

Zastosowanie metod znacznikowych na tle rozpoznania regionalnych warunków hydrogeologicznych zbiornika Zakopane

Jerzy J. Małecki¹



The use of tracer methods in examining regional hydrogeological conditions of the Zakopane groundwater basin. *Prz. Geol.*, 55: 1149–1161.

S u m m a r y. Among the groundwater basins identified within the Carpathian Massif, the Zakopane groundwater basin exhibits the greatest individuality. The basin has been chosen to test the problems referred to in the paper's title. Recognition of hydrogeological conditions by using artificial tracers was the basis for characterization of groundwater categorized as subdivided into exsurgent springs, springs draining the carbonate Eocene and Sub-Flysch aquifers of the Podhale artesian basin. The subdivision finds its confirmation in both variable concentration of tritium and values of oxygen and hydrogen isotopes ratio expressed in ‰ as $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$.

Key words: tracer methods, groundwater isotopic composition, Zakopane groundwater basin

W badaniach hydrogeologicznych szczególnie wiele uwagi poświęca się problematyce określenia możliwości eksploatacji słodkich wód podziemnych stanowiących cenne źródło zaopatrzenia ludności i przemysłu w wodę. Określenie tych możliwości wymaga zawsze szczegółowego rozpoznania regionalnych warunków hydrogeologicznych w zakresie zasilania, krążenia i drenażu wód podziemnych oraz ilościowej i jakościowej ich charakterystyki.

Spośród wielu metod badawczych stosowanych w hydrogeologii do rozpoznawania i interpretacji prawidłowości rządzących obiegiem wód podziemnych wykorzystywane są również metody znacznikowe. Nie wnikając w ich szczegółową klasyfikację, ogólnie dzieli się je na dwie grupy:

□ metody znaczników sztucznych, wprowadzanych przez eksperymentatora do danego systemu wodonośnego;

□ metody znaczników środowiskowych oparte na obserwacjach stężeń trytu, stosunków trwałych izotopów tlenu ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) i wodoru ($^2\text{H}/^1\text{H}$) w cząsteczkach wody, datowaniu wód podziemnych metodą radiowęglu ^{14}C , a także stosunkach izotopowych innych pierwiastków oraz rozpuszczonych w wodzie gazów szlachetnych.

W południowej części zbiornika Zakopane, chronionej przez Tatrzański Park Narodowy, stosowano głównie metody oparte na wykorzystaniu znaczników sztucznych. Znacznie rzadziej prowadzono badania oparte na znacznikach środowiskowych dotyczących określenia składu izotopowego wód krążących w systemach wodonośnych. Fakt ten spowodowany jest zarówno wysokimi kosztami oznaczeń analitycznych, jak i brakiem doświadczeń hydrogeologów — praktyków w prawidłowej interpretacji danych. Artykuł ten poświęcony jest wstępnej interpretacji zebranego materiału i stanowi pierwszą z cyklu prac dotyczących możliwości wykorzystania wyników badań izotopowych. Szybki rozwój tych badań, spowodowany ulepszaniem analityki oznaczeń i dążeniem do możliwie najdokładniejszego odtworzenia dynamiki badanych systemów wodonośnych na podstawie modelowania matematycznego, znalazł odzwierciedlenie w światowej i polskiej

literaturze przedmiotu (zob. np. Zuber, 1986, 1999, 2007; Zuber i in., 1999; Dowgiałło & Nowicki, 1999).

Spośród wielu izotopów środowiskowych wykorzystywanych w badaniach hydrogeologicznych do najpowszechniej stosowanych w kraju należy: z grupy promieniotwórczych tryt ^3H , a spośród izotopów stabilnych tlen ^{18}O i deuter ^2H .

Często są również stosowane oznaczenia stężeń ^{14}C oraz wartości ^{13}C w próbkach wód podziemnych ujmowanych otworami wiertniczymi, np. w niecce artezyjskiej Podhala (Nowicki, 1992; Chowaniec i in., 1997; Małecka & Nowicki, 2002).

Okresem szczególnego nasilenia terenowych badań hydrogeologicznych, uwzględniających również opróbowania izotopowe, były lata 1986–1989. Wypracowana została wówczas koncepcja *Mapy obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony*, wydanej pod redakcją A.S. Kleczkowskiego (1990). Jej głównym celem było wydzielenie zbiorników wód podziemnych o określonych możliwościach eksploatacyjnych i dobrej jakości wód — chronionych dla przyszłych pokoleń. Zgodnie z przyjętymi założeniami (Kleczkowski & Witeczak, 1987; Kleczkowski, 1990) w obszarach deficytowych stosowane były indywidualne kryteria ilościowe pozwalające na wydzielenie zbiorników o znaczeniu praktycznym, umożliwiającym zaspokojenie lokalnych potrzeb regionu (tab. 1). Do takich obszarów został zaliczony między innymi masyw karpacki o łącznej powierzchni około 20 000 km².

Wybór poligonu doświadczalnego

Podczas wyboru poligonu doświadczalnego, który powinien charakteryzować się dobrym rozpoznaniem geologicznym i hydrogeologicznym oraz wystarczającą do interpretacji liczbą wyników badań izotopowych, wytypowano masyw karpacki.

Na tle ogólnie mało korzystnych warunków hydrogeologicznych w obrębie całego masywu karpackiego największą indywidualnością zarówno pod względem budowy geologicznej, jak i warunków hydrogeologicznych charakteryzuje się występujący w obrębie subregionu Karpat wewnętrznych zbiornik szczelinowo-krasowy Zakopane, który spełnia wszelkie warunki do testowania zawartej w tytule problematyki.

