegają podobnym zagrożeniom jak szczawy zwykłe.

Syngenetyczne solanki utworów badenu oraz inne solanki podłoża fliszu karpackiego nie są zagrożone zanieczyszczeniami, ale ich zasoby są nieodnawialne i bardzo ograniczone. W przypadku wykorzystywania tych solanek do celów leczniczych (np. kąpielowych) powstaje problem możliwości zanieczyszczenia przez nie wód powierzchniowych. Jak już wspomniano, w Ustroniu problem ten został rozwiązany przez odwiercenie otworu chłonnego, do którego zatłaczane są solanki pozabiegowe.

#### PODSUMOWANIE

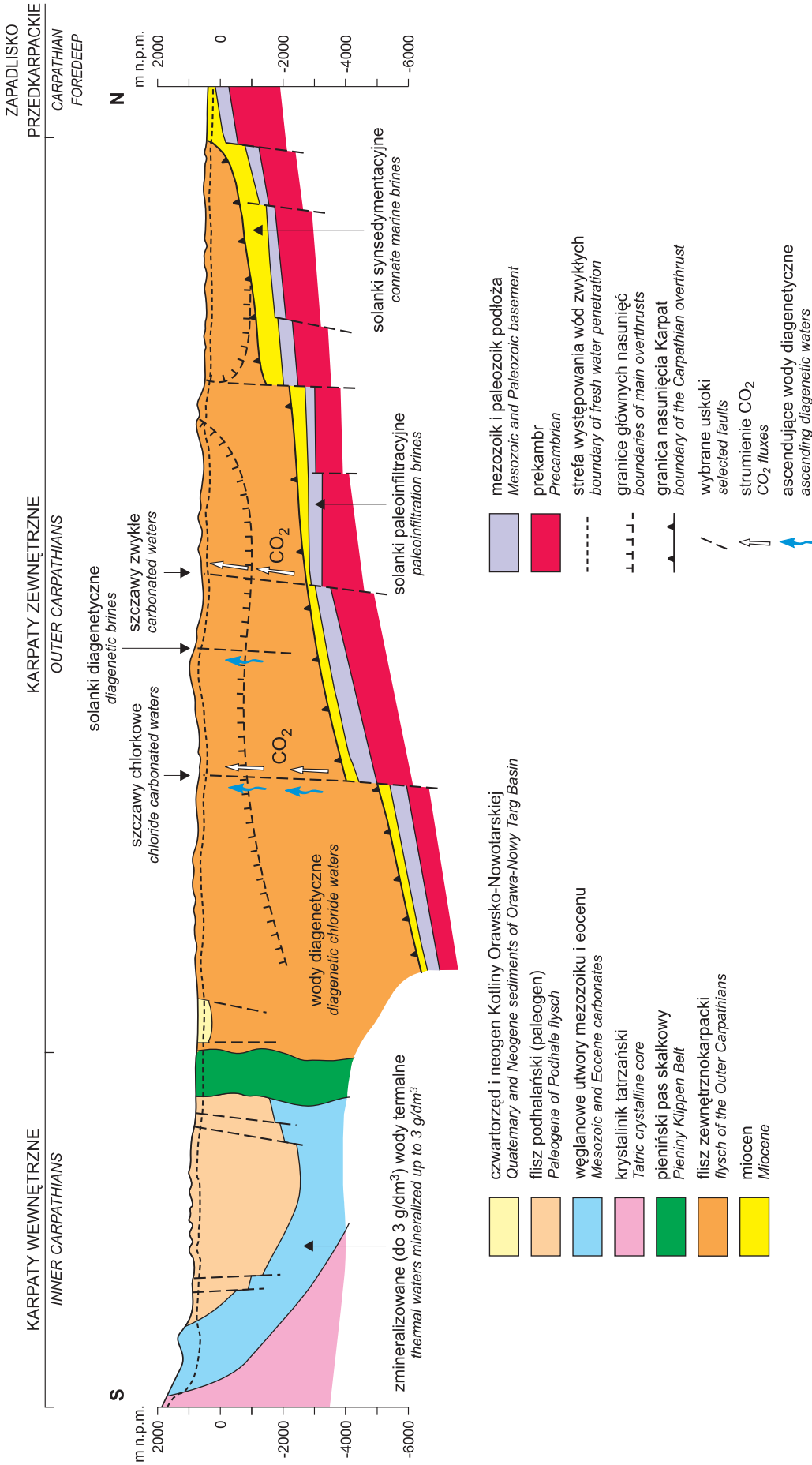
W pracy omówiono kompleksowo problematykę hydrogeologiczną dotyczącą wód zwykłych, mineralnych i termalnych występujących w zachodniej części polskich Karpat. Dane doświadczone zaczerpnięto głównie z wcześniejszych publikacji i dokumentacji własnych i we współautorstwie, odpowiednio je redukując i modyfikując dla celów niniejszej monografii. Rozpatrując wody zwykłe, utrzymano podział na główne zbiorniki wód podziemnych (GZWP) wprowadzony przez Kleczkowskiego (red., 1990), związany ze strukturami geologicznymi, jedynie przytaczając podział na tzw. jednolite części wód podziemnych (JCWPd).

Współczynniki filtracji w poszczególnych zbiornikach charakteryzują się dużą zmiennością, ze stosunkowo niewielkim zróżnicowaniem wartości średnich. Spośród zbiorników czwartorzędowych najwyższe średnie wartości (ponad  $10^{-3}$  m/s) stwierdzono w zbiornikach Soły (GZWP 446) i Skawy (GZWP 444), a najniższe ( $0,4 \cdot 10^{-3}$  m/s) w zbiorniku Raby (GZWP 443). W całym fliszu oraz w eocenie węglanowym (GZWP 441) występują jeszcze niższe średnie wartości współczynnika filtracji, odpowiednio ok.  $3 \cdot 10^{-5}$  i  $1,5 \cdot 10^{-5}$  m/s.

Pojedyncze ujęcia wód ze skał eocenu węglanowego mają największe wydajności i zasoby, głównie ze względu na większe miąższości tych utworów w stosunku do sedymentów czwartorzędowych i wodonośnych partii fliszu. Jednak skały

eocenu węglanowego nie wnoszą istotnego wkładu w ogólny bilans zasobowy ze względu na małą powierzchnię obszaru zasilania. Obszar zasilania eocenu węglanowego stanowi także obszar zasilania wód termalnych niecki podhalańskiej i dlatego, biorąc pod uwagę ochronę zasobów tych wód, należy rozważyć możliwość ograniczenia eksploatacji wód zwykłych ze skał eocenu węglanowego i mezozoiku. W zbiorniku czwartorzędowym górnej Wisły średnia wydajność pojedynczego ujęcia jest również wysoka, co przypuszczalnie wynika ze znacznie większej miąższości utworów najbardziej przepuszczalnych w tym zbiorniku w stosunku do innych zbiorników czwartorzędowych i fliszowych. Zbiorniki czwartorzędowe związane z dolinami rzeczными charakteryzują się największymi wartościami modułów zasobów dyspozycyjnych. Jako obszary drenażu zbierają również wody z utworów fliszowych. Jednakże to utwory fliszowe ze względu na zajmowanie znacznie większego obszaru mają największy udział w całości zasobów wód podziemnych.

Użytkowe wody zwykłe występują jedynie w najpłytszym poziomie wodonośnym i mimo braku lub niewielkiej osłony naturalnej tworzonej przez utwory słabo przepuszczalne charakteryzują się na ogół dobrą jakością chemiczną, chociaż zawierają zbyt niskie stężenia fluorków i zazwyczaj zbyt wysokie stężenia jonów żelaza i manganu. Zbyt wysokie stężenia tych jonów są najbardziej charakterystyczne dla



**Fig. 37. Uproszczony przekrój geologiczny przez zachodnią część obszaru badań ze schematycznie pokazanymi typami genetycznymi wód podziemnych**

Simplified geological cross-section through the western part of the study area with schematically shown waters of different origin

zbiorników czwartorzędowych, ale również występują w wodach fliszowych.

Wykazano, że mimo bardzo silnego zróżnicowania typów chemicznych wód utworów czwartorzędowych i fliszowych średnie wartości głównych składników są praktycznie identyczne, co oczywiście wiąże się z pochodzeniem sedymentów czwartorzędowych z wietrzejących utworów fliszowych. To stwierdzenie jest sprzeczne z wcześniejszymi poglądami, według których dopatrywano się zróżnicowania typów wód w poszczególnych zbiornikach.

Brak naturalnych osłon geologicznych poziomu użytkowego wód zwykłych powoduje konieczność minimalizowania ognisk zanieczyszczeń na całym badanym obszarze, w tym niezwykle starannego wyboru miejsc składowania odpadów komunalnych i ich odpowiedniej konstrukcji dla redukcji ewentualnego ujemnego wpływu na wody podziemne. To samo odnosi się także do rejonów występowania szczaw.

Na badanym obszarze występują wody mineralne różnych typów:

- najstarsze solanki głębokiego podłoża fliszu o trudnej do określenia genezie;
- nieliczne solanki synsedymencyjne badenu;
- liczne solanki dehydratacyjne (diagenetyczne) w utworach fliszowych; zasolenie jest pozostałością morską wody sedymentacyjnej;
- przypowierzchniowe szczawy chlorkowe, powstające wskutek mieszania się wód diagenetycznych ze współczesnymi wodami infiltracyjnymi;
- głęboko występujące szczawy chlorkowe (zuber), powstające w wyniku mieszania się wód diagenetycznych ze starymi wodami filtracyjnymi;
- szczawy zwykle o bardzo zróżnicowanym wieku i różnych typach hydrochemicznych;
- wody siarczkowe, występujące głównie w licznych źródłach o niewielkich wydajnościach i niskich mineralizacjach.

Schematyczny przekrój hydrogeologiczny (fig. 37) obrazuje występowanie głównych typów genetycznych wód mineralnych na omawianym obszarze. Szczawy chlorkowe, będące wynikiem mieszania wędrujących do powierzchni wód diagenetycznych i wgłębnego  $\text{CO}_2$ , występują jedynie we wschodniej części obszaru. Niepokazane na przekroju wody siarczkowe współwystępują z wodami zwykłymi na całym obszarze, a wysokozmineralizowane szczawy zwykle (do  $12 \text{ g/dm}^3$ ) i chlorkowe (do  $30 \text{ g/dm}^3$ ) występują we wschodniej części, szczególnie w strefach głębokiej penetracji wód meteorycznych.

Nawiązując do pracy Ogilwiego (1974), niektórzy autorzy (np. Ciężkowski, 1990; Kozłowski, 1997; Ciężkowski i Kozłowski, 1999) uważają, że różne mineralizacje szczaw zwykłych w danym złożu wynikają z mieszania się w różnych proporcjach wody mineralnej z wodą zwykłą. Choć hipoteza ta jest w niektórych przypadkach uzasadniona, to Zuber i in. (1999) mineralizację i typ wody wiązali z intensywnością oddziaływania  $\text{CO}_2$ –woda–skała i czasem tego oddziaływania, czyli z wiekiem wody. W ramach niniejszej

pracy pogląd ten został rozwinięty i udokumentowany, zwłaszcza w odniesieniu do wieku wody. Wykazano, że z wiekiem wody zazwyczaj rośnie jej mineralizacja, a zamiast dominacji jonu wapniowego wzrasta znaczenie jonu sodowego i/lub magnezowego. Na marginesie warto zauważyć, że przez złożę wody mineralnej zazwyczaj rozumie się występowanie wody mineralnej w danej miejscowości, co najczęściej jest dalekie od rzeczywistości.

Kierując się zasadami podanymi przez Zuber i in. (red., 2007) oraz Chowańca i in. (2007b), przeprowadzono analizę porównawczą składu chemicznego solanek, dla których istnieją dane izotopowe. Rezultaty tej analizy doprowadziły do wniosku, że genezę większości solanek zawartych w utworach fliszowych i w niektórych innych utworach głębokiego podłoża, które podlegały procesowi diagenetyki wskutek kompaktacji, można określić na podstawie stosunku  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ . Ma to szczególne znaczenie dla danych archiwalnych dotyczących zlikwidowanych lub niedostępnych odwiertów, gdzie nie ma możliwości pobrania próbek wody do analiz izotopowych, mających na celu wyjaśnienie genezy wody.

Do analizy związku między składem izotopowym solanek utworów badenu a stężeniem chlorków włączono dane solanki z otworu Ł-3 w Łapczycy koło Gdowa. Stwierdzono, że w solankach tych może występować znaczne zwiększenie zasolenia bez istotnej zmiany składu izotopowego. Jest to wynikiem albo zagęszczenia ultrafiltracyjnego, zachodzącego przy kompaktacji utworów badenu pod wpływem obciążenia nadległymi warstwami, albo wtórnego ługowania soli kamiennej. Wpływ tego drugiego efektu wydaje się być istotny jedynie w Łapczycy, gdzie stosunek  $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$  jest bliski jedności.

Korzystając z ostatnio opracowanych danych archiwalnych dotyczących wód podziemnych polskich Tatr (Zuber i in., 2008), przeprowadzono interpretację wskaźników izotopowych wód termalnych niecki podhalańskiej. Wykazano możliwość określenia wysokości położenia obszaru zasilania wód eksploatowanych przez poszczególne otwory lub określenia okresu klimatycznego, w którym zasilanie miało miejsce, tzn. odróżnienie młodszych wód holocenu od starszych wód zimnego okresu przedholoceńskiego lub występujących w głębszych partiach niecki. Wartości  $\delta^{18}\text{O}$  w wodach termalnych niecki podhalańskiej nie były dotychczas w pełni zrozumiałe, gdyż nie wykazują oczekiwanego odsunięcia od światowej linii opadów (WMWL), chociaż wartości  $\delta^{13}\text{C}$  sugerują istnienie silnej wymiany izotopowej między rozpuszczonymi związkami węgla nieorganicznego a minerałami węglanowymi, której powinna towarzyszyć także zmiana wartości  $\delta^{18}\text{O}$  w wodzie. Jednak biorąc jako linię odniesienia wartości wód infiltrujących na obszarze Tatr, większość wód termalnych wykazuje wyraźne, chociaż niezbyt duże, przesunięcie składu izotopowego tlenu. Z przeprowadzonej interpretacji danych izotopowych wynika celowość prowadzenia dalszych badań, w tym zastosowania jednej z najnowszych metod polegającej na pomiarze stężeń gazów szlachetnych w wodzie, w celu lepszego rozpoznania wód termalnych niecki podhalańskiej, koniecznego dla adekwatnej gospodarki tymi wodami.

**Podziękowania.** Serdeczne podziękowania należą się moim współpracownikom – Krzysztofowi Witkowi, Piotrowi Freiwaldowi, Robertowi Patorskiemu, Maciejowi Borowcowi i Piotrowi Owsiakowi za współudział w licznych pracach terenowych i pomoc w zestawieniu danych tabelarycznych i wykonaniu rysunków. Prof. Andrzejowi Zuberowi dziękuję za liczne dyskusje dotyczące genezy i wieku wód mineralnych obszaru badań oraz za przeprowadzenie interpretacji stężeń trytu modelami matematycznymi. Prof. Wojciechowi Ciężkowskiemu dziękuję za wnikliwą recenzję

wydawniczą pracy, która w zasadniczy sposób była pomocna przy opracowaniu ostatecznej wersji. Prof. Stanisławowi Witczakowi dziękuję za udostępnienie mapy zagrożeń wód podziemnych w skali 1:500 000, prof. Jerzemu Małeckiemu za udostępnienie niektórych danych izotopowych wód obszaru Tatr i Pienin, a Irenie Józefko i Bogusławowi Porwieszowi za udostępnienie niepublikowanych danych chemicznych i izotopowych niektórych nowo nawierconych wód mineralnych.

## LITERATURA

- BAC-MOSZASZWILI M., 1993 – Struktura zachodniego zakończenia masywu tatrzańskiego. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **63**, 1–3: 167–193. Kraków.
- BAC-MOSZASZWILI M., 1997 – Wyniesienie Tatr i ruchy neotektoniczne. Przew. LXVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 22–25. Pol. Tow. Geol., Warszawa.
- BARBACKI A., BUJAKOWSKI W., CHOWANIEC J. i in., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna dla ustalenia zasobów wód termalnych: otwory Biały Dunajec PGP-2 i Bańska PGP-1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- BARCZYK G., HUMNICKI W., MAŁECKA D., 1995 – Określenie współczynników filtracji masywu tatrzańskiego na podstawie pomiarów szczelinowatości. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 7, cz. 2 (red. J. Szczepańska, R. Kulma, A. Szczepański): 231–238. AGH, Kraków.
- BINDER J., DZIEWAŃSKI J., 1998 – Budownictwo wodne a ochrona środowiska przyrodniczego. IGSMiE PAN, Kraków.
- BIRKENMAJER K., 1956 – Występowanie wód mineralnych na tle budowy geologicznej Szczawnicy. *Prz. Geol.*, **4**, 11: 409–502.
- BIRKENMAJER K., 1979 – Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wyd. Geol., Warszawa.
- BIRKENMAJER K., 1986a – Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, **88**: 7–32.
- BIRKENMAJER K., 1986b – Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego. *Prz. Geol.*, **34**, 6: 293–304.
- CHOWANIEC J., 1978a – Wstępne wyniki wiercenia S-1 (Zachodnie Podhale). *Kwart. Geol.*, **22**, 4: 938.
- CHOWANIEC J., 1978b – Charakterystyka hydrogeologiczna zachodniego Podhala w rejonie Kościeliska. *Kwart. Geol.*, **22**, 4: 940.
- CHOWANIEC J., 1986 – Dokumentacja hydrogeologiczna w kat. „B” zasobów wód podziemnych z utworów mezozoiku ujętych otworem Skocznia IG-1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Karpacki, Kraków.
- CHOWANIEC J., 1989 – Hydrogeologiczne warunki zasilania i przepływu wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych Podhala między Zakopanem a Białym Dunajcem. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Karpacki, Kraków.
- CHOWANIEC J., 1991 – Region karpacki. *W: Budowa geologiczna Polski*, t. 7. Hydrogeologia: 204–215. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CHOWANIEC J., 1998–1999 – Wody podziemne polskich Karpat fliszowych. *Folia Geogr.*, **29–30**: 112–133.
- CHOWANIEC J., 2002 – Strefowość zawodnienia w profilu pionowym fliszu podhalańskiego w świetle badań wodochłonności. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **404**: 19–28.
- CHOWANIEC J., 2003a – Wody mineralne uzdrowisk województwa podkarpackiego. *Tech. Poszuk. Geol.*, **4**: 23–32.
- CHOWANIEC J., 2003b – Wody podziemne niecki podhalańskiej. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 11, cz. 1: 45–53. Univ. Gdański, Gdańsk.
- CHOWANIEC J., 2004 – Hydrogeological properties of the Podhale flysch (Central Western Carpathians, Poland) in the light of studies on water storage capacity. *Geol. Carpath.*, **55**, 1: 77–81.
- CHOWANIEC J., 2006 – Hydrogeologia Karpat. *Prz. Geol.*, **54**, 10: 846–847.
- CHOWANIEC J., 2007 – Charakterystyka hydrogeologiczna głównych użytkowych poziomów wodonośnych (GUPW) w rejonie Łękawicy (na SE od Tarnowa). *W: Rozpoznanie geotermicznej anomalii w strefie nasunięcia karpackiego w rejonie Tarnów–Łękawica* (red. W. Bujakowski): 51–61. IGSMiE PAN, Kraków.
- CHOWANIEC J., BUJAKOWSKI W., GRACZYK S. i in., 2007a – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne ujęcia wód termalnych Szymoszkowa GT-1 w miejscowości Zakopane. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CHOWANIEC J., DŁUGOSZ P., DROZDOWSKI B. i in., 1997a – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód termalnych niecki podhalańskiej, Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Karpacki, Kraków.
- CHOWANIEC J., FREIWALD P., PATORSKI R., WITEK K., 2003 – Charakterystyka hydrogeologiczna, ochrona wód oraz określenie prawidłowości zarządzania eksploatacją zbiorników wód podziemnych związanych z systemem czwartorzędowych dolin karpackich oraz kopalnych dolin przykarpackich. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Karpacki, Kraków.
- CHOWANIEC J., FREIWALD P., PATORSKI R., WITEK K., 2006 – Zwykle wody podziemne w zachodniej części polskich Karpat fliszowych. *Gaz, Woda i Technika Sanitarna*, **11**: 14–17.
- CHOWANIEC J., GIERAT-NAWROCKA D., (KARWAN K.) WITEK K., 1981–1989 – Mapa hydrogeologiczna Polski 1:200 000, ark.: Cieszyn, Bielsko-Biała, Nowy Sącz i Jasło wraz z objaśnieniami. Wyd. Geol., Warszawa.
- CHOWANIEC J., GIERAT-NAWROCKA D., WITEK K., 1985 – Pierwszy użytkowy poziom wodonośny na obszarze polskich Karpat fliszowych. *W: Aktualne problemy hydrogeologii*: 59–64. AGH, Kraków.