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; Jerzy.Malecki@uw.edu.pl

Tab. 1. Charakterystyka zbiornika wód podziemnych Zakopane wg A.S. Kleczkowskiego (1990), zmieniona
 Table 1. Characteristics of the Zakopane groundwater basin, after A.S. Kleczkowski (1990), modified

Nr GZWP <i>Major Groundwater Basin number</i>	Nazwa zbiornika <i>Basin name</i>	Typ zbiornika <i>Basin type</i>	Wiek utw. wodonośnych <i>Aquifer age</i>	Powierzchnia GZWP <i>Groundwater area [km²]</i>	Śr. głębokość ujęć <i>Average intake depth [m]</i>	Szacunkowe zasoby dyspozycyjne <i>Estimated disposable resources</i>	
						zasoby total resources <i>[10³ m³/d]</i>	moduł coefficient <i>[l/(s×km²)]</i>
1	2	3	4	5	6	7	8
Subregion Karpat wewnętrznych <i>Inner Carpathians Subregion</i>							
441	zbiornik Zakopane <i>Zakopane groundwater basin</i>	szczelinowo- -krasowy <i>fracture-karst</i>	Pg-T ₂	145	800	9,6	0,77

Hydrogeologiczna charakterystyka głównego zbiornika wód podziemnych (GZWP) Zakopane nr 441

Zbiornik Zakopane obejmuje zawodnione utwory osadowych serii tatrzańskich i eocenu węglanowego, z których są zbudowane północne stoki Tatr i które zapadają pod flisz warstw zakopiańskich niecki artezyjskiej Podhala. Tego rodzaju układ sprawia, że mimo litologiczno-strukturalnych podobieństw utworów wodonośnych pod względem hydrogeologicznym wykazuje on wyraźną dwudzielność. W południowej części zbiornika, chronionej przez Tatrzańskie Park Narodowy, wody podziemne są oddzielone od powierzchni terenu strefą aeracji, co decyduje o ich swobodnym charakterze, żywej reakcji na opady atmosferyczne oraz podatności na wpływy antropogeniczne.

Poniżej kontaktu serii tatrzańskich i eocenu węglanowego z warstwami zakopiańskimi łupki i piaskowce fliszu podhalańskiego stanowią naturalne zabezpieczenie podfliszowych poziomów wodonośnych przed negatywnym wpływem gospodarczej działalności człowieka (Małecka, 1992). Południową granicę zbiornika wyznacza zasięg występowania serii osadowych Tatr, natomiast granica północna — wyznaczona na podstawie kryteriów hydrogeochemicznych i skorygowana w późniejszych badaniach — przebiega w odległości około 4,5 km na północ od strefy kontaktu orograficznej części masywu z fliszem warstw zakopiańskich (ryc. 1). Zbiornik ten, o równoleżnikowym przebiegu na terenie Polski, obejmuje obszar 145 km² i kontynuuje się ku wschodowi i zachodowi poza granice państwa.

Do określenia prawidłowości rządzących obiegiem wód w zlewniach tatrzańskich wykorzystano wyniki badań monitoringowych, prowadzonych od lat 70. XX wieku przez zespół pracowników Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Możliwości eksploatacyjne i chemizm wód podfliszowych poziomów wodonośnych północnej części zbiornika rozpoznano na podstawie informacji zawartych w dokumentacjach hydrogeologicznych studni i otworów badawczo-eksploatacyjnych niecki artezyjskiej Podhala, przygotowanych głównie przez Karpacki Oddział Państwowego Instytutu Geologicznego oraz Polską Akademię Nauk (Chowaniec i in., 1997; Kępińska, 1997; Małecka, 2003). Nie wnikając w szczegółową charakterystykę zbiornika, należy stwierdzić, że w wypadku jego części tatrzańskiej największe znaczenie w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych odgrywają sprzyjające warunki rozwoju zjawisk krasowych, szczególnie intensywnie działających w strefie występowania wapieni i dolomitów triasu środkowego, mimo iż kraso-

wieniu podlegają również wapienie malmo-neokomu a także zlepińce, wapienie i dolomity spągowego ogniwa paleogenu Podhala (Małecka & Roniewicz, 1997; Małecka & Małecki, 2000). Bez względu na pozycję stratygraficzną utworów możliwości kolektorskie skał zbiornikowych uwarunkowane są istnieniem wzajemnie skomunikowanych próżni, tworzących mniej lub bardziej zawiły splot przewodów hydraulicznych, ułatwiających kontaktowanie się krążących w masywie wód.

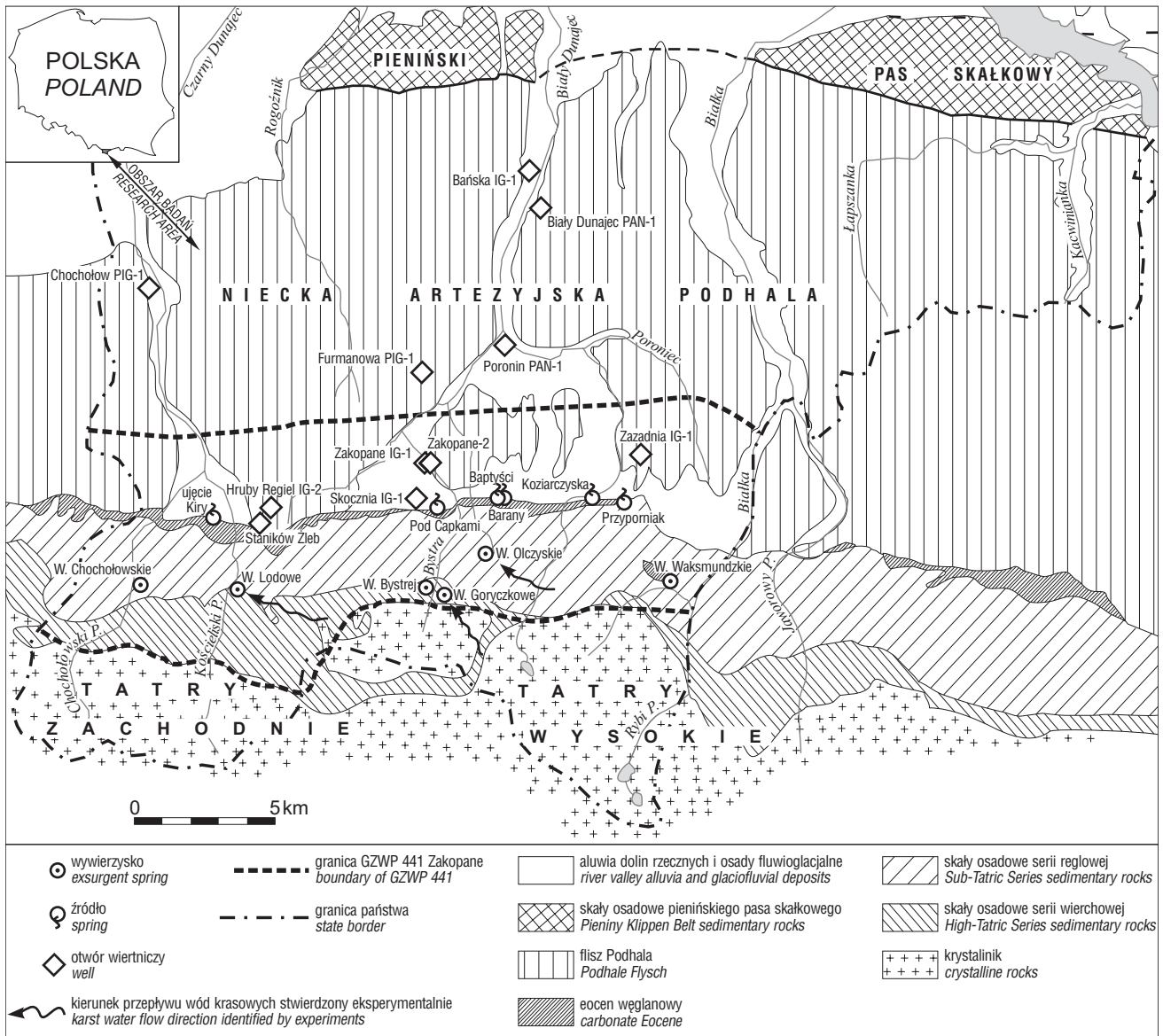
Tatry z racji najwyższych w kraju opadów atmosferycznych i równoleżnikowej orientacji jednostek litologiczno-strukturalnych, z prostopadłe do nich rozwiniętą siecią hydrograficzną, stanowią obszar szczególnie nadający się do śledzenia wpływu meteorycznego zasilania na kształtowanie się dynamiki i składu chemicznego wód podziemnych (Małecki, 1998; Rzychoń, 1998; Małecka & Małecki, 2005). Wody szczelinowe krystaliniku i piaskowców najniższego triasu (seisu) w znacznej mierze dziedziczą cechy wód opadowych (ryc. 2). Mimo iż szczytowe partie masywu tatrzańskiego nie wchodzą w skład zbiornika Zakopane, odgrywają ważną rolę zarówno w jego zasilaniu, jak i w kształtowaniu chemicznych typów wód. Świadczy o tym konsekwentny wzrost ogólnej mineralizacji, począwszy od szczytowych partii Tatr do ich podnóża. Analiza badań monitoringowych źródeł i wywierzyisk tatrzańskich wykazała, że mimo zróżnicowanych wydajności zachowują one identyczną zmienność sezonową. Minima notowane w okresie poprzedzającym wiosenne topnienie pokrywy śnieżnej świadczą o możliwościach retencyjnych obszaru, natomiast letnie maksima związane z obfitymi opadami deszczu są wynikiem przenoszenia panującego w górotworze ciśnienia.