- CHOWANIEC J., GÓRKA A., JAWOR E., 2001 – Wyniki najnowszych badań hydrogeologicznych w otworze Bukowina Tatrzńska PIG/PNiG-1. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **57**: 59–60.
- CHOWANIEC J., KĘPIŃSKA B., 2003 – Podhale geothermal system – selected issues. *W: Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences* (red. J. Golonka, M. Lewandowski): 13–23. Kraków.
- CHOWANIEC J., MAŁECKA D., POPRAWA D., 1997b – Wycieczka B-1. Wody termalne Podhala, hydrochemia wód w wybranych otworach; hydrogeologia zbiorników wód podziemnych na Podhalu, wpływ zbiorników Czorsztyn–Niedzica–Sromowce na warunki hydrogeologiczne Podhala. *Przew. LXVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 141–164. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CHOWANIEC J., NAGY J., FREIWALD P., ŁOPUSZYŃSKA M., 2004 – Dokumentacja hydrogeologiczna dla ustalenia zasobów wód termalnych w otworze Bukowina Tatrzńska PIG/PNiG-1. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Karpacki, Kraków.*
- CHOWANIEC J., OSZCZYPKO N., WITEK K., 1983 – Hydrogeologiczne cechy warstw krośnieńskich centralnej depresji karpackiej. *Kwart. Geol.* **27**, 4: 797–810.
- CHOWANIEC J., POPRAWA D., SOKOŁOWSKI S., 1975 – Wyniki badań hydrogeologicznych w otworach Siwa Woda IG 1 i Hruby Regiel IG 2. *Kwart. Geol.* **19**, 4: 950–951.
- CHOWANIEC J., POPRAWA D., WITEK K., 1996 – Kotlina Orawsko-Nowotarska jako perspektywiczny zbiornik wód zwykłych w deficytowym regionie Karpat. *Prz. Geol.* **44**, 1: 61–64.
- CHOWANIEC J., SOKOŁOWSKI J., 1986 – Głęboki otwór wiertniczy Maruszyna IG-1. *Przew. LVII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 69–71. AGH, Kraków.
- CHOWANIEC J., SOLECKI T., 1996 – Odwiert chłonny C-1 dla uzdrowiska w Ustroniu. Wycieczka C-3. *Przew. LXVII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 157–162. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CHOWANIEC J., ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W., 2007b – Prowincja karpacka. *W: Hydrogeologia regionalna Polski, t. II. Wody mineralne, lecznicze i termalne oraz kopalniane* (red. B. Paczyński i A. Sadurski): 78–96. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- CHOWANIEC J., ZUBER A., ŚLIWKA I. i in., 2008 – Określenie wieku wód termalnych niecki podhalańskiej metodą helową oraz określenie wysokości obszaru zasilania i temperatury wody infiltrującej z kombinowanej interpretacji składu izotopowego wody i stężenia Ne i Ar. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. Karpacki, Kraków.*
- CHRZĄSTOWSKI J., WĘCŁAWIK S., 1986 – Występowanie i wykorzystanie wód mineralnych Karpat oraz ich przedpola. *Gosp. Surowc. Miner.*, **2**, 3–4: 457–467.
- CIĘŻKOWSKI W., 1990 – Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWrocł.*, **60**.
- CIĘŻKOWSKI W. (red.), 2002 – Występowanie, dokumentowanie i eksploatacja endogenicznego dwutlenku węgla w Polsce. *Poradnik metodyczny*. Wrocł. Tow. Nauk., Wrocław.
- CIĘŻKOWSKI W., DOKTÓR S., GRANICZNY M. i in., 1996 – Próba określenia obszarów zasilania wód leczniczych pochodzenia infiltracyjnego w Polsce na podstawie badań izotopowych. *Arch. ZB-U ZDROJE, Wrocław.*
- CIĘŻKOWSKI W., JÓZEFKO I., SCHMALZ A., WITCZAK S., 1999 – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne wód leczniczych i dwutlenku węgla (jako kopaliny towarzyszącej) ze złoża w uzdrowisku Krynica oraz ustalająca zasoby dyspozycyjne wód podziemnych (zwykłych oraz leczniczych i o właściwościach leczniczych) w zlewni Krynicy. *Arch. Inst. Górn. PWrocł.*, Wrocław.
- CIĘŻKOWSKI W., KOZŁOWSKI J., 1999 – Typy chemiczne wód podziemnych Krynicy. *Prz. Geol.*, **47**, 6: 560–563.
- CIĘŻKOWSKI W., ZUBER A., 1995 – Stabilne izotopy tlenu i wodoru w zwykłych wodach podziemnych centralnej części Karpat polskich. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*: 245–250. Wyd. PROFIL, Kraków.
- CIĘŻKOWSKI W., ZUBER A., 1997 – Wstępne dane o wodach glacialnych w niektórych ujęciach wód leczniczych Beskidu Sądeckiego. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* (red. J. Kryza, E. Liszkowska): 327–329. Wyd. J. Wojewoda, Wrocław.
- CIĘŻKOWSKI W., ZUBER A., 2007 – Klasyfikacje formalne wód podziemnych. *W: Hydrogeologia regionalna Polski, t. I. Wody słodkie* (red. B. Paczyński i A. Sadurski): 52–55. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DOMINIKIEWICZ M., 1951 – Wody mineralne Polski. PZWL, Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., 1973 – Wyniki badań składu izotopowego tlenu i wodoru w wodach podziemnych Polski południowej. *Biul. Inst. Geol.*, **277**: 319–338.
- DOWGIAŁŁO J., 1978 – Pochodzenie dwutlenku węgla w szczawach Karpat i Sudetów na obszarze Polski. *Biul. Inst. Geol.*, **312**: 191–217.
- DOWGIAŁŁO J., 1980 – Poligenetyczny model karpackich wód chlorkowych i niektóre jego konsekwencje. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*: 275–290. Wyd. UW, Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., KLECZKOWSKI A.S., MACIOSZCZYK T., RÓŻKOWSKI A. (red.), 2002 – Słownik hydrogeologiczny. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., PACZYŃSKI B., 2002 – Podział regionalny wód leczniczych Polski. *W: Ocena zasobów dyspozycyjnych wód potencjalnie leczniczych. Poradnik metodyczny* (red. B. Paczyński): 16–24. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DOWGIAŁŁO J., SŁAWIŃSKI A., 1978 – Remarks on the origin of saline ground waters at Rabka. *W: Hydrogeochemistry of Mineralized Waters*: 195–203. Inst. Geol., Warszawa.
- DULIŃSKI M., 1999 – Problem składu izotopowego dwutlenku węgla w wodach leczniczych Krynicy. *Prz. Geol.*, **47**, 6: 567–570.
- DULIŃSKI M., 2001 – Próba oceny przesunięcia składu tlenu w wodach typu zuber w Krynicy wskutek wymiany izotopowej z gazowym dwutlenkiem węgla. *W: Współczesne problemy hydrogeologii, t. 2*: 327–322. Wyd. Sudety, Wrocław.
- DYNOWSKA I., MACIEJEWSKI M. (red.), 1991 – Dorzecze górnej Wisły. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- DZIEWAŃSKI J., 1969 – Przesłona przeciwfiltracyjna jednej z zapór wodnych zlokalizowanych w skałach facji fliszowej Karpat. *Odwadnianie Kopalń i Geotechnika*, **2**: 137–160.
- DZIEWAŃSKI J. (red.), 1998 – Warunki geologiczno-inżynierskie podłoża zbiorników wodnych Czorsztyn–Niedzica i Sromowce Wyżne. *Studia, Rozprawy, Monografie*, **60**. Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S., SMITH A.J., 1964 – Flisz jako facja. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **34**, 1–2: 245–266.
- FRANKO O., GAZDA M., MICHALICEK M., 1975 – Tworba a klasyfikacja mineralnych wód zapadnych Karpat. *Geol. Ustav Dioniza Stura, Bratislava.*
- GOŁĄB J., 1959 – Zarys stosunków geologicznych zachodniego Podhala. *Biul. Inst. Geol.*, **149**: 225–237.
- HALICKI B., 1930 – Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Spr. Państw. Inst. Geol.*, **33**, 3: 349–359.
- HALICKI B., 1963 – Tektonika Podhala. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **33**, 3: 349–362.

- HEFLIK W., KONIOR K., 1974 – Obecny stan rozpoznania podłoża krystalicznego w obszarze Cieszyn–Rzeszotary. *Biul. Inst. Geol.*, **273**: 195–221.
- HERBICH P., HORDEJUK T., KAZIMIERSKI B., NOWICKI Z., SADURSKI A., SKRZYPCZYK L., 2005 – Jednolite części wód podziemnych (hydrogeosomy) w Polsce. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* (red. A. Sadurski, A. Krawiec): 269–274. Wyd. UMK, Toruń.
- HESS M., 1965 – Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, **12**.
- HUMNICKI W., 2007 – Hydrogeologia Pienin. Wyd. UW, Warszawa.
- HYNIE O., 1963 – Hydrogeologie ČSSR. II Minerální vody. Československa Akademie Věd. Praha.
- INSTRUKCJA opracowania i komputerowej edycji MhP w skali 1:50 000, cz. I. Państw. Inst. Geol., Warszawa, 1999.
- JANKOWSKI J., NEY R., PRAUSS O., 1982 – Czy pod całym łukiem północno-wschodnich Karpat istnieją głębokie wody geotermalne. *Prz. Geol.*, **30**, 4: 165–169.
- JAROCKA A. (red.), 1976 – Analizy fizyczno-chemiczne wód leczniczych, stołowych, borowin. Zjednoczenie Uzdrawiska Polskie, Warszawa.
- JAROMIN A., KĘPIŃSKA B., NAGEL J., SOKOŁOWSKI J., WIECZOREK J., 1992a – Dokumentacja geosynoptyczna otworu geotermalnego Biały Dunajec PAN-1. *Tech. Poszuk. Geol.*, **2**.
- JAROMIN A., KĘPIŃSKA B., NAGEL J., SOKOŁOWSKI J., WIECZOREK J., 1992b – Dokumentacja geosynoptyczna otworu geotermalnego Poronin PAN-1. *Tech. Poszuk. Geol.*, **3**.
- JETEL J., 1985 – Vertical variations in permeability of flyschrocks Chechoslovak Carpathians. *Kwart. Geol.*, **29**, 1: 167–178.
- JÓZEFKO I., 1989 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych rozpoznanych w kategorii „C” w rejonie dorzecza górnej Raby. Arch. Przeds. Geol., Kraków.
- JÓZEFKO I., 1998 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód podziemnych na obszarze miasta Szczawnica i gminy Krościenko n/Dunajcem, cz. II. Arch. Przeds. Geol., Kraków.
- JÓZEFKO I., OPERACZ T., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód o właściwościach leczniczych ujętych otworem L-4 w Leluchowie. Arch. PBG Geoprofil, Kraków.
- JÓZEFKO I., OPERACZ T., BIELEC B., ZUBER A., 1999 – Dokumentacja hydrogeologiczna określająca warunki zasilania oraz zasady ochrony jakości i zasobów wód leczniczych w rejonie Szczawy wraz z oceną zasobów dyspozycyjnych wód zwykłych. Arch. PBG Geoprofil, Kraków.
- KARWAN K., 1989 – Wody mineralne i lecznicze uzdrowisk karpaccich. AGH, Kraków.
- KAZIMIERSKI B. (red.), 2003–2008a – Kwartalny Biuletyn Informacyjny Wód Podziemnych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KAZIMIERSKI B. (red.), 2003–2008b – Rocznik Hydrogeologiczny Państwowej Służby Hydrogeologicznej. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KĘPIŃSKA B., 1994 – The reservoir temperature in the Podhale field, S-Poland. *W: UNU Geothermal Training Programme Reports*: 165–182. Reykjavik, Iceland.
- KĘPIŃSKA B., 1995 – Temperatura głównego poziomu wodonośnego pola geotermalnego Podhala. *Tech. Poszuk. Geol.*, **6**: 3–14.
- KĘPIŃSKA B., 1997 – Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. *Studia, Rozprawy, Monografie*, **48**. Wyd. CPPGS-MiE PAN, Kraków.
- KĘPIŃSKA B., 2001 – Warunki hydrotermalne i termiczne podhalańskiego systemu geotermalnego w rejonie otworu Biały Dunajec PAN-1. *Studia, Rozprawy, Monografie*, **93**. Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
- KĘPIŃSKA B., ŁOWCZOWSKA A., 2002 – Wody geotermalne w lecznictwie, rekreacji i turystyce. *Studia, Rozprawy, Monografie*, **113**. Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S., 1979 – Hydrogeologia ziem wokół Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.), 1990 – Mapa obszarów Głównych Zbiorników Wód Podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony 1:500 000. AGH, Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S., LENDUSZKO P., WĘCŁAWIK S., 1979 – Brines at Sidzina near Babia Góra (Polish Flysch Carpathians). *Bull. Acad. Pol. Sc. Terre*, **27**, 1–2: 17–24.
- KLIMASZEWSKI M., 1972 – Geomorfologia Polski, t. 1. PWN, Warszawa.
- KOLAGO C., PŁOCHNIEWSKI Z., 1971 – Reliktowość wód Karpat i Przedgórze. *Kwart. Geol.*, **15**, 2: 465–472.
- KONDRACKI J., 2002 – Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- KOSZARSKI L., ŚLĄCZKA A., 1973 – Karpaty zewnętrzne (fliszowe). Kreda dolna i kreda górna. *W: Budowa geologiczna Polski*, t. I, cz. 2. Wyd. Geol., Warszawa.
- KOTAŃSKI Z., 1979 – Pozycja Tatr w obrębie Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.*, **27**, 7: 359–369.
- KOZŁOWSKI J., 1997 – Zjawisko mieszania się wód na przykładzie wybranych złóż wód leczniczych w Polsce. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. 8: 349–352. Wyd. J. Wojewoda, Wrocław.
- KSIAŻKIEWICZ M., 1972 – Budowa geologiczna Polski. T. 4 Tektonika, cz. 3 Karpaty. Wyd. Geol., Warszawa.
- KURLOV M.G., 1928 – Klasyfikacja syberyjskich wód leczniczych (w jęz. ros.). Tomsk.
- LEŚNIAK P., 1980 – The origin of the chloride waters at Wysowa, West Carpathians – chemical and isotopic approach. *Acta Geol. Pol.*, **30**, 4: 519–550.
- LEŚNIAK P.M., 1985 – Open CO<sub>2</sub> underground water system in West Carpathians (South Poland). Chemical and isotope evidence. *Chem. Geol.*, **49**, 1–3: 275–286.
- LEŚNIAK P.M., 1998 – Origin of carbon dioxide and evolution of CO<sub>2</sub>-rich waters in the West Carpathians, Poland. *Acta Geol. Pol.*, **48**, 3: 342–366.
- LEŚNIAK P.M., 2007 – Comment on the paper ‘Sulphur isotopic composition of H<sub>2</sub>S and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> from mineral springs in the Polish Carpathians’ of Lucyna Rajchel, Jacek Rajchel, Janina Szaran, and Stanisław Hałas, *Isot. Environ. Health Stud.*, **38**, 277–284, (2002). *Isot. Environ. Health Stud.*, **43**: 75–77.
- LEŚNIAK P.M., SAKAI H., ISHIBASHI J., WAKITA H., 1997 – Mantle helium signal in the West Carpathians, Poland. *Geochem. J.*, **31**: 383–394.
- LIS J., HAŁAS S., 1980 – Preliminary results of stable carbon isotope studies in Sudetic and Carpathian mineral waters. *Z.F.I. Mitteilungen*, **29**: 69–82.
- MACIOSZCZYK A., 1987 – Hydrogeochemia. Wyd. Geol., Warszawa.
- MACIOSZCZYK T., 1959 – Niektóre problemy hydrogeologii źródła zachodniego Podhala. *Prz. Geol.*, **7**, 8: 372–375.
- MAJOROWICZ J., 1971 – Przebieg wartości stopnia geotermicznego w Polsce w przedziale głębokości 200–2500 m. *Kwart. Geol.*, **15**, 4: 891–899.

- MAJOROWICZ J., 1977 – Analiza pola geotermicznego Polski na tle Europy ze szczególnym uwzględnieniem zagadnień tektonicznych i hydrogeotermalnych. *Prz. Geol.* **25**, 3: 135–143.
- MALINOWSKI J. (red.), 1991 – Budowa geologiczna Polski. T. 7, Hydrogeologia. Wyd. Geol., Warszawa.
- MAŁECKA D., 1974 – Analiza związków hydraulicznych wód podziemnych środkowego Podhala na tle budowy geologicznej. *Biul. Geol. UW*, **15**: 87–162.
- MAŁECKA D., 1980 – Charakterystyka hydrochemiczna wód podziemnych południowego skrzydła niecki Podhala. *Prz. Geol.*, **28**, 1: 37–44.
- MAŁECKA D., 1981 – Hydrogeologia Podhala. *Pr. Hydrogeol., Seria Specj.*, 14. Inst. Geol., Warszawa.
- MAŁECKA D., 1992 – Główne zbiorniki wód podziemnych Tatr i Podhala. *W: W służbie polskiej geologii*: 61–69. AGH, Kraków.
- MAŁECKA D., 2003 – The thermal waters of Podhale, southern Poland: history of research, genesis and utility. *Geol. Quart.*, **47**, 2: 195–209.
- MAŁECKA D., CHOWANIEC J., MAŁECKI J.J., 2007 – Region górnej Wisły. *W: Hydrogeologia regionalna Polski. T. I, Wody słodkie* (red. B. Paczyński i A. Sadurski): 108–159. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAŁECKA D., MURZYNOWSKI W., 1978 – Rejonizacja hydrogeologiczna Karpat fliszowych. *Bibl. Wiad. IMUZ*, **56**: 1–47.
- MAŁECKA D., NOWICKI Z., 2002 – Skład izotopowy wód podziemnych Tatr i Podhala. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **404**: 145–161.
- MAŁECKA D., RONIEWICZ P., 1997 – Wycieczka A-1. Sedymentacja eocenu węglanowego oraz hydrogeologia podnóża Tatr, problemy zaopatrzenia Zakopanego w wodę. *Przew. LXVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 73–92. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAŁECKI J.J., 2007 – Zastosowanie metod znacznikowych na tle rozpoznania regionalnych warunków hydrogeologicznych zbiornika Zakopane. *Prz. Geol.*, **55**, 12/2: 1149–1161.
- MAŁOSZEWSKI P., ZUBER A., 1996 – Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. *W: Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrology*: 9–58. IAEA-TECDOC-910, IAEA, Vienna.
- MARSZCZEK T., PŁOCHNIEWSKI Z., 1989 – Wody geotermalne Polski. Stan rozpoznania, potrzeba i kierunki dalszych badań. *Tech. Poszuk. Geol.*, **89**: 43–47.
- MASTELLA L., 1975 – Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **45**: 361–401.
- MASTELLA L., KONON A., MARAL T., 1996 – Tektonika fliszu podhalańskiego w dolinie Białki. *Prz. Geol.*, **44**, 12: 1189–1194.
- MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., SZCZĘSNY R. 1988 – Tektonika północno-zachodniej części fliszu podhalańskiego. *Prz. Geol.*, **36**, 10: 566–571.
- MhP, 1997–2004 – Mapa hydrogeologiczna Polski 1:50 000, ark. 991–1001, 1010–1020, 1028–1037, 1046–1053, 1060–1062. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MICHALIK A., 1973 – Wody mineralne w polskiej części Karpat Zachodnich. *Biul. Inst. Geol.*, **277**: 279–289.
- MICHALIK A., DOBOSZ Z., 1982 – Wody mineralne w okolicy Żywca. *Biul. Inst. Geol.*, **339**: 83–108.
- MOTYKA J., ZUBER A., 1992 – Przepływ znaczników i polutantów przez węglanowe skały szczelinowate: 1 – Porowatość matrycy jako najważniejszy parametr. *W: Problemy hydrogeologiczne południowo-zachodniej Polski*: 103–110. Wyd. Sudety, Wrocław.
- NAGY S., SUCH J., SZOTT W., 1999 – Weryfikacja hydrodynamicznego modelu złożowego podfliszowych wód termalnych niecki podhalańskiej na podstawie testów hydrodynamicznych. *W: Nowe metody i technologie w geologii naftowej, wiertnictwie, eksploatacji otworowej i gazownictwie*, t. II. AGH, Kraków.
- NIEDZIELSKI H., 1971 – Tektoniczne pochodzenie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **41**, 2: 397–408.
- NIEDZIELSKI H., 1978 – Warunki hydrogeologiczne fliszu karpackiego w świetle badań geologiczno-inżynierskich. *Zesz. Nauk. PKrak.*, **4**, Budow. Wodne, 27.
- NIEDZIELSKI H., 1980 – Charakterystyka wodonośności fliszu karpackiego na podstawie wydatku studzien. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **50**, 1: 139–159.
- OGILWIN A., 1974 – Fizyczne i geologiczne polja w gidrogeologii. Nauka, Moskwa.
- OPERACZ T., JÓZEFKO I., 2000 – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów eksploatacyjnych wód o właściwościach leczniczych ujętych otworem IN-1, IN-2 i IN-3 w Muszynie. Arch. PBG Geoprofil, Kraków.
- ORLICZ M., 1962 – Klimat Tatr. *W: Tatrzański Park Narodowy*. Zakł. Ochrony Przyrody PAN, Kraków.
- OSZCZYPKO N., 1963 – Uwagi na temat występowania źródeł siarkowodorowych w dolinie Dunajca. *Prz. Geol.*, **11**, 6: 276–278.
- OSZCZYPKO N., 1973 – Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, **271**: 101–197.
- OSZCZYPKO N., 1992 – Rozwój basenu magurskiego w górnej kredzie i paleogenie. *Prz. Geol.*, **40**, 7: 397–404.
- OSZCZYPKO N., 2004 – The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Prz. Geol.*, **52**, 8/2: 780–791.
- OSZCZYPKO N., CHOWANIEC J., KONCEWICZ A., 1981 – Wodonośność piaskowców magurskich w świetle badań wodochłonności. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **51**: 273–303.
- OSZCZYPKO N., MALATA E., OSZCZYPKO-CLOWES M., DUŃCZYK L., 1999 – Budowa geologiczna Krynicy (płaszczowina magurska). *Prz. Geol.*, **47**, 6: 549–559.
- OSZCZYPKO N., ZUBER A., 2002 – Geological and isotopic evidence of diagenetic waters in the Polish Flysch Carpathians. *Geol. Carpath.*, **53**, 4: 1–13.
- OSZCZYPKO N., ZUCHIEWICZ W., 2007 – Geology of Krynica Spa, Western Outer Carpathians, Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **77**: 69–92.
- OZIMKOWSKI W., 1992 – Geologia fliszu podhalańskiego w ujęciu fotointerpretacyjnym. *Biul. Geol. UW*, **32**: 93–120.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1993 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000. Cz. I Systemy zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 1995 – Atlas hydrogeologiczny Polski 1:500 000. Cz. II Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PACZYŃSKI B. (red.), 2002 – Ocena zasobów wód leczniczych i potencjalnie leczniczych. Poradnik metodyczny. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PACZYŃSKI B., PŁOCHNIEWSKI Z., 1996 – Wody mineralne i lecznicze Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PACZYŃSKI B., SADURSKI A. (red.), 2007 – Hydrogeologia regionalna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.



- PAŁYS J., 1966 – O genezie solanek w górnym karbonie na Górnym Śląsku. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **36**: 121–154.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B., 1990 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa.
- PILICH A., KULIKOWSKA J., MADEYSKI A., 1979 – Ujęcia wód mineralnych i słabo zmineralizowanych w Polsce. Inst. Balneoklimatyczny, Warszawa.
- PINIŃSKA J., 1980 – Wpływ wysokich temperatur na własności fizyczno-mechaniczne piaskowców krośnieńskich. *Biul. Inst. Geol.*, **324**: 105–168.
- PLEWA S., 1966 – Regionalny obraz parametrów geotermicznych obszaru Polski. Wyd. Geofizyki i Geologii Naft., Kraków.
- PLEWA S., 1994 – Parametry geotermalne na obszarze Polski. Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków.
- PLUTA I., 2005a – Geneza wód w KWK Morcinek. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. XII (red. A. Sadurski i A. Krawiec): 57–69. Wyd. UMK, Toruń.
- PLUTA I., 2005b – Wody kopalń Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego – geneza, zanieczyszczenia i metody oczyszczania. *Pr. Nauk. Gł. Inst. Górn.*, **865**.
- PLUTA I., ZUBER A., 1995 – Origin of brines in the Upper Silesian Coal Basin (Poland) inferred from stable isotope and chemical data. *Appl. Geochem.*, **10**: 447–460.
- POMIANOWSKI P., 1988 – Anomalie termiczne nad strefą kontaktową pienińskiego pasa skałkowego z fliszem podhalańskim. *Prz. Geol.*, **36**, 2: 94–97.
- POMIANOWSKI P., 1995 – Budowa depresji orawskiej w świetle analizy wybranych materiałów geofizycznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **64**, 1–4: 67–80.
- POROWSKI A., 2006 – Origin of mineralized waters in the Central Carpathian Synclinorium, SE Poland. *Stud. Geol. Pol.*, **125**.
- PORWISZ B., CHOWANIEC J., GORCZYCA G., KOWALSKI J., KOZIARA T., 2002a – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód leczniczych i towarzyszących im lub występujących odrębnie wód potencjalnie leczniczych na obszarze Karpat i zapadliska przedkarpacciego. Cz. IV. Zadanie A<sub>1</sub> – szczawy i wody kwasowęglowe w wydzielonych rejonach Karpat. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PORWISZ B., CHOWANIEC J., KOWALSKI J., KOZIARA T., SZKLARCZYK T., 2002b – Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów dyspozycyjnych wód leczniczych i towarzyszących im lub występujących odrębnie wód potencjalnie leczniczych na obszarze Karpat i zapadliska przedkarpacciego. Cz. III. Zadanie III – solanki południowej części Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego. Zadanie D – solanki w utworach węglanowych podłoża Karpat w rejonie Dębowca – Cieszyna – Ustronia – Kęt województwo: śląskie i małopolskie. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RAJCHEL L., 2000 – Źródła wód siarczkowych w Karpatach polskich. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, **26**: 309–373.
- RAJCHEL L., RAJCHEL J., SZARAN J., HAŁAS S., 2002 – Sulphur isotopic composition of H<sub>2</sub>S and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> from mineral springs in the Polish Carpathians. *Isot. Environ. Health Stud.*, **38**: 277–284.
- RAJCHEL L., ZUBER A., DULIŃSKI M., RAJCHEL J., 2004 – Występowanie i geneza wód chlorkowych Soli. *Prz. Geol.*, **52**, 12: 1179–1186.
- RAJCHEL L., ZUBER A., DULIŃSKI M., RAJCHEL J., 2005 – Składy izotopowe i chemiczne oraz wieki wody ze źródeł siarczkowych w polskich Karpatach. *W: Współczesne problemy hydrogeologii* (red. A. Sadurski i A. Krawiec): 583–588. Wyd. UMK, Toruń.
- RAJCHEL L., RAJCHEL J., SZARAN J., HAŁAS S., 2007 – Reply to the “Comment on the paper ‘Sulphur isotopic composition of H<sub>2</sub>S and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> from mineral springs in the Polish Carpathians’” of Paweł M. Leśniak. *Isot. Environ. Health Stud.*, **43**: 78–79.
- ROMER E., 1929 – Tatrzańska epoka lodowa. *Pr. Geogr. E. Romera*, **11**. Lwów.
- RONIEWICZ P., 1969 – Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr. *Acta Geol. Pol.*, **19**, 3: 503–608.
- ROSIŃSKA G., 1978 – Budowa geologiczna i warunki występowania szczaw w rejonie Złockiego. *Probl. Uzdrowiskowe*, **7**: 176–178.
- RÓŻAŃSKI K., ZUBER A., 2000 – Wody infiltracji glacialnej w Europie – mit czy rzeczywistość. *Prz. Geol.*, **48**, 9: 796–803.
- RÓŻKOWSKI A., 1971 – Chemizm wód w utworach trzeciorzędowych Górnos Śląskiego Zagłębia. *Biul. Inst. Geol.*, **249**: 7–63.
- RÓŻKOWSKI A., PRZEWŁOCKI K., 1974 – Application of stable environmental isotopes in mine hydrogeology taking Polish coal basins as an example. *W: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology*: 481–502. IAEA, Vienna.
- RYŁKO W., TOMAŚ A., 2001 – Neogeńska przebudowa podłoża polskich Karpat i jej reperkusje. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **395**.
- SCHEIDEGGER A.E., 1974 – Geomorfologia teoretyczna. PWN, Warszawa.
- SIKORA S., 1976 – Próba określenia wieku formowania się wgłębnym rozłamów w Karpatach. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **46**, 1–2: 3–29.
- SKRZYPCZYK L., 2003 – Mapa Głównych Zbiorników Wód Podziemnych 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SOKOŁOWSKI J., 1992 – Dokumentacja geosynoptyczna otworu geotermalnego Bańska IG-1. *Tech. Poszuk. Geol.*, **1**.
- SOKOŁOWSKI S., 1959 – Zdjęcie geologiczne strefy eocenu numulitowego wzdłuż północnego brzegu Tatr polskich. *Biul. Inst. Geol.*, **149**.
- SOKOŁOWSKI S., 1973 – Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. *Biul. Inst. Geol.*, **265**: 5–74.
- STARKEŁ L., 1972 – Charakterystyka rzeźby polskich Karpat (i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej). *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, z. 10. KZZG PAN, Kraków.
- STUPNICKA E., 1997 – Geologia regionalna Polski. Wyd. UW, Warszawa.
- SZAJNOCHA W., 1891 – Źródła mineralne Galicji. Akademia Umiejętności, Kraków.
- ŚRODOŃ J., 1999 – Nature of mixed-layer clays and mechanisms of their formation and alteration. *Ann. Rev. Earth Planet. Sc.*, **27**: 19–53.
- ŚRODOŃ J., KOTARBA M., BIROŃ A., SUCH P., CLAUER N., WÓJTOWICZ A., 2006 – Basin and the underlying Tatra sedimentary structural units (Western Carpathians): evidence from XRD and K-Ar of illite-smectite. *Clay Minerals*, **41**: 751–774.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1965 – Naturalne ekshalacje dwutlenku węgla w Karpatach polskich. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **34**: 417–430.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1966 – Wody mineralne Polski jako surowiec. *Zesz. Nauk. AGH*, **139**: 363–375.
- ŚWIDZIŃSKI H., 1972 – Geologia i wody mineralne Krynicy. Wyd. Geol., Warszawa.
- ŚWIERCZEWSKA A., 2005 – The interplay of thermal and structural histories of the Magura Nappe in Poland and Slovakia. *Mineral. Pol.*, **36**, 2: 91–144.



- UE, 2000 – Dyrektywa 2000/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady Wspólnoty z dn. 23.10.2000 r. w sprawie ustanowienia ram dla działalności Wspólnoty w dziedzinie polityki wodnej. Official Journal UE L327/1, 22.12.2000.
- UHLIG V., 1890 – Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen II. Der pieninische Klippenzug Ib. K.K. Geol. R.A. Ed. 40. Wien.
- UNRUG R., 1980 – Tectonic rotation of flysch nappes in the Polish Outer Carpathians. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, **50**, 1: 27–39.
- WATYCHA L., 1959 – Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, **7**, 8: 350–356.
- WATYCHA L., 1976a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Czarny Dunajec. Wyd. Geol., Warszawa.
- WATYCHA L., 1976b – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nowy Targ. Wyd. Geol., Warszawa.
- WATYCHA L., 1977a – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Jabłonka. Wyd. Geol., Warszawa.
- WATYCHA L., 1977b – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Jabłonka. Wyd. Geol., Warszawa.
- WATYCHA L., 1977c – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Czarny Dunajec. Wyd. Geol. Warszawa.
- WATYCHA L., 1977d – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Nowy Targ. Wyd. Geol. Warszawa.
- WĘCŁAWIK S., 1967 – Mineral waters in the region of the Polish-Czechoslovakian state boundary, Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sci., Classe Sci. Géol. Géogr.*, **15**: 179–185.
- WĘCŁAWIK S., 1991 – Kompleksowa metodyka badań ochrony surowców balneologicznych przed oddziaływaniem przemysłu. *Studia i Rozprawy*, **11**. Wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków.
- WITCZAK S., 2005a – Problemy implementacji dyrektyw Unii Europejskiej dotyczących ochrony jakości wód podziemnych. *W: Współczesne problemy hydrogeologii*, t. XII (red. A. Sadurski i A. Krawiec): 57–69. Wyd. UMK, Toruń.
- WITCZAK S. (red.), 2005b – Mapa wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie. Wyd. Arcadis Ekokonrem, Wrocław.
- WITCZAK, S., DUŃCZYK L., MOTYKA J., OSZCZYPKO N., 2002 – Regionalny wielowarstwowy model pola hydrodynamicznego w utworach fliszu karpackiego na przykładzie zlewni Kryniczanki. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **404**: 263–289.
- WIOŚ (Wojewódzki Inspektorat Ochrony Środowiska), 2003 – Raport o stanie środowiska w województwie małopolskim w 2002 roku. Kraków.
- ZEJSZNER L., 1844 – O temperaturze źródeł tatrowych i pasm przyległych. *Bibl. Warsz.*, **2**: 257–281.
- ZIELENIEWSKI M., 1894 – Ilustrowany opis krajowych zakładów zdrojowo-kąpielowych, hydropatycznych i klimatyczno-leczniczych. Drukarnia „Czasu”, Kraków.
- ZIEMOŃSKA Z. 1973 – Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 103.
- ZUBER A., 1987 – O pochodzeniu wód typu zuber. *W: 25 lat górnictwa uzdrowskiego: 37–51*. AGH, Kraków.
- ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W., DULIŃSKI M., GRABCZAK J., 1999 – Wieki i położenie obszarów zasilania wód mineralnych Krynicy oszacowane ze zmian czasowych stężeń trytu oraz wartości  $\delta^{18}\text{O}$  i  $\delta\text{D}$ . *Prz. Geol.*, **47**, 6: 574–583.
- ZUBER A., GRABCZAK J., 1985 – Pochodzenie niektórych wód mineralnych Polski południowej w świetle dotychczasowych badań izotopowych. *W: Aktualne problemy hydrogeologii: 135–148*. AGH, Kraków.
- ZUBER A., MAŁECKI J.J., DULIŃSKI M., 2008 – Groundwater ages and altitudes of recharge areas in the Polish Tatra Mts. as determined from  $^3\text{H}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$  data. *Geol. Quart.*, **52**, 1: 71–80.
- ZUBER A., MOTYKA J., 1994 – Matrix porosity as the most important parameter of fissured rocks for solute transport at large scales. *J. Hydrol.*, **158**: 19–46.
- ZUBER A., PLUTA I., 1989 – Wskaźniki izotopowe i chemiczne genezy solanek karbonu GZW. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWrocł.*, **58**: 497–504.
- ZUBER A., RÓŻAŃSKI K., CIĘŻKOWSKI W. (red.), 2007 – Metody znacznikowe w badaniach wód podziemnych – poradnik metodyczny. Wyd. PWrocł., Wrocław.
- ŻYTOKO K., 1999 – Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zachodnich i Wschodnich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 135–164.

## SUMMARY

### STUDY AREA

The study area is situated in the central part of southern Poland. The northern boundary is defined by the edge of Carpathian overthrust, the western and southern boundaries are given by the state boundary and the eastern boundary is taken at the water divide between Dunajec and Wisłoka watersheds (Fig. 1). The northern part of the area belongs to Outer Flysch Carpathians and the southern to the Inner Flysch Carpathians (Fig. 2). Within the present study, aquifers are discussed in a conventional relation to the geological structures in which they occur (Fig. 3), whereas eight Groundwater Bodies (GWB), chosen according to the UE Groundwater Directives, are only shortly mentioned. The study area covers 10 192 km<sup>2</sup> and its geology is very complex due to numerous overthrust events, folds and faults.

Climatic provinces are shown in Fig. 4 whereas mean yearly precipitation rates in Fig. 5. The study area has the highest precipitation rates in Poland, with the maximum values in the Tatras, exceeding 1500 mm/a, 900–1400 mm/a in the Beskidy Mts. and ca. 800 mm/a in the Beskidy upland. Climatic zones are shown in Fig. 6. Snow cover in the Tatra Mts. usually lasts for 100–200 days.