W krążeniu wód szczelinowo krasowych i krasowych Tatr można wyróżnić dwa dominujące kierunki przepływu:

□ równoleżnikowy, poprzeczny w stosunku do powierzchniowych działów wodnych, uwarunkowany rozciągłością pasm strukturalnych;

□ południkowy, zgodny z sekwencją zapadania serii tatrzańskich i eocenu węglanowego pod osady fliszu Podhala (Małecka & Małecki, 1996).

W pierwszym wypadku zasilanie, krążenie i drenaż wód wiąże się z orograficzną częścią masywu, w drugim obszarem zasilania są Tatry, ale drogi krążenia wykraczają daleko poza obręb Tatr, aż po pieniński pas skałkowy (ryc. 1). W obrębie niecki artezyjskiej Podhala o warunkach hydrogeologicznych i chemizmie wód decyduje nie tyle wykształcenie litologiczne i wiek wodonośca, co odległość od obszaru zasilania, warunkująca czas kontaktu woda-skała oraz drożność systemów szczelinowo-kraso-



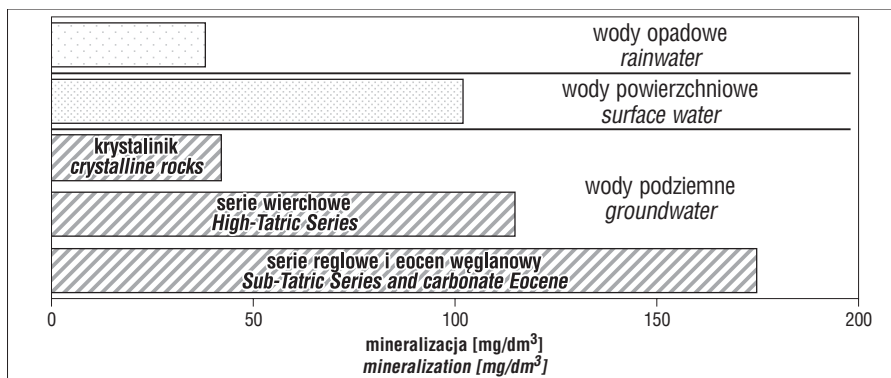
Ryc. 1. Granice zbiornika Zakopane na tle sytuacji geostrukturalnej niecki artezyjskiej Podhala
Fig. 1. Boundaries of the Zakopane groundwater basin and geostructural setting of the Podhale artesian basin

wych warunkujących szybkość przepływu wód. Kompleksowe badania eksperymentalne prowadzone na terenie całej niecki wykazały, że prędkość przepływu tych wód w strefie przytatrzańskiej jest rzędu kilkudziesięciu metrów

na rok, natomiast w pobliżu pienięskiego pasa skałkowego zmniejsza się do kilku metrów na rok (Chowaniec i in., 1997). Zmienia się kierunek przepływu. Początkowo jest on zgodny z zapadaniem serii tatrzańskich ku północy, a po