Usable fresh waters occur mainly in Quaternary sediments along river valleys and in the Orawa Basin, which consists of the Podhale Basin, the Pieniny Klippen Belt and south-west part of the Outer Carpathians (Fig. 9). They also occur in shallow flysch formations of the Inner and Outer Carpathians, and in the carbonate Mesozoic and Eocene formations of the Tatra Mts. and Pieniny Klippen Belt. Brines and saline waters occur in the deeper flysch formations and in the basement. The basement is represented locally by

the Neogene (in the western part of the study area mainly by Badenian sands and Dębowiec conglomerates), and over larger area by the Upper Carboniferous sandstones and karstified Devonian carbonates (Fig. 7).

Inner Carpathians consists of the Tatra Mts., Podhale Basin and Pieniny Klippen Belt (Fig. 8). The Tatra Mts. are built of little permeable Paleozoic igneous and metamorphic rocks, Mesozoic karstified carbonates, sandstones and shales, and Eocene carbonates. The Podhale Basin is the largest geological structure of the Inner Carpathians, with the depth of flysch sediments reaching 3000 m. The deepest water bearing part consists of the Mesozoic carbonates and sandstones, and Eocene carbonates, which are recharged at the outcrops within the Tatra Mts. The upper part consists of the Upper Eocene to Oligocene flysch shales and sandstones. The Pieniny Klippen Belt is the most complicated geological structure of the Inner Carpathians. The oldest rocks are represented by early Mesozoic carbonates whereas the youngest by flysch sandstones, conglomerates and shales. The original width of the basin was estimated to be 150–200 km, next reduced to a few kilometres by many foldings.

The Outer Carpathians are mainly built of Cretaceous and Paleogene flysch formations (shales and sandstones of different thickness) which were overthrust from the south and folded in a number of orogenic cycles in the Paleogene and Neogene up to the late Miocene. In some regions of the north-western part of the area, the flysch formations cover Badenian marine sediments, or lie below them.

Fluvioglacial and fluvial Quaternary sediments occur in the whole study area along river courses. They are built from weathering material of flysch formations, in some areas with contribution from igneous, metamorphic and carbonate rocks of the Tatra Mts.

#### GEOLOGY OF FRESH WATERS

Fresh waters bodies classified according to EU Water Directives as Groundwater Bodies (GWB) are listed in Tab. 1 and shown in Fig. 10. However, as mentioned, in the present work the national classification to Main Groundwater Reservoirs (MGWB) is used (Tab. 2 and Fig. 3), which is related to geological structures (Kleczkowski ed., 1990). Nine Quaternary, six flysch, and one Mesozoic and Eocene carbonate are defined within the study area. Eight Quaternary reservoirs related to river valleys consists of sands with interbeds of loams, silts and clays of the total depth up to 10–20 m. The Quaternary reservoir of the Orawa–Nowy Targ Basin buried valley (Figs. 11–13) is of similar lithology though characterized by much larger depths, in the range of 20 to 100 m. Tables given in Appendix 1 contain main hydrogeologic parameters of groundwater reservoirs in Quaternary sediments.

The whole area can be regarded as represented by one relatively shallow system (maximum up to 100 m) of usable fresh groundwater, except for the Mesozoic and Eocene carbonate. Therefore, flysch reservoirs, which were arbitrarily chosen by Kleczkowski (ed. 1990), are regarded within the

present study as one system, which also supplies groundwater to the Quaternary reservoirs situated in river valleys, which act as main drainage areas.

Hydrogeologic parameters of representative wells in flysch formations are given in Appendix 1 (Table 1.2). Hydraulic conductivity of flysch formations is related to the near-surface fractured zones with depths up to ca. 60 m, or 100 m for thick bedded sandstones. Figures 14 and 15 demonstrate examples of water storage capacities versus depth for different flysch formations. In the elevated areas flysch layers are more fractured but the depth of the water table is larger (10–20 m) than in valleys (Fig. 16), where the depth of water table is usually of the order of a few metres and where better conditions exists for withdrawal of water.

Igneous and metamorphic rocks in the Tatra Mts. occupy only 40 km<sup>2</sup> and are slightly fractured only to the depths of up to ca. 20 m. Due to these reasons, and due to a low porosity, they have no practical importance for water resources, being drained by small springs. Karstified carbonate Mesozoic and Eocene formations are drained by numerous springs in the upper parts of the mountains. Some springs and several deep wells (100–700 m) supply water for the municipal purposes. The hydrogeologic parameters of several wells are given in Table 1.3 in Appendix 1. These formations dip to the north being covered by flysch formations of the Podhale Basin at the distance of ca. 1 km from the morphologic boundary of the Tatra Mts.

The Pieniny Klippen Belt occupies the area of ca. 100 km<sup>2</sup> with water in Mesozoic rocks, Paleogene flysch formations and Quaternary sediments. Mesozoic rocks have no significant contribution to water resources whereas flysch and Quaternary sediments are exploited mainly by dig wells.

#### HYDROCHEMISTRY OF FRESH WATERS

Detailed hydrochemical data of monitoring wells and springs with available environmental isotope data are given in Table 4, whereas Table 5 contains detailed hydrochemical data of other monitored sites. It is evident from these data that all waters are generally of good chemical quality, though they characterized by too low fluoride contents and usually by too high Fe<sup>2+</sup> and Mn<sup>2+</sup> contents. Anthropogenic pollutants occur only locally in some wells located close to pollutant sources. Tables 1.4 to 1.6 in Appendix 1 contain main hydrochemical data of waters in the Quaternary, flysch, and the Tatra Mts. (Mesozoic and Eocene carbonates, and igneous rocks) formations. The data of these tables were used to construct a Schoeller diagram modified by the use box-plots as shown in Fig. 17. It is clear from that figure that different chemical types of water occur in the area, from two-ion waters of HCO<sub>3</sub>–Ca type to other types of waters with six main ions. However, the mean concentrations of the main components are nearly the same in the Quaternary and flysch aquifers, whereas waters in the Mesozoic and Eocene carbonates are generally ultrafresh, with the mean concentrations nearly one order of magnitude lower than those in the Quaternary

and flysch formations. The map of the water quality shown in Fig. 18 indicates that some areas of the Quaternary aquifers are occupied by waters of poor quality due to their high vulnerability.

The environmental isotope data of fresh waters are scarce. In general, nearly all waters are modern as indicated by the presence of tritium. Stable isotope data are differentiated due to the altitude effect as shown in Fig. 19.

For several springs, the available tritium records were sufficiently long to calculate the tritium ages with the aid of lumped-parameter models and next to estimate the hydraulic conductivity of the drained systems (Table 6).

#### FRESH WATER RESOURCES

Quaternary aquifers are exploited by drilled and dig wells, whereas flysch waters and waters of the Tatra Mts. are also exploited by intakes installed at numerous springs. The data contained in Appendix 1 were used to construct the hydraulic conductivity distributions of individual wells shown as box-plots in Fig. 20 for the Quaternary aquifers, the whole flysch, and Eocene carbonate. That figure confirms graphically very wide distributions of the hydraulic conductivity, which supposedly result from wide ranges of grain-size diameters in the Quaternary sediments and from wide spectra of fracture sizes and porosities in flysch and Eocene carbonate. Water resources represented by individual wells of discussed reservoirs are shown in Fig. 21 in the form of box-plots, whereas Fig. 22 explains in a schematic way the increase of water resources in the Quaternary sediments due to underground recharge from flysch formations. The map of potential yields of individual wells is shown in Fig. 23, whereas Table 6 contains the main parameters of particular reservoirs and formations (mean thicknesses, estimated values of the disposable resources in  $10^3$  m/day, and unit disposable resources (in  $\text{dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$ ). The map of unit disposable resources is shown in Fig. 24.

Vulnerability of fresh waters to anthropogenic pollution is shown in maps presented in Figs 35 and 36. There are distinct differences between these maps due to different criteria used for their constructions. However, both maps show the highest vulnerability of the Quaternary aquifers in river valleys.

#### MINERAL WATERS

Mineral waters, defined as those with total dissolved solids (TDS) above  $1000 \text{ mg}/\text{dm}^3$ , and/or containing some specific components, occur in the whole study area except for the area of the Tatras, where due to fast flow at shallow depths and the lack of deep-seated  $\text{CO}_2$ , there are no conditions for the effective water-rock interaction. In the Podhale Basin (Inner Carpathians) mineral waters have elevated temperatures, and thus they are discussed further in sections devoted to thermal waters.

Different types of mineral waters occur in the whole area of Outer Carpathians. Surface and near surface abundant occurrences of mineral waters in the eastern part of the study area are shown in Fig. 25. Acidulous waters (carbonated), which are free of elevated chloride contents, are termed as the common acidulous waters in order to distinguish them from chloride-rich acidulous waters, which widely occur in some regions. The common carbonated waters occur along the whole Poprad valley, and in the valleys of some Poprad tributaries, from the state boundary at the south up to Zubrzyk in the north, where numerous fault zones enable the movement of  $\text{CO}_2$  to the surface. Examples of main hydrogeologic parameters of wells with carbonated waters are given in Table 8.

Isotope composition of carbon in  $\text{CO}_2$  in mineral waters and dry exhalations indicated that abundant occurrences of that gas in the Polish flysch Carpathians are related to the metamorphism of carbonate rocks, which undoubtedly takes place at great depths (Leśniak, 1985; Oszczytko, Zuber, 2002). The isotopic composition of the common carbonated waters depends on the altitude and climatic effects as some deep waters were presumably recharged under the pre-Holocene cold climate (Fig. 26). Examples of chemical compositions of common carbonated waters with estimated recharge periods are given in Table 11 whereas Table 12 presents examples of isotope data and chemical compositions of relatively young common carbonated waters as indicated by the presence of tritium.

Tables 13 and 14 contain examples of chemical and isotopic composition of chloride carbonated waters. The isotopic composition of chloride carbonated waters and other brines in flysch formations depends mainly on the mixing ratio between local waters of meteoric origin and ascending non-meteoric chloride component which is of the diagenetic origin (Fig. 27). Relationships  $\text{Cl}^- - \delta^{18}\text{O}$  for chloride-rich waters presented in Fig. 28 show that in spite of similar  $\delta^{18}\text{O}$  values of the end-members, i.e. those free of local meteoric component, their chloride contents greatly differ as the result of different contribution of the initial enrichment during ultrafiltration related to burial compaction and the following freshening caused by dehydration and secondary enrichment caused by further ultrafiltration in the final stages of burial diagenesis.

Typical isotopic compositions of shallow and deep brines present both in flysch formations and in the basement are shown in Fig. 29a whereas examples of hydrogeologic parameters are given in Table 9, and typical chemical compositions in Table 15.  $\delta^{18}\text{O} - \text{Cl}^-$  relations shown in Fig. 29b indicate clearly distinct differences between waters of different origin. All these data indicate that the origin of water molecules in the brines of the flysch formations is related to the diagenetic dehydration. That process is usually accompanied by the molar ratio of  $\text{Na}^+$  to  $\text{Cl}^-$  distinctly above 1 (for the investigated waters that ratio is sufficiently well represented by the ratio of milligram-equivalent percentages, which are given in the Kurlov formula). Brines of the Badenian basement are of marine origin as indicated by their isotopic composition close to the SMOW standard. Some of them are



enriched in Cl<sup>-</sup>, most probably by early ultrafiltration process taking place during the burial compaction, or in some cases perhaps also by secondary dissolution of some deposited salts. Brines of older formations presumably resulted mainly from the precipitation of hot climates in the distant geological past, with enrichment in chemical components resulting from weathering of rocks as deduced from no changes in their isotopic composition for a very wide range of chloride contents.

Some hydrogeologic parameters of selected sulphur springs very common in the Carpathian flysch are given in Table 9 together with tritium ages, whereas their chemical and stable isotope data are given in Table 15. Majority of authors relate the presence of H<sub>2</sub>S in some springs to the dispersed presence of pyrites in the flysch. According to Rajchel *et al.* (2005), springs with H<sub>2</sub>S are generally characterized by constant outflow, constant and somewhat higher temperature than that in other springs, and their tritium data indicate ages in the range of ca. 100 to 300 years. Therefore, waters of these springs are supposed first to gain SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> in aerobic zone and next to enter the reductive zone at somewhat greater depths where the part of SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> is reduced to H<sub>2</sub>S.

#### THERMAL WATERS

All waters below the zones of active flow of meteoric waters have elevated temperatures and by definition are regarded as thermal. However only Mesozoic and Paleogene formations of the Podhale Basin contain renewable thermal waters, which are recharged in the outcrop area in the Tatras at the elevations of above ca. 1000 m a.s.l. (Fig. 30). They flow to the north under thick flysch cover up to the obstacle formed by the Pieniny Klippen Belt where they are divided into two back flows to the south, with the natural discharge in the Danube watershed in Slovakia (Fig. 31). The hydrogeologic data of wells with thermal waters are given in Table 17. Typical temperatures measured in wells are shown in Fig. 32. The highest temperature measured at well heads is 86°C, the highest TDS content is ca. 3 g/dm<sup>3</sup>, and the highest yield is ca. 200 m<sup>3</sup>/h.

Some thermal wells situated near the recharge area contain measurable tritium contents. For three wells, the time series of tritium data were sufficiently long to be interpreted with the aid of lumped-parameter models in terms of ages (Fig. 33). The isotopic composition of thermal waters is given in Table 17 and also in Fig. 34 in comparison with cold waters in the recharge area. Arrows in Fig. 34 indicate the shifts of δ<sup>18</sup>O values supposedly caused by the isotopic exchange between water and carbonate minerals at elevated temperatures.

Thermal waters in the Outer Polish Carpathians are known from a number of deep wells. They represent buried waters of high TDS contents and moderate temperatures of 27 to 42°C. Their exploitation is generally impossible due to the pollution endanger of surface waters. Only mineral and thermal water in Ustroń can be exploited for therapeutical

purposes thanks to the used water being removed back to Devonian formation by special injection well.

#### CONCLUSIONS

Schematic depth distribution of waters having different origin in relation to stratigraphy and lithology is shown in Fig. 37 according to the findings of the present work. Fresh waters occur only at shallow depth (0–100 m), with the exception for the Mesozoic and Eocene carbonates in the area of the Tatra Mts., where much deeper penetration of young meteoric waters is observed.

Fresh waters in the study area are generally of good chemical quality, though their fluoride contents are too low, and Fe<sup>2+</sup> and Mn<sup>2+</sup> contents often too high. Presented data show that some additional potential resources of fresh water exist in the Quaternary reservoirs of the Orawa–Nowy Targ Basin (Main Groundwater Body No. 440) and in the Dunajec valley (Nos. 435 and 437). Fresh water resources of flysch formations are also limited and the only real increase of disposable water is by making use of surface waters (e.g. surface reservoir under construction in Świnna Poręba on the Skawa River). Due to shallow occurrences and the lack of impermeable cover, all the reservoirs as well as individual water intakes are subject to potential anthropogenic pollution, with the greatest potential vulnerability related to the Quaternary reservoirs in river valleys.

Different types of mineral waters are known in the study area; some of them being related to abundant occurrences of deep-sited CO<sub>2</sub> of metamorphic origin. Potential reserves of common carbonated waters exist along the Poprad river valley and its tributaries where numerous fault zones exist which enable both the deep penetration of meteoric waters and the supply of deep-seated CO<sub>2</sub> to the surface. In the areas of chloride carbonated waters, practically no possibility exists for obtaining higher exploitation rates of mineral waters because the hydraulic conductivity of flysch rocks is generally much lower than in other areas. As a consequence, the infiltration of meteoric waters is hindered and non-meteoric chloride waters slowly ascend to the surface.

Brines and chloride components in the carbonated waters of flysch formation are shown to be mostly of diagenetic origin whereas their chloride content is the remnant of the sedimentation water. Molecules of marine sedimentation water were removed by molecules released in the process dehydration of clay minerals during burial diagenesis, which was accompanied by ultrafiltration from pores undergoing compaction. In such combined processes original water molecules are much more effectively removed than ions.

Further studies are needed to determine available resources of thermal waters in the Podhale Basin. However, there is no doubt that significantly higher temperatures and resources than those obtained so far are not available. The exploitation of fresh waters from the Mesozoic and Eocene carbonates should be controlled to avoid a potential decrease of recharge rate to the thermal reservoir.



## ZAŁĄCZNIK / APPENDIX 1

**Tabela 1.1**

### Wybrane parametry hydrogeologiczne reprezentatywnych ujęć czwartorzędowych zbiorników wód podziemnych (MhP, 1997–2004)

Selected hydrogeological parameters of representative intakes of Quaternary groundwater reservoirs (MhP, 1997–2004)

Numer otworu wg MhP 1:50 000	Nr otworu zgodny z RBDH*	Miejscowość	Głębokość otworu [m]	Miąższość warstwy wodonośnej [m]	Zasoby [m <sup>3</sup> /h]	Wydajność [m <sup>3</sup> /h]	Współczynnik filtracji [m/s]
1	2	3	4	5	6	7	8
<b>Zbiornik górnej Wisły</b>							
112	10110030	Ustroń	6,3	3,8	56,1	66,8	
113	10110020	Ustroń	10,0	7,8	132,2	290,4	5,50E-03
58	10110092	Ustroń	6,5	1,3	0,5	0,5	1,10E-04
46	10110054	Hermanice	7,0	3,1	8,2	24,5	2,29E-04
44	10110089	Lipowiec	19,0	3,0	6,1	6,1	1,22E-04
43	10110097	Nierdzim	13,5	3,0	9,4	9,4	2,96E-04
120	10110037	Pogórze	7,0	4,2	2,5	2,5	8,80E-05
114	10110035	Pogórze	5,3	3,7	100,0	244,6	5,42E-04
24	10110110	Pogórze	13,2	10,6	37,0	50,0	3,12E-04
13	10110019	Skoczów	10,0	8,1	11,2	8,1	1,70E-04
14	10110024	Skoczów	10,0	4,5	5,2	6,4	2,10E-03
1	10110109	Pierście	20,5	10,5	10,4	10,4	5,17E-05
8	1011....	Kończyce Wielkie	35,0	5,6	7,9	16,8	3,84E-04
9	10100019	Dębowiec	24,0	7,7	23,7	28,0	8,50E-04
11	9930194	Dębowiec	24,5	2,8	16,0	18,2	1,60E-04
2	10100030	Rudnik	23,0	11,6	82,6	83,7	4,18E-04
47	992....	Ochaby	30,0	16,8	95,9	114,4	1,90E-04
53	992....	Ochaby	33,0	20,5	13,7	18,0	2,20E-05
<b>Zbiornik Białej</b>							
18	10120155	Mikuszowice	9,5	6,1	9,0	9,0	
16	10120016	Mikuszowice	13,0	9,5	10,6	10,0	5,90E-05
17	10120017	Mikuszowice	14,2	10,1	9,5	7,5	9,07E-04
6	10120006	Bielsko-Biała	11,5	3,1	1,6	1,6	1,16E-04
2	10120004	Bielsko-Biała	7,5	2,3	1,0	1,0	3,90E-04
3	10120005	Bielsko-Biała	7,8	2,4	4,3	4,3	3,62E-04
1	10120009	Bielsko-Biała	8,2	4,4	1,4	1,4	4,80E-04
143	9930015	Bielsko-Biała	6,0	2,6		2,9	2,63E-04
36	9930016	Bielsko-Biała	7,5	4,0		19,3	
141	9930011	Bielsko-Biała	7,0	3,7		17,0	
142	9930012	Bielsko-Biała	7,0	4,0		10,7	
140	9930156	Cz. Dziedzice	9,0	4,0		7,3	1,87E-03
35	9930155	Cz. Dziedzice	8,5	3,8	7,3	5,2	1,78E-04
33	9930079	Cz. Dziedzice	23,0	6,7	12,6	12,6	3,50E-04
34	9930080	Cz. Dziedzice	16,5	5,6	10,9	10,9	3,40E-04
<b>Zbiornik Soly</b>							
1	10460007	Sól	8,8	4,4	5,0	5,0	1,34E-04
16	10290020	Sól Kiczora	10,0	4,3	1,4	1,4	
14	10290011	Milówka	13,0	7,7	17,7	17,7	
9	10290013	Węgierska Górka	11,0	7,0		10,0	
8	10290012	Węgierska Górka	10,0	6,2		14,0	
4	10290008	Wieprz	9,0	5,5	9,2	12,1	1,00E-03
5	10290009	Wieprz	8,2	4,7		25,9	8,63E-04

Tabela 1.1 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
1	10290027	Żywiec	22,0	15,0	18,0	23,2	3,47E-05
2	10300004	Jeleśnia	8,0	3,0	17,0	37,0	5,20E-03
3	10300012	Jeleśnia PKP	8,5	5,3	2,0	2,0	2,55E-05
81	10120056	Żywiec	10,5	4,0	10,0	25,0	1,60E-03
75	10120012	Żywiec	9,7	3,8	6,0	6,0	2,97E-04
76	10120100	Żywiec	9,7	2,2	0,9	0,9	
39	10120032	Międzybrodzie Żywieckie	16,0	10,7	13,0	13,3	7,87E-05
38	10120085	Międzybrodzie Żywieckie	18,0	12,8	31,0	48,0	
29	10120122	Międzybrodzie Bialskie	28,0	9,4	1,6	1,6	
26	10120015	Międzybrodzie Bialskie	18,0	9,7	6,6	6,9	1,69E-04
3	10130011	Łękawica	6,0	4,0	19,5	19,5	3,86E-03
2	10130003	Łękawica	28,0	8,5	9,0	12,0	1,19E-04
43	9930043	Porąbka	11,5	7,1	32,2	36,0	1,27E-03
42	9930129	Kobiernice	8,6	6,9		71,3	1,21E-03
41	9930182	Kobiernice	11,0	8,2	96,0	145,0	4,40E-03
39	9930151	Kęty	6,5	4,4	19,4	43,2	2,60E-03
37	9930024	Kęty	22,0	4,0	1,6	1,7	6,83E-05
38	9930032	Kęty	20,0	5,5	10,8	13,7	4,40E-04
32	9930070	Kęty	10,0	7,5	30,7	71,3	
<b>Zbiornik Skawy</b>							
1	10320021	Bystra	8,0	3,1	1,0	1,0	5,90E-05
2	10320022	Bystra	8,0	3,7	1,6	1,6	7,29E-05
18	10140011	Białka	5,2	2,2		16,2	2,76E-03
101	10140013	Białka	8,5	5,3		9,7	3,20E-04
17	10140041	Maków Podhalański	5,6	2,3	19,4	25,3	1,70E-04
14	10140001	Maków Podhalański	8,3	3,4	1,3	1,3	4,19E-05
11	10140008	Sucha Beskidzka	8,0	4,1	10,2	11,6	5,78E-04
10	10140036	Sucha Beskidzka	10,0	3,8	0,8	1,3	
27	10150045	Osielec	12,0	1,7	2,4	2,4	5,49E-04
119	10150044	Osielec	10,0	1,5	0,2	0,2	1,50E-05
53	9940088	Andrychów	7,8	3,0	0,8	0,8	3,61E-05
51	9940032	Andrychów	8,5	3,8	0,3	0,3	1,48E-05
122	9950117	Wadowice	11,0	5,6		59,9	4,18E-03
38	9940010	Wadowice	13,0	3,3		1,5	9,40E-05
45	9940026	Wieprz	7,0	4,7	38,0	40,5	2,75E-03
30	9940018	Wieprz	15,0	3,4	8,8	9,6	6,75E-04
21	9940049	Graboszyce	10,0	2,1	17,2	17,2	1,95E-03
13	9940055	Grodzisko	7,5	3,6	47,0	115,6	2,19E-03
15	9940079	Grodzisko	13,0	3,7	7,5	7,8	
16	9940078	Grodzisko	9,0	4,0	51,9	60,0	8,31E-03
135	9950151	Świnna Poręba	5,5	2,0	1,5	1,6	
139	9950092	Świnna Poręba	6,5	4,0	8,0	13,0	5,28E-04
64	9950055	Jaroszowice	8,5	3,8	3,0	2,5	1,34E-04
65	9950061	Jaroszowice	9,7	5,1	31,5	43,1	1,38E-04
111	9950125	Witanowice	6,0	2,3	16,7	37,0	6,62E-04
114	9950076	Witanowice	8,0	2,4	69,3	69,3	8,40E-04
<b>Zbiornik Raby</b>							
11	1032....	Rabka	14,0	4,8	8,1	9,4	3,18E-04
1	1033....	Mszana Dolna	10,0	4,5	9,0	24,2	3,50E-03
22	1016....	Mszana Dolna	10,0	1,5	0,3	0,3	
18	1015....	Pcim	10,0	1,6	2,4	2,4	1,31E-04

Tabela 1.1 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
17	1015....	Pcim	8,3	1,9	4,0	4,4	2,67E-04
143	10150026	Myślenice	13,5	6,0	2,4	2,4	8,68E-05
92	9960115	Osieczany	12,0	4,0	9,8	9,9	7,41E-05
94	9960160	Osieczany	10,5	6,8	2,5	3,0	7,18E-05
54	9970071	Droginia	8,1	4,3	1,8	1,8	4,98E-05
55	9970037	Droginia	9,0	2,0	2,1	2,1	1,09E-04
112	9970045	Brzezawa	7,0	0,6	2,8	2,8	6,71E-05
49	9970031	Dobczyce	9,4	3,8	2,0	2,0	7,52E-05
50	9970038	Dobczyce	11,0	5,0	11,6	11,6	2,66E-04
28	9980179	Stanisławice	10,5	3,5	9,7	9,7	4,77E-04
24	9980145	Targowisko	8,5	3,0	17,6	17,6	6,33E-04
23	9980152	Targowisko	22,0	7,5	22,0	31,7	1,59E-04
<b>Zbiornik Kotliny Orawsko-Nowotarskiej</b>							
3	1048....	Jabłonka	17,0	7,8	9,0	13,3	8,33E-05
17	10480008	Czarny Dunajec	10,6	7,6	37,9	37,6	5,67E-03
12	10480012	Rogoźnik	41,5	22,2	4,1	4,1	4,63E-06
11	10480011	Rogoźnik	40,0	27,8	4,2	4,2	3,47E-06
13	10480010	Zaskale	20,5	10,3	16,0	24,0	2,84E-04
14	10480031	Zaskale	23,5	10,5	2,8	3,2	
56	10490021	Krempachy	4,1	3,2	30,9	43,2	1,58E-03
53	10480038	Zaskale	30,0	1,6		0,1	
127	10490036	Frydman	10,1	7,1		6,1	8,10E-07
50	10490003	Frydman	15,0	6,7		20,6	4,50E-04
43	10490090	Nowy Targ	27,5	10,0		76,6	
113	10490098	Nowy Targ	24,0	7,6	31,4	50,0	7,25E-04
30	10490065	Nowy Targ	30,0	4,5	2,0	3,4	3,47E-06
<b>Zbiornik Kotliny Sądeckiej</b>							
31	10510050	Piwniczna	12,5	7,3	14,5	15,9	2,60E-04
9	10510006	Piwniczna	14,6	2,4	0,4	0,9	1,39E-05
9	10340001	Łącko	15,0	9,0	4,0	4,0	1,57E-03
183	10350195	Barcice	11,7	5,2		6,1	1,34E-04
93	10350228	Jazowsko	15,0	6,7	1,1	1,8	1,39E-05
181	10350064	Lipie	12,0	2,2		10,2	1,04E-03
90	10350032	Gołkowice	12,0	4,8	13,4	17,1	4,94E-04
91	10350123	Mostki	10,0	6,0	16,8	16,8	2,47E-04
78	10350027	Naszacowice	8,0	2,5	1,5	1,5	2,60E-04
34	10360002	Nawojowa	7,0	4,0	0,0	1,5	7,00E-05
173	10350044	Stary Sącz	10,5	2,8	0,7	0,7	1,27E-05
167	10350108	Stary Sącz	11,0	5,0		77,0	2,69E-03
62	10350081	Podegrodzie	9,5	5,7		28,1	1,00E-03
64	10350036	Podegrodzie	8,0	0,7		0,5	
49	10350030	Stadło	10,0	3,1		2,8	5,50E-04
76	10350244	Nowy Sącz	18,0	9,8	0,7	0,7	3,82E-05
152	10350162	Nowy Sącz	9,5	2,4	28,0	67,9	5,85E-03
154	10350165	Nowy Sącz	9,0	2,1	13,0	44,8	3,58E-03
43	10350169	Nowy Sącz	12,0	3,2	10,5	10,3	4,11E-04
50	10350173	Brzezna	15,0	5,3		7,8	3,66E-04
51	10350174	Brzezna	12,0	3,3		14,8	4,59E-04
31	10350006	Świniarsko	9,5	5,9		73,0	3,58E-03
12	10350028	Gaj	13,5	8,1		34,5	9,10E-04
24	10350037	Gołąbkowice	8,0	1,1		1,2	1,20E-04

Tabela 1.1 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8
103	10350239	Biczyce	15,0	3,0		28,0	2,88E-03
7	10350176	Chelmiec	9,5	3,9	19,5	32,4	1,05E-03
102	10350059	Podlipie	10,5	2,0	0,1	0,1	
37	10360024	Łabowa	8,5	3,3	2,1	2,1	6,33E-05
<b>Zbiornik Kotliny Zakliczyńskiej</b>							
45	9990062	Czechów	10,0	2,5	22,5	32,0	1,79E-03
112	10180017	Czechów	10,0	2,7	15,0	21,3	3,24E-03
48	9990078	Czechów	10,0	4,3		5,0	
50	9990059	Filipowice	10,0	4,2	6,4	7,2	5,39E-04
43	9990007	Jurków	16,7	7,4		18,6	5,21E-05
44	9990115	Jurków	16,0	7,4	25,5	25,5	1,88E-04
38	9990160	Biskupice	14,0	1,0		1,8	
39	9990161	Złota	22,0	5,5		6,6	
40	9990162	Złota	24,0	5,7		6,0	
41	9990057	Biskupice	13,0	2,5		2,4	3,34E-04
42	9990054	Domosławice	11,5	1,6	1,4	1,4	2,65E-04
33	10000110	Stróże	12,0	3,6	3,2	6,5	1,52E-04
34	10000057	Stróże	11,0		2,0	2,2	1,39E-04
31	10000062	Zakliczyn	13,5	3,6	6,5	6,3	1,00E-03
28	10000007	Zakliczyn	32,0	6,5	11,5	11,6	3,24E-05
24	10000071	Wróblowice	9,5	3,0	5,3	6,0	4,95E-04
25	10000072	Wróblowice	9,5	3,0	5,3	6,0	4,95E-04
22	10000054	Janowice	8,5	1,6	4,5	4,5	1,75E-03
23	10000042	Janowice	6,0	1,2		0,3	
18	10000093	Wielka Wieś	32,0	15,0	16,8	16,8	2,48E-04
<b>Zbiornik Białej Tarnawskiej</b>							
25	10360003	Grybów	8,0	1,7	2,6	2,6	3,00E-04
29	10190017	Jankowa	9,0	2,0	9,0	9,0	5,91E-04
30	10190016	Jankowa	17,0	10,0	0,0	0,3	
26	10190004	Bobowa	8,0	3,0	3,6	3,6	3,45E-04
27	1013....	Bobowa	10,0	1,2	2,0	2,4	8,30E-04
18	10190012	Siedliska	9,4	2,1	2,6	2,6	1,37E-04
19	10190010	Siedliska	10,4	2,2		2,6	
11	10190044	Ciężkowice	7,5	2,0	15,5	29,0	1,72E-04
12	10190043	Ciężkowice	7,5	1,9	12,0	26,5	2,67E-04
2	10000080	Gromnik	7,7	3,1	0,8	0,8	7,75E-05
122	10000085	Gromnik	7,4	3,5	12,7	23,7	1,18E-03
123	10190009	Gromnik	9,2	5,4	8,3	9,1	2,24E-03
16	10010023	Burzyn	7,0	2,3	11,8	17,2	1,54E-03
17	10010022	Burzyn	7,0	1,8	2,4	9,1	1,23E-03
15	10010021	Tuchów	16,0	4,0	3,8	3,8	
12	10010008	Łowczów	8,3	3,3	5,1	5,1	2,25E-04
14	10010005	Karwodrza	12,0	4,0	0,3	0,3	

\* RBDH – regionalny bank danych hydrogeologicznych (PIG), cyfry poprzedzające ostatnie cztery pozycje oznaczają numer arkusza MhP.



Tabela 1.2

**Wybrane parametry hydrogeologiczne reprezentatywnych ujęć zbiorników fliszowych  
w Karpatach zewnętrznych i wewnętrznych (MhP, 1997–2004)**

Selected hydrogeological parameters of representative intakes of flysch groundwater reservoirs  
in the Inner and Outer Carpathians (MhP, 1997–2004)

Nr ark./ nr ujęcia	Miejscowość	Użytkownik	Głęb. otworu [m]	Zasoby [m <sup>3</sup> /h]	Stratygrafia	Miąższość w. wodon. [m]	Głęb. do zw. wody [m]	Wydajność [m <sup>3</sup> /h]	Współczynnik filtracji [m/s]
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
995/5	Ryczów	szk. podst.	17,5	0,8	Pg	4,8	5,2	0,9	1,61E-05
995/70	Kalwaria Zebrzyd.	wodociąg	80,0	6,8	K	17,5	4,8	6,8	1,93E-06
995/72	Brody	szk. podst.	85,0	2,9	K	28,5	4,0	5,3	1,42E-05
995/85	Lanckorona	wodociąg	100,0	5,7	K	36,0	27,5	9,7	4,83E-06
996/42	Libertów	RSP	22,5	12,4	Pg	3,5	15,5	12,4	3,10E-04
996/130	Mogilany	RSP	25,6	5,4	Pg, K	5,5	9,0	5,7	4,28E-05
996/136	Mogilany	wodociąg	50,0	2,8	K	23,0	1,6	2,9	1,16E-06
996/67	Radziszów	szpital	55,0	4,5	Pg, K	12,0	24,0	4,5	5,79E-06
996/71	Włosań	właśc. prywatny	35,0	0,8	K	7,2	20,5	0,8	3,47E-06
996/73	Siepraw	Sp. Pracy	40,0	1,0	K	13,0	7,0	1,4	2,31E-06
996/996	Krzywaczka	tuczarnia	50,0	7,6	Pg	5,7		7,7	5,44E-05
996/83	Rudnik	wodociąg	30,0	0,7	K	3,5	6,8	1,0	2,31E-06
996/84	Jawornik	jedn. wojskowa	56,0	1,9	Pg	14,6	16,8	2,0	2,31E-06
996/87	Borzęta		10,0	7,0	Pg	3,0	2,0	7,0	1,20E-04
996/89	Myślenice	garbarz	17,0	13,1	Pg, K	7,9	3,9	14,4	8,25E-04
996/134	Świątyniki Górne		80,0	8,5	K	10,0	37,0	8,5	1,97E-05
996/138	Siepraw	GS-SCW	30,0	2,8	K	5,6	4,5	3,9	
997/13	Sygneczów	RSP	30,0	1,7	K	14,0	2,2	1,7	
997/14	Pawlikowice	dom opieki	25,0	0,4	K	7,6	9,7	0,4	2,31E-06
997/16	Biskupice	plebania	25,5	1,5	K	3,0	8,0	1,6	
997/26	Sygneczów	RSP	30,8	0,6	K	4,6	15,1	0,8	
997/52	Brzezowa	stacja UJ	31,0	0,2	K	2,0	22,0	0,2	
998/77	Połom	szkoła	30,0	1,0	K	8,5	11,0	3,6	1,62E-05
998/83	Muchówka	zakł. bud. maszyn	39,6	2,2	K	13,0	6,8	2,2	8,10E-06
998/80	Łapanów	ośr. Budostal	90,0		K	12,5	12,0	2,5	1,16E-06
999/22	Brzesko-Okocim		100,0	4,6	K	11,5	5,0	7,0	
999/29	Gnojnik	straż pożarna	31,5	0,6	Pg	5,7	5,8	0,6	6,94E-07
999/37	Tymowa	zakł. mleczarski	30,0	1,6	Pg	2,0	7,6	2,1	1,97E-05
1000/30	Zakliczyn	gospoda GS	24,0	0,3	K	5,0	3,5	0,3	5,79E-07
1010/30	Dębowiec	POM	15,0	0,8	K	1,5	4,2	0,8	
1010/12	Leszna Górna	urząd celny	30,0	0,2	K	1,0	4,6	0,2	3,47E-06
1011/6	Jasienica	PGR	30,0	0,5	K	12,0	1,3	0,5	
1011/19	Jaworze Dolne	Klepacki	24,0	1,2	K	1,7	5,8	1,2	6,94E-06
1011/42	Górki Wielkie	RSP Bucze	30,0	0,2	K-J	2,2	25,5	0,2	
1011/45	Hermanice	wojsk. ośr. wczas.	70,0	0,1	K	6,0	20,5	0,1	
1011/47	Brenna	Tadeusz Koc	31,5	0,9	K	6,7	2,9	1,0	1,16E-06
1011/48	Bugaj	ośr. wczas.	35,0	5,6	K	16,0	0,0	5,6	5,79E-06
1011/49	Cisownica	prywatny	33,0	5,0	K	1,0	25,5	5,0	2,55E-04
1011/65	Ustroń	Ustroniana	100,0	1,6	J-K	29,0	24,5	2,0	6,94E-07
1012/8	Bielsko Biała	wodociągi	24,0	1,6	K	11,5	0,9	1,6	1,39E-05
1012/37	Bielsko Biała	Stalowniki	32,5	3,0	Pg	11,0	7,1	3,9	2,31E-06
1012/9	Kamienica	szk. podst.	15,5	0,2	K	8,7	3,3	0,2	1,16E-06
1012/23	Międzybrodzie B.	prywatny	30,0	4,0	K	6,5	10,3	5,5	2,78E-05