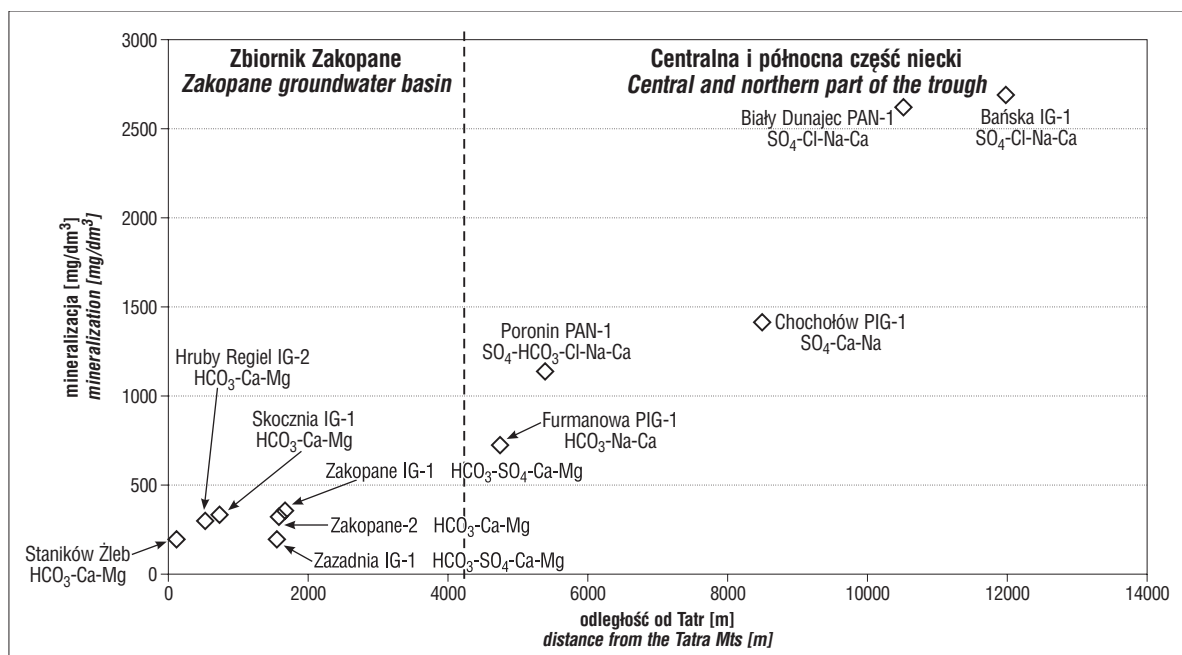
natrafieniu na nieprzepuszczalny ekran utworów pienięskiego pasa skałkowego wody rozprzeczają się wachlarzowato ku zachodowi i wschodowi poza granice państwa (Małecka, 1993).

Profile studni wierconych i otworów badawczo-eksploatacyjnych w pełni potwierdzają, iż podpaleogeńskie podłoże stanowi przedłużenie elementów geologiczno-strukturalnych Tatr, a eocen węglanowy i mezozoiczne serie tatrzańskie z hydrogeologicznego punktu widzenia stanowią połączone hydraulicznie kompleksy wodonośne.



Ryc. 2. Mineralizacja wód odwadniających północne stoki Tatr; wartości uśrednione z lat 1971–1985, n = 988 (Małecka & Małecki, 2000)

Fig. 2. Groundwater mineralization from northern slopes of the Tatra Mountains; averaged values from 1971–1985 period, n = 988 (Małecka & Małecki, 2000)



Ryc. 3. Mineralizacja i typy chemiczne wód niecki artzejskiej Podhala

Fig. 3. Mineralization and chemical types of groundwater from the Podhale artesian basin

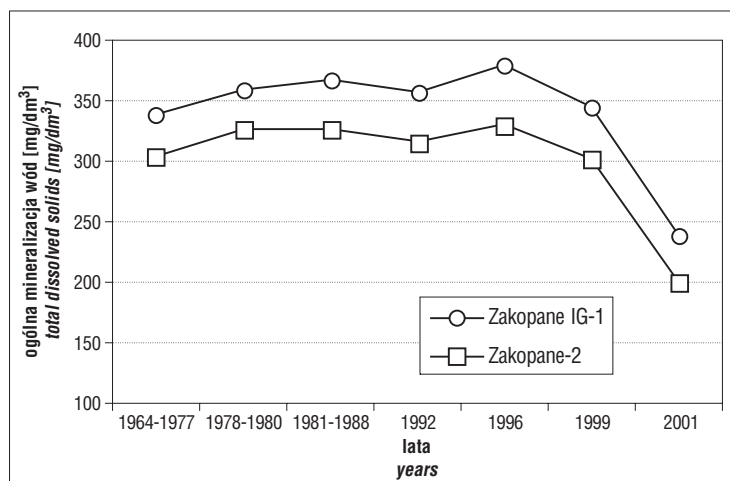
Oprócz tempa wymiany wód w obecnie trwającym etapie infiltracyjnym na kształtowanie się składu chemicznego podfliszowych poziomów wodonośnych wpływają również warunki utleniająco-redukcyjne, zmiany ciśnienia i temperatury, działanie mikroorganizmów kontrolujących procesy geochemiczne oraz interakcyjne oddziaływanie wielu czynników środowiskowych. Jak to zilustrowano na rycinie 3, w miarę oddalania się od strefy intensywnego zasilania zmiana ulega ogólna mineralizacja oraz hydrochemiczne typy wód. Granica oddzielająca zbiornik Zakopane od pozostałej części niecki artzejskiej Podhala przebiega w pobliżu otworu Furmanowa PIG-1, gdzie na głębokości 2003–2324 m nawiercono wody typu HCO₃-Na-Ca o charakterze akrotopogów. Natomiast w skład zbiornika Zakopane zaliczono podfliszowe poziomy wodonośne charakteryzujące się występowaniem dobrej jakości wód słodkich o ciśnieniu artzejskim lub sub-

artzejskim, które podobnie jak wszystkie szczelinowo-krasowe poziomy wodonośne odznaczają się zróżnicowaną wydajnością, w tym wypadku od kilku do powyżej 100 m³/h.

Należy podkreślić, że podfliszowe poziomy wodonośne zbiornika Zakopane na *Mapie hydrogeologicznej Polski w skali 1 : 50 000* zostały zakwalifikowane do głównego poziomu użytkowego, spełniającego wszelkie wymagania stawiane wodom pitnym (Małecka i in., 2002a, b).

Najpełniejszych informacji na temat chemizmu wód dostarczyły otwory odwiercone na zachodnim zboczu wyniesienia Antałówki w Zakopanem. W wypadku otworu Zakopane IG-1 dysponowano 50 analizami z okresu 1964–2001, a z otworu Zakopane-2 33 analizami z lat 1975–2001. W początkowym okresie obserwacji oznaczenia wykonywało Laboratorium Balneoprojektu, a następnie Centralne Laboratorium Chemiczne Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie.