Tabela 1.2 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1012/33	Wilkowice	sanat. kolejowe	56,0	3,4	K	18,5	19,0	3,4	3,47E-06
1012/35	Mikuszowice	sanat. hutników	35,0	4,2	K	11,0	7,1	4,2	1,50E-05
1012/36	Mazaniec	sanat. hutników	60,0	1,2	K	21,4	11,4	1,2	8,10E-05
1012/52	Bystra	prywatny	11,6	0,3	K	0,5	3,0	0,3	4,05E-05
1012/53	Wygielzów	wodociągi	90,0	5,5	K	37,5	14,9	5,5	1,16E-06
1012/55	Czernichów	szk. podst.	31,0	1,2	K	5,0	2,5	1,2	2,31E-06
1012/57	Tresna	ośr. wczas.	25,5	1,1	K	7,1	3,8	1,1	
1012/58	Mała Tresna	ośr. wczas. Żeglarz	34,0	0,4	Pg-K	3,5	6,8	0,4	1,16E-06
1012/60	Buczkowice	ośr. rehab.	30,0	3,6	K	10,5	6,0	3,6	
1012/61	Łodygowice	garbarnia	28,0	4,3	Pg	9,0	2,7	4,3	
1012/63	Oczków	ośr. wczas.	30,0	2,6	K	11,5	7,0	2,6	
1012/69	Zarzeczce	ośr. wczas. PKWN	12,0	5,1	Pg	2,0	4,0	5,1	
1012/70	Żywiec	lecznice uzdrow.	30,0	0,3	Pg	3,0	16,6	0,3	
1012/84	Żywiec	ul. Partyzantów	30,0	0,2	Pg	10,0	3,4	0,2	
1012/73	Kalna	szk. podst.	30,0	2,5	Pg	3,0	4,5	2,5	1,39E-05
1012/86	Lipowa	szk. podst.	36,0	1,2	Pg	2,7	19,5	1,2	8,10E-06
1013/1	Łękawica	dom wczas.	45,0	1,0	K	10,0	10,6	1,0	9,00E-07
1013/4	Rychwałd	Budryk	25,5	1,9	Pg	0,9	7,9	1,9	
1014/3	Jaszczurowa	szk. podst.	25,0	4,6	K	12,0	4,3	9,1	3,82E-05
1014/4	Mucharz	kop. piaskowca	45,0	2,0	K	36,0	4,0	2,0	1,15E-05
1014/7	Zakrzów	wojsk. ośr. wczas.	60,0	5,4	K*	47,1	12,9	5,4	3,11E-05
1014/21	Juszczyn	szk. podst.	40,0	1,2	Pg	3,0	7,5	1,2	
1015/14	Stróża	stacja PKP	18,6	7,5	Pg	2,5	3,4	7,5	7,75E-05
1015/23	Tokarnia	wodociąg	89,2	5,7	Pg	12,0	2,6	8,6	4,63E-06
1015/26	Osielec	stacja PKP	30,0	9,0	Pg	10,0	3,0	9,0	4,75E-05
1016/5	Słupia	Dom Pracy Twórczej	18,6	0,8	K	5,5	4,4	0,8	
1016/6	Poręba	camping HTS	35,0	2,0	Pg	6,5	0,9	2,0	1,16E-06
1016/8	Poręba	oś. wczas.	30,0	12,3	Pg	9,0	1,2	12,3	1,39E-05
1016/9	Wiśniowa	szkoła	53,0	0,2	Pg	6,0	8,0	0,2	
1016/13	Janowice	wodociąg	30,0	4,0	K	2,5	6,0	4,0	3,36E-05
1016/23	Mszana Dolna	Fructona	30,0	1,8	Pg	10,0	4,4	2,4	
1017/1	Łąka Górna	ośr. wczas.	50,0	1,1	Pg	2,5	0,8	1,2	9,26E-06
1017/3	Żegocina	sp. mieszk.	60,0	0,1	K	1,5	2,0	0,1	2,31E-06
1017/4	Żegocina-Rozdz.	hotel	50,0	1,0	Pg	6,0	24,7	1,2	2,31E-06
1017/5	Laskowa	szkoła	12,0	2,1	Pg	4,0	2,4	2,2	
1017/6	Młynne	szk. podst.	29,2	1,1	Pg	7,4	3,8	1,1	
1017/7	Limanowa	os. koszary	30,0	0,5	Pg	8,0	4,0	2,1	5,79E-06
1017/14	Limanowa	os. Nad Torami	45,0	2,0	Pg	14,5	9,0	2,0	4,63E-06
1018/6	Tropie	wodociąg wiejski	29,0	10,0	K	12,0	0,4	10,0	1,39E-05
1018/7	Tropie	wodociąg wiejski	19,0	4,0	K	11,0	0,8	4,5	4,86E-06
1018/8	Witowice	szk. podst.	30,0	5,5	K	16,5	6,2	7,2	2,20E-05
1018/17	Rożnów	elektrownia W.	44,0	15,4	K	20,0	7,0	16,9	2,20E-05
1018/21	Rożnów	ośr. Almaty	50,0	12,0	K	27,0	9,6	12,0	1,85E-05
1018/20	Tabaszowa	ośr. wczas.	37,0	26,0	K	21,0	6,0	50,1	9,26E-06
1018/23	Załęże	ośr. Chemobud.	25,0	3,3	Pg	19,6	5,4	3,3	1,16E-06
1018/24	Gródek n / Dunajcem	ośr. Celulozy	30,3	10,9	Pg	13,3	13,6	10,9	8,68E-06
101837	Gródek n / Dunajcem	rest. Grodzisko	50,0	0,5	Pg	46,5	3,1	0,6	6,02E-06
1018/44	Znamirówice	Andrzej Witkowiec	30,0	1,2	K	9,0	19,0	1,9	1,16E-06
1018/51	Łososina	gosp. rolne	30,0	2,2	Pg	15,0	15,0	2,2	3,24E-05

Tabela 1.2 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1018/52	Lososina	gosp. rolne	30,0	10,8	Pg	14,0	2,8	10,8	5,32E-05
1018/53	Lipie	ośr. wędkarski	30,0	1,1	Pg	10,0	6,2	2,0	3,94E-06
1018/54	Sienna	ośr. wczas. Wrzos	30,0	0,8	Pg	16,0	9,9	1,3	
1018/57	Tęgoborze	dom strażaka	30,0	2,6	Pg	8,0	2,3	2,6	3,01E-06
1018/59	Kłęczany	kamieniołomy dr.	30,0	0,6	K	22,0	5,2	0,6	2,31E-06
1019/1	Słona	wytwór. wód	13,6	0,3	K	5,0	0,0	0,3	
1019/8	Ciężkowice	wodociąg lokalny	32,5	8,0	Pg	24,5	0,3	8,0	4,17E-06
1019/9	Ciężkowice	wodociąg lokalny	35,0	1,5	Pg	14,0	10,5	1,5	9,26E-07
1019/15	Podole	zlewnia mleka	30,0	0,6	Pg	5,0	1,0	1,2	4,63E-06
1019/16	Siedliska	wodociąg	60,0	2,6	Pg	20,0	10,2	2,8	1,39E-06
1019/21	Siary	stadnina koni	18,0	2,5	Pg	13,5	4,5	8,4	5,09E-05
1019/25	Stróża	szk. podst.	30,0	7,5	Pg	6,0	5,3	14,4	4,98E-05
1019/34	Jankowa	wodociąg wiejski	50,0	2,1	Pg	14,0	20,0	2,1	3,24E-06
1019/36	Miłkowa	wodociąg wiejski	49,5	0,7	Pg	14,4	13,2	1,4	2,89E-06
1019/39	Korzenna	WDC-6-3	32,0	2,7	Pg	16,5	6,2	2,7	1,85E-06
1019/42	Wojnarowa	zlewnia mleka	30,0	0,4	Pg	17,0	5,5	4,5	
1019/43	Wilczyńska	wodociąg wiejski	50,0	2,8	Pg	20,0	3,0	3,6	7,06E-06
1028/4	Wisła Malinka	DW Gazownik	80,0	1,0	K	64,0	0,6	1,0	1,97E-06
1028/6	Wisła-Czarne	dom wypocz.	25,0	0,4	K	13,0	2,6	0,4	1,16E-06
1028/7	Istebna	ośrodek kolonijny	27,0	4,7	Pg-K	22,3	2,4	4,7	1,04E-05
1028/12	Jaworzynka	szkoła	41,0	0,7	K	6,7	5,8	0,7	1,20E-06
1028/13	Jaworzynka	dom wczas.	50,0	3,6	K	12,0	26,5	3,6	5,79E-06
1028/14	Zwardoń	stacja PKP	40,0	1,9	Pg	25,3	7,9	2,8	1,79E-06
1028/15	Zwardoń	DW Ferrum	51,0	0,2	Pg	19,8	2,8	0,2	1,16E-06
1029/12	Cięcina	wytwórnia wody	20,0	1,5	Pg	8,0	3,9	1,6	5,79E-06
1029/13	Miłówka	E.T. Telusowie	16,0	0,3	K	3,8	2,3	0,3	1,06E-05
1029/15	Laliki	mleczarnia	30,0	1,7	Pg	19,7	3,3	1,7	
1029/17	Złatna	ośr. wczas.	20,2	0,4	Pg	2,5	2,4	0,4	2,31E-07
1030/6	Korbielów	przejście graniczne	20,0	0,4	Pg	13,8	6,2	0,4	1,48E-06
1031/7	Sidzina	zlewnia mleka	30,0	1,2	Pg	6,0	0,9	6,0	1,16E-05
1031/8	Sidzina	szkoła zbiorcza	80,0	2,5	Pg	21,0	2,2	3,6	1,74E-06
1031/101	Zawoja-Widły	ośr. wypoczyn.	12,0	0,2	Pg	7,5	1,0	0,2	1,27E-06
1032/6	Jordanów	stacja PKP	30,0	0,5	Pg	5,0	5,0	1,1	3,47E-06
1032/7	Jordanów	Armatura	45,0	9,0	Pg	17,5	3,6	10,1	4,63E-06
1032/8	Rabka-Zaryte	woda pitna	93,0	5,5	Pg	89,0	1,3	6,5	
1032/9	Skawa	zlewnia mleka	30,0	0,5	Pg	8,0	4,0	1,4	2,31E-06
1032/24	Rokiciny Podhalań.	RSP	32,0	3,3	Pg	15,0	9,0	5,8	3,13E-05
1032/25	Raba Wyżna	dom opieki	30,0	0,6	Pg	10,0	2,5	0,6	1,16E-06
1033/2	Raba Niżna	DW Energetyk	30,0	7,7	Pg	2,0	0,0	7,7	3,70E-06
1033/3	Olszówka	OW Vistula	30,2	1,6	Pg	10,0	8,0	1,8	1,04E-05
1033/4	Poręba Wielka	UG	100,0	0,5	Pg	23,0	1,7	0,8	1,27E-05
1033/7	Lubomierz	Ośrodek TELOS	10,1	0,3	Pg	1,0	2,7	0,3	
1034/3	Szczawa	wody słodkie	161,0	26,6	Pg	38,0	10,9	35,2	9,26E-06
1034/6	Łukawica	wodociąg	20,0	0,8	Pg	4,0	6,0	0,8	6,94E-06
1035/4	Zabelcze	Stacja Hodowli Roślin	60,0	5,1	Pg	18,5	8,5	12,0	1,16E-06
1035/11	Brzezna	wodociąg	50,0	5,0	Pg	7,5	17,0	6,2	3,13E-05
1035/23	Nowy Sącz	szpital	60,0	0,8	Pg	18,0	2,5	0,6	
103525	Nowy Sącz	skansen	50,0	4,6	Pg	7,5	14,2	9,0	3,01E-05
1035/41	Dąbrówka	Zakł. Przetwórcze.	71,0	2,6	Pg	4,0	0,8	2,6	4,63E-06

Tabela 1.2 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1035/77	Nawojowa	wodociąg	60,0	1,4	Pg	7,0	3,8	1,4	2,31E-06
1036/1	Piątkowa	wodociąg lokalny	45,0	8,5	Pg	35,0	1,2	9,0	4,40E-06
1036/4	Librantowa	wodociąg wiejski	50,0	16,0	Pg	20,0	2,5	18,0	1,76E-04
1036/6	Paszyn	wodociąg wiejski	50,0	4,0	Pg	15,0	16,0	4,0	3,94E-06
1036/7	Mogilno-Korzenna	WDC -W-3	30,0	6,1	Pg	14,0	3,7	7,5	1,90E-05
1036/8	Mogilno-Korzenna	WDC -W-4	50,0	0,4	Pg	28,0	6,5	0,4	1,27E-06
103620	Stróże	FMGiW	50,0	0,9	Pg	39,0	3,0	0,7	
103621	Stróże	FMGiW	43,0	1,7	Pg	28,0	8,0	1,5	
1036/24	Grybów	Sp. Inw. Karpaty	18,6	4,0	Pg	3,6	15,0	4,0	1,12E-03
1036/30	Ptaszkowa	Oddz. Drog. Publ.	30,0	0,1	Pg	25,0	0,3	0,1	
1036/31	Królowa	szk. podst.	30,0	5,5	Pg	20,0	5,6	6,2	3,60E-05
1036/32	Kamionka	zlewnia mleka	30,0	1,0	Pg	19,1	5,1	1,0	
1036/35	Nawojowa	szk. podst.	30,0	0,5	Pg	17,0	13,0	0,5	4,98E-06
1037/1	Gorlice	Urząd Miasta	50,0	1,7	Pg-K	24,0	14,5	2,0	2,08E-06
1037/13	Dominikowice	Dom Ludowy	30,0	0,8	Pg-K	8,1	3,0	1,1	1,04E-06
1037/14	Siary	stadnina koni	30,0	0,2	Pg	7,7	19,0	0,2	
1037/15	Szymbark	pawilon gastron.	30,0	3,0	Pg-K	12,0	6,7	3,6	6,13E-06
1037/20	Łosie	ośr. wypocz.	30,0	14,1	Pg	20,0	6,7	14,1	3,02E-05
1037/22	Małastów	rozlewnia wody	30,0	0,5	Pg	14,0	10,2	0,6	9,26E-07
1037/107	Gorlice	szpital	30,0	7,8	Pg-K	17,1	2,4	9,0	9,95E-06
1037/111	Ropica Górna	RSP	20,0	1,5	Pg	6,5	1,2	1,9	9,95E-06
1037/114	Uście Gorlickie	WDC	14,0	0,0	Pg	3,0	2,0	7,2	
1047/1	Lipnica Wielka	WOP	30,0	2,5	Pg	25,0	2,8	3,4	3,01E-06
1047/5	Jablonka	LO	100,6	2,8	Pg	30,0	9,5	2,8	
1048/20	Nowe Bystre	OSP	50,0	2,4	Pg	4,0	10,5	2,4	5,79E-06
1049/3	Nowy Targ	Kol. Trans. Sanit.	50,0	2,2	Pg	10,0	8,0	3,1	1,85E-05
1049/55	Szaflary	wytwórnia jogurtu	30,0	2,2	K, J	11,5	4,8	2,4	3,47E-06
1049/58	Poronin	Pracownia PPU	22,5	0,5	Pg	2,5	7,8	0,5	
1051/2	Piwniczna	OW Otex	70,0	4,6	Pg	20,0	12,5	6,5	2,31E-06
1051/10	Piwniczna	OW Limba	85,0	1,6	Pg	20,0	27,6	1,8	2,31E-06
105129	Kosarzyska	ośr. wczas.	70,0	6,3	Pg	22,0	20,5	10,8	4,63E-06
1052/3	Krynica	Zakł. Gosp. Kom.	253,4	18,5	Pg	106,0	6,3	18,5	
1052/29	Krynica	BUDAMET	35,0	1,5	Pg	9,0	4,8	2,3	1,50E-06
1052/115	Krynica	Galtex	71,2	3,7	Pg	15,0	9,2	3,7	2,31E-06
1052/1	Mochnaczk	Wojsk. Dom Wyp.	130,0	0,1	Pg	45,0	5,0	0,1	
1052/42	Żegiestów	Sanat. Wiktor	60,5	3,0	Pg	21,9	38,6	7,0	
1052/46	Muszyna	ujęcie wodociąg.	80,0	1,5	Pg	44,0	21,9	6,6	3,47E-06
1052/56	Muszyna	DW Szczęsna	80,0	1,5	Pg	53,0	4,5	1,5	1,04E-05
1052/57	Wojkowa	ZPWM Tylicz	71,0	1,0	Pg	3,0	17,2	1,0	1,16E-06
1053/3	Wysowa	wodociąg	80,0	9,1	Pg	25,0	2,7	10,6	2,31E-06
1053/21	Tylicz	Sp. Wodna	39,0	2,0	Pg	15,0	2,3	1,7	2,16E-05
1053/23	Tylicz	Ośr. Zootechniki	20,0	1,4	Pg	8,0	6,9	1,4	5,79E-06
1054/3	Wyszowatka	PGR	40,0	3,5	Pg	2,0	10,0	3,5	1,04E-05
1060/1	Zakopane	OW Kościelisko-1	50,0	1,0	Pg	43,0	0,9	1,3	2,20E-06
1060/4	Kościelisko	Budówka-1-1	30,0	2,4	Pg	7,0	6,9	4,4	1,47E-05
1060/8	Zakop.-Krzepiówki	Arena 1	41,0	1,4	Pg	25,0	4,0	1,4	2,31E-06
1060/102	Zakopane	Rest. Gubałówka	30,0	1,0	Pg	2,0	28,0	1,0	1,04E-06
1061/3	Toporowa Cyrhla	OW Baška	15,0	0,4	Pg	10,3	4,7	0,4	5,40E-06
1061/4	Polana Głodówka	ZHP	250,0	0,5	Pg	47,5	91,0	0,5	1,60E-07
1061/101	Bukowina Tatr.	DW Basia 1	90,0	3,0	Pg	44,0	3,6	3,0	2,89E-06



Tabela 1.3

**Wybrane parametry hydrogeologiczne ujęć w utworach mezozoicznych i eocenu węglanowego w Karpatach wewnętrznych (MhP, 1997–2004)**

Selected hydrogeological parameters of Mesozoic and carbonate Eocene groundwater intakes in the Inner Carpathians (MhP, 1997–2004)

Nr ark./ nr ujęcia	Miejscowość	Nazwa otworu	Głęb. otworu [m]	Zasoby [m <sup>3</sup> /h]	Stratygrafia	Mięszczość w. wodon. [m]	Głęb. do zw. wody [m]	Wydajność [m <sup>3</sup> /h]	Współczynnik filtracji [m/s]
1060/5	Zakopane	Hruby Regiel IG 2	707,1	33,8	Pg	257,2	0,0	44,8	8,3E-06
1060/6	Zakopane	Hruby Regiel 3	418,0	58,0	Pg	72,0	4,5	58,0	1,5E-05
1060/7	Zakopane	Hruby Regiel 2	238,0	8,0	Pg/T	61,0	0,0	8,0	Brak danych
1060/3	Zakopane	Staników Żleb S-2	100,4	10,6	Pg	36,4	29,0	10,6	1,2E-05
1060/104	Zakopane	Staników Żleb S-1	110,0	14,3	Pg	22,0	32,5	17,3	1,2E-05
1060/103	Kiry	Kiry P-1	200,0		Pg		1,0	0,3	2,1E-07
1060/110	Jaszczurówka	(zlikwidowany)	150,3	27,0	T	99,3	1,2	27,0	4,9E-05

Tabela 1.4

**Skład chemiczny wód występujących w utworach czwartorzędowych (MhP, 1997–2004)**

Chemical composition of waters in Quaternary sediments (MhP, 1997–2004)

Nr ark./ nr ujęcia	Typ	Miejscowość	Użytkownik	pH	S.P. mg/dm <sup>3</sup>	Zasad og. mval/dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>												
							TOC	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	NO <sub>3</sub>	NH <sub>4</sub>	Ca	Mg	Na	K	Fe	Mn	
995/1	SK	Łączany		6,8		1,7	3,0	165,0	89,4	144,0	41,5	0,05	88,8	15,4	78,5	7,0	0,01	0,31	
995/4	SK	Pozowice 11	Skocz Z.	6,1		0,8	0,5	84,0	128,0	48,7	11,8	0,07	54,8	14,3	28,8	22,0	0,04	0,24	
995/10	SK	Roków		6,4		0,7	3,9	67,0	23,4	11,7	25,2	0,05	40,7	6,6	13,9	2,0	0,15	0,01	
995/11	SK	Jaroszowice 22	Zając P.	6,6		1,9	2,9	187,0	18,6	10,2	13,7	0,05	59,9	12,3	28,1	38,0	0,01	0,00	
995/12	SK	Jaroszowice Zbywaczów	Dębski	6,5		0,6	0,5	63,0	31,9	8,0	11,4	0,05	25,7	4,7	6,9	5,0	0,06	0,01	
995/7	SW	Ryczów	wodociąg	6,8	322	3,6		219,6	39,0	31,9	0,0	0,78	69,1	12,0	33,8		1,27	0,45	
995/32	SW	Wielkie Drogi	POM	7,0	356	3,0		185,1	48,6	17,8			64,1	7,3	14,0	0,5	15,0	0,32	
1000/14	SW	Rzuchowa 206	Łaskowski T.	7,0		5,1		310,0	107,0	41,4	33,3	0,15	127,7	18,1	21,7	1,1	0,02	0,27	
1000/17	SW	Woźniczna 66	Rzońca Józef	7,1		8,5		520,0	117,0	25,0	16,3		189,2	26,9	18,9	3,2	0,03	0,02	
1000/18	SW	Wielka Wieś 130	Kuch Józef	7,1		7,8		477,0	217,0	36,4	26,3	0,19	204,7	23,8	17,2	2,6	0,13	0,02	
1000/22	SW	Janowice 249	Kocik Bronisław	7,0		8,3		506,0	142,0	37,5	22,2		171,4	18,5	47,6	3,1		0,00	
1000/27	SW	Chorzewice 16	Kolak Andrzej	7,0		7,8		477,0	109,0	27,5	21,4	0,06	136,2	31,3	26,4	6,3	0,02	0,00	
1000/28	SW	Melsztyn 45	Węgrzyn Antonina	6,9		9,8		597,0	159,0	109,0	28,8	0,05	197,1	28,5	54,7	39,4	0,05	0,01	
1000/29	SW	Zawada 67	Karpiel St.	7,3		4,1		253,0	41,5	13,5	12,6	0,06	81,3	11,7	11,8	3,2	0,01	0,01	
1000/30	SW	Lusławice 138	Jamróż Zbigniew	7,5		2,8		168,0	53,0	20,4	0,8	0,06	61,9	8,5	12,6	5,8	0,03	0,10	
1000/33	SW	Lusławice 13	Kochan Katarzyna	6,9		3,6		222,0	27,8	63,9	1,7	0,09	77,0	7,2	45,5	3,5	0,03	0,01	
1000/35	SW	Faściszowa 68	Nowak Jan	6,9		2,3		139,0	81,8	27,3	92,1	0,05	76,0	9,5	22,2	15,9	0,05	0,01	
1010/7	SK	Cieszyn	ul. Mokra 8	7,4		4,1	4,5	503,0	123,0	16,4	19,7	0,05	143,7	19,0	28,6	57,0	0,01	0,00	
1010/8	SK	Godziszów	Plita B.	7,3		3,1	2,0	382,0	22,5	2,2	2,2	0,06	130,6	2,8	3,7	1,0	0,03	0,01	
1010/9	SK	Cieszyn	Aleja Łyska 22	7,2		3,6	2,8	443,0	54,7	40,9	3,7	0,09	143,3	8,0	53,4	3,0	0,02	0,00	
1011/60	SW	Ustroń	DW Górnik	7,2		3,2		193,0	18,6	6,2	1,3	0,05	36,4	13,6	19,1	1,2	0,01	0,01	
1011/1	SK	Pierściec	Grań K.	5,7		0,1	0,5	12,7	74,0	39,3	1,2	0,35	34,9	7,5	19,4	2,0	0,01	0,63	
1011/2	SK	Wapiennica	Jurasz J.	6,9		2,5	3,5	303,0	48,2	9,8	16,8	0,05	113,4	6,4	9,2	6,0	0,03	0,01	
1011/5	SK	Skoczów	Mazur	6,4		0,6	2,1	72,0	41,6	10,7	16,1	0,05	37,7	4,0	9,8	3,0	0,01	0,01	
1011/6	SK	Skoczów-Pogórze		6,7		0,0		146,0	63,2	48,2	26,2	0,32	71,8	6,3	21,5	13,2	0,01	0,00	
1011/7	SK	Wapiennica		6,9		0,4	1,4	43,0	21,6	6,8	20,2	0,36	17,7	2,1	5,2	3,0	0,01	0,17	

Tabela 1.4 cd.

Nr ark./ nr ujęcia	Typ	Miejscowość	Użytkownik	pH	S.P. mg/dm <sup>3</sup>	Zasad og. mval/dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>											
							TOC	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	NO <sub>3</sub>	NH <sub>4</sub>	Ca	Mg	Na	K	Fe	Mn
1011/8	SK	Hurbutowice	Boszczyk K.	6,1		0,5	1,6	55,0	54,9	20,6	20,3	0,05	42,4	5,4	15,0	6,0	0,01	0,96
1011/9	SK	Górki Wielkie	Mitrega	6,4		0,4	4,1	46,0	34,5	9,8	34,6	0,05	43,9	3,1	6,4	1,0	0,03	0,01
1011/10	SK	Górki Wielkie	Barankiewicz B.	6,3		0,5	1,3	55,0	29,8	13,2	25,3	0,05	36,7	3,3	10,1	3,0	0,02	0,00
1011/11	SK	Ustroń	Szczepańska E.	6,7		0,5	0,5	63,0	21,7	8,2	9,2	0,05	29,8	3,9	7,5	3,0	0,02	0,00
1011/12	SK	Brenna	Cieślów C.	6,4		0,5	1,6	60,0	20,6	4,5	14,7	0,05	28,2	2,7	4,3	4,0	0,11	0,01
1011/14	SK	Wisła Oblaziec	Bujak J.	6,4		0,2	0,6	29,0	18,6	5,0	6,1	0,07	19,2	2,8	4,9	3,0	0,01	0,00
1012/80	SW	Żywiec	Wdowiak M.	6,4		1,8	0,5	113,0	66,1	56,0	25,8	0,05	45,9	21,2	23,9	6,4	0,15	0,07
1012/7	SK	Kobiernice	Sroka B.	6,8		0,7	0,9	84,0	30,8	7,0	18,0	0,05	38,1	5,4	6,6	4,0	0,04	0,01
1012/9	SK	Mikuszowice Śląskie	Wilk S.	6,6		0,6	1,0	76,0	44,2	22,6	31,9	0,05	33,7	6,5	18,9	14,0	0,01	0,05
1012/10	SK	Mikuszowice Krakowskie	Leśniak M.	6,6		0,7	0,5	81,0	28,1	21,0	11,6	0,05	31,4	4,7	16,9	4,0	0,04	0,00
1012/11	SK	Międzybrodzie Bialskie	Legień S.	6,3		0,0	0,9	5,0	23,0	6,4	15,5	0,05	7,0	1,6	5,2	19,0	0,01	0,00
1012/13	SK	Rybarzowice	Kędzior J.	6,5		0,4	0,7	43,0	24,3	10,3	19,1	0,05	24,0	3,6	11,1	7,0	0,01	0,00
1012/16	SK	Kalna	Ceputa H.	6,8		1,8	0,9	216,0	61,5	79,7	0,8	0,05	70,3	19,7	43,5	8,0	0,47	0,99
1012/20	SK	Leśna	Jeziorski S.	6,3		0,2	1,0	26,0	45,5	17,0	52,5	0,05	34,1	5,2	15,1	8,0	0,01	0,01
1012/25	SK	Żywiec	Stolarzewicz B.	6,9		1,0	0,5	121,0	28,5	7,2	11,1	0,05	43,6	5,7	9,2	4,0	0,06	0,01
1012/42	SW	Międzybrodzie Żywieckie	gosp. wodno-kanal.	7,5	136	0,6		36,6	24,0	7,1	2,6		20,0	2,4	6,0	0,8	0,40	0,00
1013/2	SK	Łękawica 376	Zyżański J.	6,9		2,2	0,8	273,0	47,8	17,6	10,6	0,05	105,0	11,9	15,7	13,0	0,01	0,05
1013/3	SK	Gilowice 213		6,4		0,9	1,0	111,0	50,2	24,3	43,3	0,05	48,0	9,8	22,5	18,0	0,01	0,00
1013/4	SK	Ślemień 139	Winnicka M.	7,1		2,0	0,5	238,0	26,8	13,4	7,1	0,05	87,0	7,8	9,3	3,0	0,03	0,04
1013/5	SK	Pewel Mała 329	Mrozek K.	7,2		3,1	2,4	379,0	39,9	46,2	29,2	0,05	157,5	10,1	13,0	9,0	0,02	0,01
1013/6	SK	Pewel Mała 333	Dzierzega B.	6,8		1,1	0,5	135,0	26,8	6,7	4,2	0,05	50,3	4,6	7,2	1,0	0,07	0,02
1014/10	SK	Sucha Beskidzka		6,7	255m	1,1		67,1	55,0	13,0	6,2	0,20	48,8	7,3	4,6	1,4	0,02	0,01
1016/14	SW	Jodłownik	POM	8,1	454		3,1	366,1	71,6	21,3	2,1		112,3	29,1	5,8	3,4		0,10
1017/1	SK	Tarnawa	Mocarski Jerzy	7,0		2,3	6,2	141,0	53,7	5,8	2,0	0,09	33,9	6,7	6,5	52,5	0,03	6,00
1017/2	SK	Tarnawa	Niewidok K.	7,2		4,0	0,9	246,0	106,0	17,3	23,5		108,6	11,3	14,8	6,1		0,47
1017/3	SK	Tarnawa	Kruczek Janusz	7,0		4,0		246,0	86,9	25,0	52,9		108,0	10,8	23,7	5,3	0,02	0,00
1017/4	SK	Zbydniów	Musialski B.	6,8		1,9	3,0	118,0	63,7	8,6	42,0	0,13	46,7	7,3	10,0	39,1	0,01	0,00
1017/5	SK	Rdzawa	Cieślak Maria	6,9		3,4	7,7	205,0	63,3	14,0	13,4	0,87	47,8	7,2	23,6	7,2	0,05	0,08
1017/7	SK	Rozdziele	Sandel Józef	7,2		5,0		302,0	34,0	4,9	11,5		110,4	4,8	5,6	1,2		0,00
1017/8	SK	Kamionka	Krawczyk Stefan	6,9		3,8	0,5	233,0	28,3	11,3	10,9		87,9	4,2	3,9	1,3	0,02	0,02
1017/9	SK	Rupniów	Nowak Barbara	7,5		4,3		262,0	28,4	1,0	0,1		66,6	8,4	16,9	2,6	0,02	0,08
1017/11	SK	Limanowa	Czech Józef	7,2		4,7	1,1	287,0	72,4	14,3	66,2		109,4	14,8	14,5	1,2	0,01	0,02
1017/12	SK	Młynne	Florek Jan	6,8		3,4	0,5	207,0	28,7	4,8	8,2	0,10	51,6	7,1	19,0	2,1	0,05	0,02
1017/13	SK	Laskowa	Rozum Tadeusz	7,3		2,8	2,5	168,0	40,6	11,3	29,1		69,5	8,6	5,6	2,1	0,02	0,01
1017/14	SK	Laskowa	bank sp-czy	7,3		3,7	1,3	224,0	26,4	11,9	3,3		75,3	6,7	14,4	3,2		0,14
1017/16	SK	Dobra		7,6		3,3	1,0	199,0	21,6	4,3	0,9		59,1	11,4	3,0	0,2	0,02	0,48
1017/17	SK	Limanowa	Szewczyk Z.	6,4		4,5	2,7	276,0	108,0	16,6	40,3		96,7	24,8	24,0	9,1	0,09	0,02
1018/1	SK	Czchów	Michalczyk S	6,7	398m	2,6		158,6	76,6	37,5	0,3	0,00	65,1	14,5	20,4	9,3	0,02	0,02
1018/2	SK	Witowice D.	Piwowar G.	7,4	285m	2,3		140,3	27,0	20,1	0,9	0,00	48,8	8,6	10,5	5,1	0,01	0,01
1018/3	SK	Gródek n. Dunajcem	Górka J.	7,2	467m	3,7		226,9	63,1	41,8	1,1	0,90	80,4	16,2	19,8	3,3	0,03	0,01
1018/6	SK	Łososina D.162	Opoka J.	7,4	1045m	5,2		318,4	87,1	55,5	0,2	0,60	305,5	75,0	34,6	2,1	0,01	0,00
1018/8	SK	Kobylczyna 80	Pacholik G.	7,2	395m	2,7		161,6	67,7	45,0	0,8	0,00	85,2	12,5	11,9	2,4	0,02	0,00
1018/17	SK	Męcina	zlewnia mleka	7,4	617m	6,1		369,1	47,7	35,5	0,1	0,60	111,2	21,9	16,4	5,4	0,60	0,01
1019/29	SW	Jankowa	Sp. Pr. Koronka	7,5	476	5,0		307,4	26,9	12,1	0,0	3,00	73,6	12,8	22,7	1,7	6,99	0,88

Tabela 1.4 cd.

Nr ark./ nr ujęcia	Typ	Miejscowość	Użytkownik	pH	S.P. mg/dm <sup>3</sup>	Zasad og. mval/dm <sup>3</sup>	mg/dm <sup>3</sup>											
							TOC	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	NO <sub>3</sub>	NH <sub>4</sub>	Ca	Mg	Na	K	Fe	Mn
1019/3	SK	Gromnik 270	Jochymiak J.	6,9	423m	2,7		165,3	69,8	59,5	0,9	0,00	83,7	20,2	9,8	5,3	0,03	0,01
1019/4	SK	Ciężkowice 279	Kloc Tadeusz	7,0	371m	2,8		170,8	51,7	37,2	0,2	0,92	62,8	17,7	11,1	2,1	0,06	0,19
1019/9	SK	Bobowa 79	Bogusz Mieczysław	7,1	837m	7,5		458,7	115,9	41,0	0,4	0,00	149,8	32,7	21,8	8,2	0,02	0,01
1035/22	SW	Nowy Sącz	UG	6,8	673	8,3		506,0	122,0	36,7	2,6		187,1	24,5	26,4	5,4	1,20	0,02
1035/90	SW	Gołkowice	właśc. prywatny	7,0	440	5,3		323,0	44,9	19,2	55,0		114,2	17,4	14,1	3,9	0,02	0,00
1035/92	SW	Lipie-Stary Sącz	właśc. prywatny	7,5	323	3,6		220,0	51,3	14,7	20,4	0,06	86,1	16,5	10,1	1,1	0,02	0,01
1036/34	SW	Nawojowa	tartak	7,1	468m	4,6		280,6	37,1	26,0	4,1	0,95	84,6	11,4	12,1	2,4	0,02	0,01
1036/2	SK	Chodorowa 2	Olszanecki W.	7,2	719m	6,7		467,9	55,4	21,5	0,0	0,95	116,7	25,6	15,1	4,1	0,03	0,30
1036/6	SK	Biała Niżna 304	Kmak R.	7,7	423m	3,5		212,3	42,2	40,8	4,2	1,30	74,8	20,8	8,7	4,9	0,04	0,01
1036/7	SK	Biała Niżna 3	Obrzut M.	7,3	760m	6,0		363,6	100,5	68,2	3,1	0,95	148,5	19,6	41,1	5,6	0,04	0,01
1036/17	SK	Mystków 7	Stanek Z.	7,5	440m	3,2		193,0	99,5	28,0	0,6	1,80	71,9	13,7	20,0	0,8	0,01	0,01
1036/26	SK	Łabowa	restaur. Kiczera	7,4	571m	5,6		338,0	45,1	35,3	0,6	1,00	94,4	11,4	22,8	4,5	0,01	0,00
1037/15	SK	Kryg 193	A. Karp	6,9	700m	7,2		439,3	46,6	28,4	0,4	0,09	108,2	21,9	35,7	2,0	0,14	0,02
1037/25	SK	Ropica Pol.	J.Tabor	6,9	314m	2,8		167,8	26,5	14,2	4,1	0,23	52,1	9,7	9,6	0,9	0,02	0,01
1037/37	SK	Bielanka	szkoła podst.	6,6	446m	4,3		259,3	42,8	17,7	0,3	0,27	72,1	13,4	19,6	0,5	0,40	0,05
1037/39	SK	Owczary 52	st. publ.	7,2	540m	4,8		289,8	45,2	14,2	6,6	0,22	84,2	7,3	16,4	40,9	0,05	0,00
1047/3	SW	Jabłonka	SKR	7,9	308m	3,3		189,2	1,8	12,5	0,0	0,00	56,6	7,3	5,6	0,7	0,01	0,00
1047/2	SK	Chyżne	szkoła podst	7,8	129m	0,9		51,9	11,2	19,5	0,2	0,00	20,7	4,0	5,3	1,6	0,02	0,02
1049/3	SK	Waksmund	prywatna	6,9	669	3,9		238,0	51,3	182,0	67,6	0,09	139,9	23,3	56,7	19,3	0,04	0,00
1049/5	SK	Frydman	prywatna	6,7	506	4,5		275,0	47,1	24,5	122,0	6,70	110,0	17,5	24,3	5,0	0,02	0,09
1050/12	SK	Kacwin		7,4	304	2,4		146,0	35,7	15,3	88,4	0,29	55,3	5,6	12,2	10,7	0,03	0,00
1052/4	SK	Żegiestów	sklep spoż-przem.	7,4	427m	3,7		227,5	55,7	19,6	0,3	0,00	77,5	17,1	10,4	10,8	0,13	0,00
1052/6	SK	Krynica ul. Zawodzie 1	tartak	6,5	297m	5,6		344,0	37,4	30,8	0,3	0,00	109,7	19,1	20,8	21,3	0,51	0,02
1053/3	SK	Blechnarka	studnia publiczna	7,3	98m	0,6		39,0	16,6	4,9	0,1	3,45	18,9	4,0	2,5	1,9	0,28	0,00
1060/6	SK	Zakopane - Ustup	D. Kotelnicka	7,2	309	5,1		312,4	48,5	18,1	1,3		89,0	19,0	12,5	6,1	0,08	0,00
1060/7	SK	Polana Rogoźniczańska	TPN	7,5	175	2,9		177,0	19,7	2,1	0,4		48,0	11,0	1,6	0,6		0,00
1060/11	SK	Zakopane	M. Jelonek	6,1	236	2,7		164,1	30,7	9,6	1,8		52,0	9,0	7,1	2,6		0,00
1062/2	SK	Leluchów	stacja PKP	7,0	342m	2,8		169,9	29,7	17,5	0,7	0,00	73,2	14,1	14,1	7,7	3,12	0,07