Zebrane materiały analizowano w podziale na kilka subpopulacji. Okres pierwszy (1964–1977) obejmował lata od udostępnienia otworów do eksploatacji do czasu opracowania dokumentacji otworu Zakopane-2. Drugi okres (1978–1980) reprezentował trzyletni cykl badań prowadzonych w czasie eksploatacji obu otworów w wysokości zatwierdzonych zasobów eksploatacyjnych z wydajnością 50 m³/h w otworze Zakopane IG-1 i 80 m³/h w otworze Zakopane-2. W trzecim okresie (1981–1988) eksploatacja była prowadzona wyłącznie na potrzeby kąpieliska. W następnych latach próbki były pobierane znacznie rzadziej, w 1992, 1996, 1999 i ostatnie w 2001 r. Z porównania ogólnej mineralizacji wynika, że pomimo nieco niższej sumy rozpuszczonych składników stałych w wodach termalnych z otworu Zakopane-2 reakcja obu otworów na zasilanie meteoryczne jest niemal identyczna (ryc. 4). Różnice są zawarte w granicach od 32 do 50 mg/dm³. W obu otworach



Ryc. 4. Porównanie ogólnej mineralizacji wód ujmowanych na Antałówce w Zakopanem

Fig. 4. Comparison of TDS (total dissolved solids) from Antałówka intake in Zakopane

Tab. 2. Wywierzyska objęte badaniami izotopowymi
 Table 2. Exsurgent springs analysed for isotopic composition

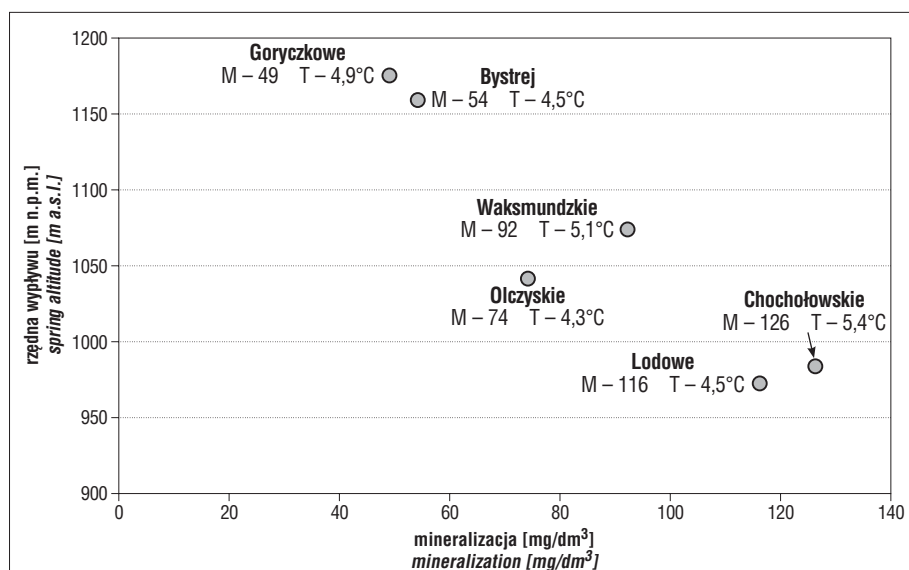
Nazwa wywierzyska <i>Exsurgent spring</i>	Lokalizacja i typ drenowanych utworów <i>Location and type of rocks drained</i>	Rzędna wypływu [m n.p.m.] <i>Exsurgence altitude</i> [m a.s.l.]	Typ wypływu i wskaźnik zmienności <i>Spring nature and variability index</i>
Chochołowskie	u podnóża stromych zboczy ograniczających od wschodu dolinę Potoku Chochołowskiego, wypływa z dolomitów triasu środkowego (anizyk, lądyn) serii reglowej <i>close to steep slopes bounding the Chochołowski Stream valley to E, Middle Triassic (Anisian, Ladinian) of the Sub-Tatric Series</i>	984,8	ascenzyjny, źródło mało zmienne i zmienne <i>ascending flow, low variable and variable</i>
Lodowe	wypływa po wschodniej stronie Potoku Kościeliskiego, w strefie kontaktu serii wierzchowej i reglowej, z wapieni i dolomitów triasu środkowego (anizyk, lądyn) i malmo-neokomu serii wierzchowej <i>eastern side of the Kościeliski Stream, at the High-Tatric/Sub-Tatric Series contact, Middle Triassic (Anisian, Ladinian) limestones and dolomites, and Malm-Neocomian deposits of the High-Tatric Series</i>	973,8	ascenzyjny, źródło bardzo zmienne <i>ascending flow, very variable</i>
Bystrej	wypływa ze zbocza Kalackiej Turni, poniżej niebieskiego szlaku z Kalatówek na Halę Kondratową. Główne wypływy oddalone od siebie ok. 15 m drenują wapienie triasu środkowego i malmo-neokomu serii wierzchowej <i>Kalacka Turnia slope, beneath the blue marked tourist router from Kalatówki to Hala Kondratowa. Major springs are located about 15 m apart and drain Middle Triassic and Malm-Neocomian limestones</i>	1160	descenzyjny, źródło zmienne <i>descending flow, variable</i>
Goryczkowe	wypływa w dolinie Potoku Goryczkowego (dopływ Bystrej) u podnóża Myślenickiej Turni z misy erozyjnej wypełnionej rumoszem skalnym i osadami morenowymi pokrywającymi silnie skrasowiałe podłoże — wapienie i dolomity triasowe (anizyk, lądyn) serii wierzchowej <i>in the Goryczkowy Stream valley (Bystra River tributary) at the foot of Myślenickie Turnie. In an erosional trough filled with rock derbis and morainic deposits covering strongly karst-modified Triassic (Anisian, Ladinian) basement of High-Tatric limestones and dolomites</i>	1175,8	ascenzyjny, źródło zmienne i bardzo zmienne <i>ascending flow, very variable and variable</i>
Olczyckie	wypływa z owalnej niszy wypełnionej rumoszem skalnym zalegającym na wapieniach i dolomitach triasu serii reglowej. Daje początek Potokowi Olczyckiemu <i>in an oval trough filled with rock derbis overlying Triassic limestones and dolomites of the Sub-Tatric Series. Gives rise to the Olczycki Stream</i>	1042,0	ascenzyjny, źródło zmienne <i>ascending flow, variable</i>
Waksmundzkie	woda wypływa w 3 punktach, z niewysokiej skarpy ograniczającej od północy koryto Potoku Waksmundzkiego, z pokrywy morenowej zalegającej na wapieniach i dolomitach (anizyk, lądyn) serii reglowej <i>water flow from 3 springs in a low escarpment bounding the Waksmundzki Stream channel to the N, from a morainic cover overlying Anisian and Ladinian limestones and dolomites of the Sub-Tatric Series</i>	1075,0	descenzyjny, źródło zmienne <i>descending flow, variable</i>