SK – studnia kopana, SW – studnia wiercona, S.P. – sucha pozostałość (m – mineralizacja), TOC – całkowity węgiel organiczny

Tabela 1.5

## Skład chemiczny wód występujących w utworach fliszowych (MhP, 1997–2004)

Chemical composition of waters in flysch sediments (MhP, 1997–2004)

Nr ark./ nr ujęcia	Typ	Miejscowość	Użytkownik	Str.	pH	S.P.	Miner.	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	NO <sub>2</sub>	NO <sub>3</sub>	F	NH <sub>4</sub>	Ca	Mg	Na	K	Fe	Mn
995/70	SW	Kalwaria Zebrz.		K	7,8	227		134	21,5	9,6		0,2	0,10	0,48	30,6	11,6	12,9	4,0	0,02	0,02
995/6	ZR	Babica		K	7,1	359		176	54,3	21,1		13,0	0,21	0,05	74,9	7,0	9,0	1,2	0,01	0,00
995/66	SW	Kalwaria Zebrz.	sp. obuwia	K	9,0	1386		732	4,8	60,3		0,2			4,008	2,43	355,0	1,2	10,0	0,06
995/72	SW	Brody	szkoła podst.	K	7,2	318		222	36,6	21,1		0,0		0,00	64,13	20,67	9,6	3,0	2,56	0,24
995/85	SW	Lanckorona	wodociąg	K	7,0	518		439	85,6	17,7		0,0		0,00	136,3	24,32	7,4	2,0	0,26	0,08
1011/10	ZR	Ustroń	wytwórnia wód	K	7,0	512		333	35,0	7,1		3,7	0,05		111,3	9,72	1,65	0,5	0,14	
1011/11	ZR	Ustroń	wytwórnia wód	K	7,2	460		295	30,0	7,1		3,5			104,8	4,86	1,85	0,5	0,02	
1012/5	SW	Bielsko-Biała	wodociąg	K	7,9			1039	1,0	46,0		0,2	5,5	2,00	16,2	8,2	386,0	2,4	0,67	0,01
1012/23	SW	Międzybrodzie B.	Pensjonat Magra	K	6,6	191		79	43,2	32,0		0,8			27,2	3,4			1,00	0,30
1015/12	ZR	Stróża		Pg		355		323	33,6	8,9		17,0		0,33	90,3	12,4	10,5	1,5		0,00
1016/5	SW	Słupia	Dom Pracy Twórczej	Pg	7,8	552		500	64,2	21,3		0,1			128,3	38,9	11,5	1,8	5,2	0,2
1016/5	ZR	Węglówka	wodociąg	Pg	8,4	256		214	32,9	32,9		0,2			38,1	20,7	24,0	1,8		0,2
1016/6	ZR	Trzemeśnia	wodociąg	Pg	8,3	190		104	47,7	10,7		0,9			52,1	6,1	1,8	1,0		
1016/7	ZR	Pcim	wodociąg	Pg	7,8	209		128	43,6	14,2		2,0			56,1	3,7	3,5	2,6		
1016/8	ZR	Pcim-Sucha	wodociąg	Pg	8,3	169		116	37,0	3,6		0,7			40,1	4,9	7,5	1,8		
1016/9	ZR	Tęczyn	wodociąg	Pg	8,3	170		104	6,0	36,2		0,4			40,1	2,5	9,5	1,8		
1016/10	ZR	Kasinka Mała	wodociąg	Pg	7,5	198		140	37,0	14,2		0,4			46,1	7,3	7,5	1,0		
1017/10	ZR	Młynne		Pg	7,4	146		146	39,6	9,7		17,6			58,4	4,7	5,8	0,8		0,00
1030/4	SW	Korbielów	przejście graniczne	Pg	7,5	207		262	23,1	7,1		0,0		0,06	35,8	25,0			0,02	0,02
1032/4	SK	Rabka		Pg	7,72	352		299	61,7	14,0		18,0	0,17	0,09	70,18	22,49	8,1	2,4	0,02	0,00
1032/5	SK	Skawa N. Świat		Pg	6,98	397		244	78,7	33,4		2,4	0,22	0,14	92,65	12,6	16,5	19,7	0,05	0,003
1032/17	ZR	Skomielna Biała	wodociąg	Pg	6,8	178		73	32,1	7,1		1,6			28,05	4,86	7,5	1,8		
1032/18	ZR	Bielanka	wodociąg	Pg	8,0	250		159	51,0	10,6		2,74			56,1	12,15	5,75	1,8		
1032/19	ZR	Bielanka	wodociąg	Pg	8,3	170		79	43,6	10,6		2,0			36,1	9,75	3,5			
1032/22	ZR	Sieniawa	wodociąg	Pg	7,8	222		122	45,25	17,8		2,26			58,1	3,65	3,5	6,4		
1032/26	ZR	Rokiciny	wodociąg	Pg	7,8	228		159	49,35	7,1		0,7			48,12	9,73	13,5	1,8		
1032/29	ZR	Jordanów		Pg	6,55	388		238	58,0	46,0		32,5	0,12	0,00	83,76	14,03	19,7	3,0	0,02	0,001
1033/12	ZR	Ochotnica		K		255		299	21,2	2,8		3,9	0,1	0,09	56,85	9,84	2,8	1,11	0,02	0,001
1033/4	SW	Poręba Wielka		Pg		539		452	1,0	1,7		0,01	0,7	0,06	1,55	0,86	230,0	1,9	0,17	0,005
1034/13	ZR	Ochotnica-Młynne		Pg	7,5	189		171	22,5	4,7		15,1	0,20	0,08	42,5	8,5	1,9	1,5	0,02	0,00
1038/5	SW	Wapienne	zakład uzdrow.	K	6,8	305		329	21,6	3,5		0,3	0,10	0,00	66,1	18,8	23,3	2,0	0,18	0,00
1048/10	ZR	Maruszyna		K		239		140	32,2	5,1		12,2		0,10	107,5	1,75	2,3	0,5	0,02	
1048/9	ZR	Ciche Wielkie.		Pg		337		329	31,8	10,9		3,8		0,11	86,55	17,57	7,0	7,8	0,02	0,004
1049/6	SK	Gliczarów		Pg	7,0	262		177	57,6	12,1		4,2	0,23	0,20	68,6	12,4	7,2	1,6	0,02	0,00
1049/21	ZR	Białka		Pg	7,3	218		183	21,8	11,2		8,6	0,12	0,10	49,0	12,3	6,9	3,6	0,02	0,00
1050/10	SK	Niedzica		K	7,0	444		287	41,2	56,9		30,8		0,06	125,4	16,9	13,5	8,3	0,02	0,01
1050/16	ZR	Niedzica		K	7,3	196		79	27,0	4,2		6,9		0,05	83,1	18,8	5,5	2,2	0,02	0,00
1050/11	SK	Szczawnica		Pg	6,9	185		140	24,4	3,0		8,2	0,20	0,07	57,9	9,5	2,5	2,1	0,03	0,00
1051/18	ZR	Jaworki Cz. W.		Pg	7,02	266		244	13,4	3,06		1,75	0,11	0,07	99,6	11,58	5,4	1,1	0,03	0,04
1060/3	SW	Zakopane	DW Regle - 2	Pg	7,2	161		197	13,9	2,5		1,0			51,0	13,0	0,5	0,2		0,00
1060/2	SK	Ciche Górne		Pg	7,15	172		174	13,9	3,2		0,61			50,1	7,2	3,0	2,2		
1061/4	SW	Polana Głodówka	ZHP	Pg	7,5	135		121	10,1	3,5		1,3			43,0	2,0	1,1	0,5	0,01	0,00
1061/5	ZR	Jaszczurówka		Pg	6,5	126		124	2,4	2,5		0,3			28,0	9,0	1,6	0,4	0,02	0,00
1061/3	SK	Lichajówka 3a	M. Gał	Pg	7,7	210		173	14,7	12,9					39,1	7,1	12,3	3,5		



Tabela 1.5 cd.

Nr ark./ nr ujęcia	Typ	Miejscowość	Użytkownik	Str.	pH	S.P.	Miner	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	NO <sub>2</sub>	NO <sub>3</sub>	F	NH <sub>4</sub>	Ca	Mg	Na	K	Fe	Mn
						mg/dm <sup>3</sup>														
1061/107	ZR	Białka Tatr.		Pg	8,3	184		140	7,0	10,7					28,6	10,6	7,4	4,2		
1061/108	ZR	Białka Tatr.		Pg	8,2	204		165	4,0	5,0					40,7	6,7	5,2	4,2		
1014/4	SW	Mucharz	kopalnia piaskowca	K	7,4		432	240,9	58,7	17,5	0,010	0,0	0,07	0,02	64,9	20,7	8,7	9,7	0,01	0,03
1014/15	SW	Maków Podhalański	WDC- 4 studnie	Pg	7,2		435	240,9	34,1	38,8	0,005	0,0	0,06	0,00	86,8	10,4	2,9	2,9	0,02	0,00
1019/1	ZR	Słona	M. Irytowski	K	6,2		152	50,6	25,1	16,5	0,018	1,0	0,04	0,00	20,3	4,3	11,9	1,3	0,13	0,01
1019/11	SK	Lipnica Wielka 46	dawny PGR	Pg	7,5		589	381,2	42,8	21,0	0,017	0,1	0,14	0,00	99,1	29,3	4,5	0,9	0,03	0,01
1019/12	SK	Jarczowa 99	Kogut Henryk	Pg	7,3		659	435,5	47,4	16,4	0,012	0,0	0,14	0,00	109,0	32,2	5,7	3,1	0,01	0,01
1019/13	SK	Korzenna 53	A. Orzechowski	Pg	7,4		794	485,5	71,0	36,3	0,021	0,0	0,25	1,25	130,5	47,6	8,1	1,9	0,02	0,01
1019/5	ZR	Kąsna Dolna	Centrum Paderewskiego	Pg	6,3		129	45,1	7,6	20,1	0,012	0,9	0,08	0,00	17,7	4,0	7,9	1,4	0,02	0,02
1019/6	ZR	Podole 86	Wolak Marian	Pg	6,3		133	9,1	20,7	46,5	0,018	3,0	0,09	0,00	20,3	4,3	11,9	1,3	0,13	0,01
1020/3	SW	Olpiń	ośrodek zdrowia	Pg	7,3		570	329,5	61,4	14,2	0,003	4,0	0,09	0,28	92,2	28,0	10,1	2,8	0,69	0,01
1020/5	SW	Rzepiennik Biskupi	szkoła podst.	Pg	7,5		665	378,3	101,3	7,1	0,000	0,2	0,13	0,10	120,2	34,1	9,8	2,2	0,73	0,05
1020/7	SW	Staszówka	wodociąg	Pg	6,7		788	442,4	96,2	35,5	0,001	1,6	0,22	0,15	108,2	42,6	31,3	5,0	0,21	0,02
1020/19	SW	Moszczenica	wodociąg	Pg	7,3		567	320,3	55,7	14,2	0,001	2,2	0,17	0,09	120,2	7,3	5,6	2,2	0,13	0,01
1028/12	SW	Jaworzynka		K	7,4		324	171,5	24,1	35,6	0,025	0,3	0,19	0,10	59,4	11,5	7,2	3,5	0,01	0,15
1028/1	SK	Wisła-Wątrobne		K	6,9		79	27,0	14,1	10,3	0,024	0,7	0,36	0,60	14,3	2,1	1,8	1,4	0,07	0,02
1028/8	SK	Ustroń-Dobka	PIG 110	K	6,9		293	164,7	35,7	13,1	0,030	0,4	0,11	0,37	32,5	11,0	16,6	3,3	0,38	0,38
1031/8	SW	Sidzina	szkoła	Pg	8,4		884	564,7	35,4	33,4	0,005	0,0	0,22	0,10	33,9	9,6	193,5	2,7	0,01	0,17
1031/9	SW	Orawka	DW Pod Grapą	Pg	7,5		473	320,3	23,0	6,0	0,010	1,2	0,26	0,10	71,0	16,8	20,9	2,5	3,20	0,10
1036/1	SK	Mogilno	Domasiewicz K.	Pg	7,4		643	322,1	55,2	82,1	0,018	0,7	0,20	1,80	98,8	18,1	49,6	6,5	0,02	0,01
1036/22	SK	Królowa Górna	Stanek M.	Pg	6,8		124	58,0	19,2	10,0	0,024	0,7	0,21	1,80	18,7	3,9	4,5	1,2	0,03	0,00
1046/5	SK	Rycerka Dolna	DW	Pg	7,0		381	170,9	28,4	64,0	0,019	2,6	0,17	0,02	81,8	6,4	8,6	8,0	0,08	0,06
1046/5	ZR	Ujsoły	WDC	Pg	7,4		121	54,9	20,4	7,0	0,005	2,0	0,11	0,05	22,5	3,2	2,6	0,5	0,25	0,00
1046/9	ZR	Rycerka	WDC	Pg	7,2		140	67,8	14,8	14,6	0,007	0,9	0,17	0,02	26,8	4,0	3,0	1,1	0,02	0,01
1046/6	SK	Soblówka	PIG 113	Pg	7,1		134	79,3	9,4	3,7	0,010	6,4	0,10	0,17	25,9	1,6	1,2	1,6	0,06	0,00
1047/1	SW	Lipnica Wielka	WOP	Pg	7,7		389	253,2	20,8	13,8	0,005	0,0	0,16	0,14	69,0	15,8	5,1	1,0	0,01	0,01
1052/27	SW	Krynica-Szczawiczne	PPH Galtex	Pg	7,6		512	339,9	33,2	5,3	0,000	1,6	0,85	0,36	56,1	28,2	27,2	3,8	0,05	0,01
1052/28	SW	Krynica-Szczawiczne	PPH Galtex	Pg	7,8		378	231,9	40,9	3,5	0,000	0,9	0,02	0,17	57,7	19,2	5,1	1,7	0,12	0,05
1052/57	SW	Wojkowa	ZPWM Tylicz	Pg	7,1		615	414,9	33,6	3,5		1,6	0,20		52,1	33,4	44,3	6,1	1,50	0,05
1053/3	ZR	Hańczowa	wodociąg wiejski	Pg	8,2		207	105,5	26,7	8,4	0,014	0,6	0,08	0,60	45,9	7,0	3,3	0,9	0,17	0,00
1053/20	ZR	Muszyńska	wodociąg wiejski	Pg	7,8		300	191,5	15,7	9,1	0,008	0,1	0,08	0,60	57,8	12,7	3,4	1,0	0,08	0,00

SK – studnia kopana, SW – studnia wiercona, ZR – źródło, Str. – stratygrafia: Pg – paleogen, K – kreda; S.P. – sucha pozostałość

Tabela 1.6

**Skład chemiczny źródeł tatrzańskich (MhP, 1997–2004)**  
Chemical composition of Tatras springs (MhP, 1997–2004)

Nr ark./ nr obs.	Miejsce wypływu	Stratygrafia	pH	S.P.	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cl	NO <sub>3</sub>	Ca	Mg	Na	K
				mg/dm <sup>3</sup>								
1060/16	Wywierzysko Chochołowskie	T	7,2	126	111	18,3	2,5	0,4	28,0	11,0	0,7	0,3
1060/16	Wywierzysko Chochołowskie	T	7,29	69,9	58,2	12,9	4,3	0,4	19,8	3,1	1,6	1,8
1060/21	Wywierzysko Lodowe	K, J	7,34	119	124	16,2	4,3	0,3	38,2	5,8	1,5	1,4
1060/21	Wywierzysko Lodowe	K, J	7,5	116	110	2,4	3,9	0,3	31,0	5,0	0,7	0,2
1060/40	Dolina Pyszniańska	g	6,0	41	22,6	0,0	2,8		4,0	2,1	2,9	
1060/40	Dolina Pyszniańska	g	7,0	14	7,3	2,8	2,1	0,2	2,0	1,0	0,4	0,7
1060/47	Dolina Sucha Stawiańska	g	6,6	10	6,7	0,0	1,4	0,1	2,0	0,0	0,7	0,2
1060/9	Potok Małołącki	T	6,4		142	16,0	4,0		26,0	11,0	13,0	
1060/11	Dolina Strążyska	T	7,0		214	9,6	3,6		52,1	12,2	2,3	
1060/24	Dolina Strążyska	T	7,2		183	4,8	3,6		52,1	3,6	4,6	3,9
1060/25	Hala Kondratowa	T	6,5	55	51,0	15,0	3,6		19,0	3,5	0,2	0,05
1060/28	Wywierzysko Bystrej	T	6,92	69,8	67,2	10,6	4,6	0,4	21,1	3,1	2,0	1,5
1060/29	Wywierzysko Goryczkowe	T	7,85	72,0	60,8	9,8	4,8		20,9	2,3	2,9	
1060/33	Kuźnice	T	6,0	109	146	10,6	3,5		30,2	13,3	3,0	
1060/43	Zlewnia p. Kościeliskiego	K	6,8	76	75,7	0,0	2,8		19,2	2,9	2,9	
1060/44	Dolina Bystrej	g	6,0	27	61,0	14,4	3,5		20,0	4,9	0,0	
1060/48	Dolina Bystrej	T	6,5	32	61,2	9,1	3,9		24,0	1,2	0,0	
1061/14	Wywierzysko Olczyzkie	T	7,6	77,4	67,1	1,9	3,2	0,5	15,0	6,0	0,8	0,3
1061/14	Wywierzysko Olczyzkie	T	7,2	79	83,9	11,7	4,3	0,3	21,0	6,4	2,0	6,5
1061/21	Wywierzysko Waksmundzkie	T	6,5	92	84,8	2,4	2,5	0,6	23,0	4,0	0,8	0,3
1061/31	Wywierzysko Wołoszyńskie	T	7,2	50	38,4	2,4	2,5	0,7	12,0	2,0	1,2	0,4
1061/43	Dolinka za Mnichem	g	5,3	7	4,3	0,0	1,1	0,1	2,0		0,3	0,1
1061/15	Dolina Olczyzka	J	6,0	148	110	10,6	3,5		34,3	3,3	4,2	
1061/16	Dolina Suchej Wody	T	6,7	53	34,2	13,5	1,4		14,0	1,5	1,4	
1061/18	Polana Waksmundzka	T	7,2	147	156	3,8	2,1		29,0	14,2	1,9	
1061/19	Dolina Skalnite	J	7,0	176	142	22,6	4,3		50,4	3,6	2,2	
1061/20	Dolina Złota	J	6,5	223	171	6,2	7,1		57,0	2,9	1,1	
1061/46	Dolina Rybiego Potoku	g		44	21,4		7,1		8,4	1,0	0,7	0,8

Dla niektórych źródeł podano rezultaty powtórnych poborów próbek dla pokazania dużej zmienności ich składu chemicznego  
K – kreda, J – jura, T – trias, g – krystalinik, S.P. – sucha pozostałość