maksymalną wartość mineralizacji zanotowano w 1996 r., natomiast najniższe wartości, nienotowane na przestrzeni analizowanego wielolecia, stwierdzono w próbkach pobranych w 2001 r., co należy wiązać z reakcją otworów na anomalnie wysokie opady. W czerwcu i lipcu w szczytowych partiach Tatr na Kasprowym Wierchu spadło 2534 mm, a w Zakopanem 1429 mm opadu. Zbliżone trendy zmian notowane są również w składzie jonowym wód. Wody z obu otworów na przestrzeni wielu lat reprezentują te same typy — wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowe w eocenie węglanowym i wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowo-magnezowe w seriach tatrzańskich. Tak więc zarówno badania eksperymentalne, jak i monitoringowe wykazały, że w obu wypadkach mamy do czynienia z wodami pochodzenia meteorycznego, wyraźnie reagującymi na czynniki klimatyczne, o stabilnym składzie chemicznym i temperaturze wód (Małecki, 1995; Małecka, 1995; Małecka & Małecki, 1998). Wykazały również, że pomimo niemal 500-metrowej różnicy stropu ujmowanych poziomów wodonośnych eksploatacja któregośkolwiek z tych otworów z wolnym wypływem jest niemal bezpośrednio rejestrowana w otworze sąsiednim i zaburza stan równowagi hydrodynamicznej nie tylko ujmowanych na Antałówce podfliszowych poziomów wodonośnych, ale i źródeł drenujących utwory eocenu węglanowego u podnóża Tatr (Małecka & Małecki, 2005).

Hydrogeologiczne podstawy typowania wód do badań znacznikowych

W rozpoznaniu specyfiki warunków hydrogeologicznych Tatr poza ogólnie stosowanymi badaniami terenowymi wykorzystywano również metody znaczników sztucznych (fluoresceiny lub uraniny) pozwalające na wykrycie ewentualnych kontaktów hydraulicznych krążących w masywie wód. Poza tym aby określić prędkość przepływu, stosowano metodę „elektrolitycznego pomiaru rozcieńczenia porcji wskaźnika” z użyciem NaCl.

Stosowane metody pozwoliły nie tylko na stwierdzenie połączeń hydraulicznych między ponorem a badanym wywierzyskiem, ale również na określenie prędkości przepływu. Zróżnicowane właściwości kolektorskie sprawiają, że krążące w masywie wody mogą być przechwytywane przez ośrodek krasowy i odprowadzane poza obręb zlewni hydrograficznej. W wywierzyskach objętych badaniami izotopowymi (tab. 2) tego rodzaju niezgodność powierzchniowych i podziemnych działów wodnych stwierdzono w trzech wywierzyskach — Goryczkowego i Olczyckiego zasilanych z terenu zlewni Suchej Wody oraz Lodowego, do którego dopływają wody z górnych partii zlewni Małej Łąki (Dąbrowski & Rudnicki, 1967; Barczyk, 1994). Warto tu przytoczyć wyniki badań eksperymentalnych (prowadzonych przez zespół badawczy



Ryc. 5. Mineralizacja (M) i temperatura (T) wód na tle hipsometrycznego położenia wywierzysk
 Fig. 5. Groundwater mineralization (M) and temperature (T) vs. hypsometric position of exsurgent springs

Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej UW) dotyczących dwu wymienionych wywierzysk.

Wywierzysko Goryczkowe. W czasie badań eksperymentalnych barwnik wprowadzony do ponoru na Hali Gąsienicowej pojawił się w wywierzysku po 23 godzinach (Pachla & Zaczekiewicz, 1985; Małecka, 1985). Przy błędnym z konieczności założeniu prostoliniowości przepływu na drodze 2,75 km i różnicy rzędnych pomiędzy miejscem wprowadzenia i pojawienia się barwnika wynoszącej 434 m prędkość przepływu wyniosła 0,033 m/s. W czasie obfitych opadów deszczu i topnienia pokrywy śnieżnej poza dopływem wód krasowych z terenu zlewni Suchej Wody wywierzysko jest zasilane dodatkowo wodami płytkiego krążenia z obszaru macierzystej zlewni, położonego powyżej jego bazy drenażowej.

Obserwacje stanu wód podczas okresowej kontroli objętości przepływu (prowadzone od 1977 r.) wykazały, że rytmika wahań wydatku wywierzyska oraz przepływu wód powierzchniowych wykazuje identyczny przebieg. W obu wypadkach najlepiej udokumentowane są stany niskie i średnie. W stanach wysokich zarówno wywierzysko, jak i Potok Goryczkowy prowadzą tak olbrzymie masy wód i z taką burzliwością, że wykonanie pomiaru jest niemożliwe. W tej sytuacji określenie wydajności wywierzyska możliwe jest tylko na podstawie obserwowanych stanów i interpretacji krzywej konsumpcyjnej. Z przebiegu izohiet reprezentujących 25-letni cykl obserwacji wynika, że w rejonie Wywierzyska Goryczkowego średni roczny opad wynosi 1350 mm, a w szczytowych partiach zlewni Suchej Wody i Bystrej wzrasta do 1700 mm.

W Wywierzysku Olczyńskim o istnieniu podziemnego systemu korytarzy i próżni krasowych umożliwiających przepływ wód w kierunku wywierzyska pisał już w roku 1933 A. Wrzosek. Fakt ten jako pierwsi potwierdzili eksperymentalnie Dąbrowski i Głazek (1968), a następnie zespół badawczy Uniwersytetu Warszawskiego. Barwnik wprowadzany do ponoru w dnie Potoku Pańszczyckiego (dopływ Suchej Wody) pojawia się w wywierzysku po 40–50 godzinach (Małecka & Humnicki, 1989). Odległość pomiędzy ponorem a wywierzyskiem wynosi 3,4 km, a różnica wysokości 388 m, prędkość przepływu w zależności od stopnia zawodnienia masywu zmienia się w niewiel-

kich granicach. Jeśli stan na wodowskazie olczyńskim wynosi 520 cm, a wydajności wywierzyska 700 l/s, to prędkość przepływu równa się 0,0197 m/s; stan 522,5 cm i wydajności 850 l/s oznacza wzrost prędkości do 0,0236 m/s.

Obserwacje wodowskazowe i pomiary objętości przepływu metodą rozcieńczenia porcji wskaźnika wykazały, że w okresie zimowym i wczesnowiosennym, poprzedzającym topnienie pokrywy śnieżnej, wydajność wywierzyska i objętość prowadzonych przez Potok Olczyński wód są niemal jednakowe. Różnice ujawniają się dopiero w wysokich stanach. Z analizy przebiegu izohiet reprezentujących rozkład średnich rocznych sum opadów z wielolecia wynika, że wywierzysko pozostaje pod wpływem opadów, które zawierają się w granicach od 1400 mm do 1700 mm.

Wszystkie wywierzyska krasowe żywo reagują na wpływ czynników klimatycznych, wykazują szybką reakcję na opady atmosferyczne. Każdy nawalny deszcz powoduje gwałtowny, krótkotrwały wzrost oraz szybką regresję wydatku. Bez względu na wydajność, rzędną i rodzaj wypływu (tab. 2) rytmika wahań w skali roku wykazuje zbliżone tendencje.

W czasie głębokich niżówek łączna wydajność wywierzysk oscyluje na granicy 500 l/s. Poza tym wyniki monitoringu z okresu 1971–1985 oraz z lat 1998 i 2001 wskazują, że są to wody ultrasłódkie typu $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ i $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, o temperaturze wahającej się w granicach 4,0–5,5°C. Zależność sumy rozpuszczonych składników stałych od rzędnej wypływu zilustrowano na przykładzie danych z czerwca 2001 r. (ryc. 5).

Jak widać, najniższą mineralizacją charakteryzują się Wywierzyska Bystrej i Goryczkowe, które występują w bliskim sąsiedztwie skał krystalicznych (ryc. 1). Natomiast najniżej położone wywierzyska w dolinach Potoku Kościeliskiego i Chochołowskiego są zasilane głównie przez wody szczelinowo-krasowe osadowych serii tatrzańskich. Stąd też ich mineralizacja przekracza 100 mg/dm³. Daleko idące podobieństwa w zasilaniu i w wykształceniu litologicznym wodonośca dały podstawę, aby w interpretacji wyników opróbowania wody drenowane przez wywierzyska analizować łącznie.

Jako następną, odrębną grupę potraktowano wyniki opróbowania źródeł wpływających w strefie kontaktu eoce-

Tab. 3. Źródła objęte badaniami izotopowymi
Table 3. Springs analysed for isotopic composition

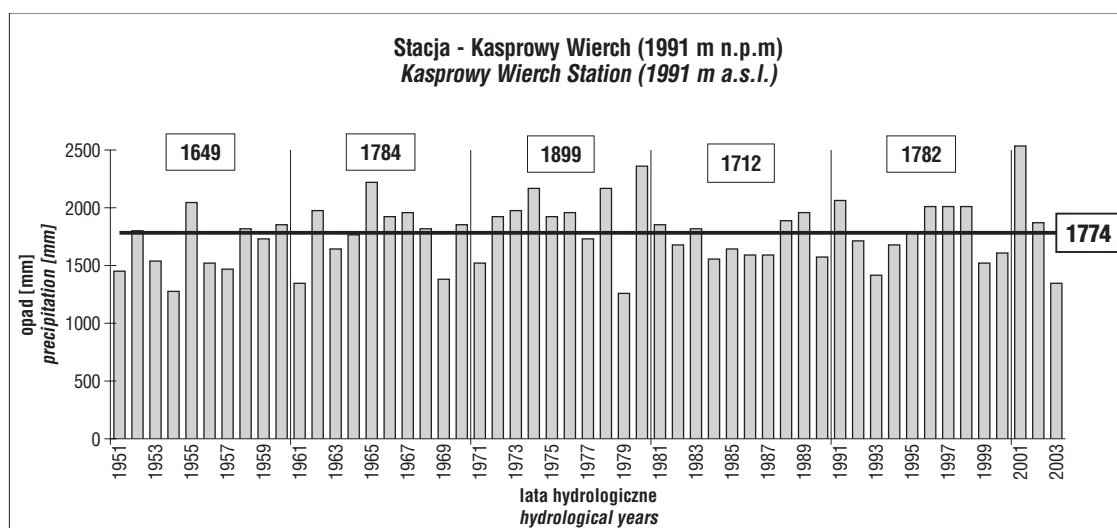
Nazwa źródła <i>Spring</i>	Lokalizacja i typ drenowanych utworów <i>Location and type of rocks drained</i>	Rzędna wypływu [m n.p.m.] <i>Exsurgence altitude</i> [m a.s.l.]	Typ wypływu i wskaźnik zmienności <i>Spring nature and variability index</i>
Ujęcie Kiry	źródło wypływa u podnóża zbocza Przedniej Kopy — zlewni Potoku Kościeliskiego ze spekańnych wapieni i zlepieńców eocenu węglanowego w strefie kontaktu serii tatrzańskich z fliszem Podhala <i>spring located at the foot of Przednia Kopa slope — the Kościeliski Stream drainage basin, in fractured limestones and conglomerates of the carbonate Eocene, within a contact zone of the Tatric Series and Podhale Flysch</i>	920,0	descenzyjny, mało zmienne <i>descending flow, low variable</i>
Ujęcie Pod Capkami	źródło wypływa u podnóża masywu tatrzańskiego, w bezpośrednim sąsiedztwie skocznicy w Zakopanem, w strefie kontaktu wapieni numulitowych eocenu z fliszem Podhala. Stanowi jedno z ujęć wspomagających wodociąg miejski <i>spring located at the foot of the Tatra Massif, just close to the Zakopane ski jump, within a contact zone of the Eocene nummulitic limestones and Podhale Flysch. One of the springs recharging the municipal water supply system</i>	915,0	descenzyjne, zmienne i bardzo zmienne <i>descending flow, very variable and variable</i>
Barany- -Jaszczurówka	powyżej kapliczki Witkiewicza woda wypływa 4 szczelinami u podnóża blokowiska wapieni eoceńskich, powyżej którego znajduje się Jaskinia Jaszczurowska zasilająca wody ujmowane dla Zakopanego <i>above the Witkiewicz shrine, flows by 4 fractures at the foot of block debris composed of Eocene limestones. Above is the Jaszczurówka cave recharging water for Zakopane</i>	919,0	descenzyjny, mało zmienne <i>descending flow, low variable</i>
Baptyści- -Jaszczurówka	poniżej kapliczki Witkiewicza wypływa punktowo z niewielkiej niszy położonej u podnóża 3-metrowej skarpy, na kontakcie silnie zaburzonych wapieni eocenu i fliszu łupkowego warstw zakopiańskich. Ujęte w celu pokrycia niedoborów gospodarki wodnej Zakopanego <i>beneath the Witkiewicz shrine, water spring in a small niche at the foot of a 3-m high escarpment at the contact of strongly deformed Eocene limestones and shale flysch of the Zakopane Beds. Groundwater extracted to compensate water deficiency for Zakopane</i>	915,0	ascenzyjny, mało zmienne <i>ascending flow, low variable</i>
Koziarczyska	u podnóża wzgórza Koziarczysk na terenie zlewni Suchej Wody, główny wypływ skoncentrowany jest na 5-metrowym odcinku tworzącym niszę, z której wypływa woda. Występuje w strefie kontaktu wapieni numulitowych z fliszem Podhala <i>at the foot of the Koziarczyska Hill, the Sucha Woda drainage basin. The main outflow is concentrated along a 5-m long section forming a niche. At the contact zone of the nummulitic limestones and Podhale Flysch</i>	941,6	ascenzyjny, mało zmienne <i>ascending flow, low variable</i>
Przyporniak	u podnóża Średniego Wierchu, w zlewni Suchej Wody. Drenuje źródła inicjalne potoku Przyporniak w strefie kontaktu wapieni numulitowych eocenu z fliszem Podhala <i>at the foot of Średni Wierch, the Sucha Woda drainage basin. It drains initial springs of the Przyporniak Stream at the contact zone of the nummulitic limestones and Podhale Flysch</i>	950,0	descenzyjny, mało zmienne <i>descending flow, low variable</i>
Ujęcie Staników Żleb	płytki otwór u podnóża Tatr ujmujący wody z wapieni dolomitycznych i dolomitów eocenu <i>a shallow well at the foot of the Tatra Mts, drilled for groundwater from Eocene dolomitic limestones and dolomites</i>	967,0 — rzędna terenu 967,0 — ground altiude	

nu węglanowego z fliszem warstw zakopiańskich (tab. 3). Podczas gdy wywierzyska charakteryzują się głównie ascenzyjnym wypływem, a obszarem ich zasilania są górne partie masywu o rocznych sumach opadu przekraczających 1400 mm, źródła eocenu węglanowego należą prawie wyłącznie do descenzyjnych, pozostających pod wpływem zawadnienia całego masywu. Ich lokalizacja w strefie kontaktu eocenu węglanowego z fliszem warstw zakopiańskich sprawia, że rzędne wypływu są ujednoczone, a źródła mimo zróżnicowanej wydajności — poza ujęciem Pod Capkami — należą do mało zmiennych. Do najbardziej wydajnych, nazywanych niekiedy wywierzyskami, należą źródła Koziarczyska i Przyporniak. W stanach niżówkowych łączna wydajność kształtuje się w granicach 27–30 l/s. Są to wody słodkie typu $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, o średniej mineralizacji rzędu 130–160 mg/dm^3 i temperaturze 6,0–6,8°C. Z uwagi na podobny typ i temperaturę wynoszącą około 9,0°C do tej populacji zaliczono również wody ujmowane otworem wiertniczym Staników Żleb zlokalizowanym u podnóża Tatr.

Żeby przybliżyć charakterystykę tego typu źródeł posłużono się przykładem najdłuższej obserwowanego uję-

cia Pod Capkami. Wyniki prowadzonego od 1972 r. monitoringu dynamiki i chemizmu wód wykazały, że średnia wydajność źródła określona na 21 l/s jest czterokrotnie niższa od wartości notowanej w czerwcu 2001 r. Należy podkreślić, że analiza wartości dekadowych, jak i miesięcznych sum opadów oscylujących wokół średniej z wielolecia, nie wykazuje wzrostu lub obniżania się opadów na przestrzeni ostatniego półwiecza. Lata z nadmiarem i niedoborem opadów w stosunku do wartości średnich równoważą się (ryc. 6). Należy dodać, że wody wszystkich źródeł typowanych do opróbowania izotopowych należą do wód słodkich o średniej mineralizacji rzędu 180 mg/dm^3 i temperaturze 6 do 6,8°C. Według klasyfikacji Prikłonskiego-Szczukariewa (Pazdro & Kozerski, 1990) reprezentują one typ $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$. Poza ujęciem Pod Capkami należą do źródeł mało zmiennych, a wydajność ich odzwierciedla reakcję całego masywu na opady atmosferyczne.

W obrębie północnej części zbiornika Zakopane, rozpoznanej na podstawie wierceń, wody podfliszowych poziomów wodonośnych rozpatrywano w podziale na dwie grupy.



Ryc. 6. Rozkład rocznych, średnich dekadowych oraz średniej z lat 1951–2003 sum opadów w układzie lat hydrologicznych (opracowano na podstawie danych IMiGW)

Fig. 6. Annual, decade precipitation and average for 1951–2003 period, calculated for hydrological years (based on the IMiGW data)

Do pierwszej zaliczono wody szczelinowo-krasowe eocenu węglanowego, do drugiej wody serii tatrzańskich eksploatowanych otworami wiertniczymi (tab. 4).

Zróźnicowanie rzednych stropu ujmowanych kompleksów wodonośnych znajduje odzwierciedlenie w temperaturze kwalifikującej wody do zwykłych lub termalnych, natomiast ich charakterystyka hydrochemiczna nie różni się istotnie. W obu wypadkach są to wody słodkie, wysokiej jakości, z dominacją jonów wodorowęglanowych, wapniowych i magnezowych typu

$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ lub $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ (ryc. 3). Należy dodać, że wody te pod względem składu chemicznego nie odbiegają w szczególny sposób od wód drenowanych przez wywierzyska tatrzańskie i źródła eocenu węglanowego. Wspólny obszar zasilania obu typów oraz intensywna infiltracja wód opadowych zachodząca w strefie kontaktu Tatr z fliszem warstw zakopiańskich sprawia, że najściślejsze pokrewieństwo hydrochemiczne wykazują źródła i otwory wiertnicze ujmujące wody eocenu węglanowego.

Tab. 4. Otwory badawczo-eksploatacyjne ujmujące podfliszowe poziomy wodonośne

Table 4. Test and exploitation boreholes of Sub-Flysch aquifers

Nazwa i symbol otworu <i>Borehole name and symbol</i>	Opis i lokalizacja otworu <i>Borehole description and location</i>	Rzędna stropu ujętego poziomu wodonośnego [m n.p.m.] <i>Depth to top of aquifer [m a.s.l.]</i>
Wody szczelinowo-krasowe eocenu węglanowego <i>Fracture-karst water of the carbonate Eocene</i>		
Hrudy Regiel IG-2	Otwór gł. 707,1 m, zlokalizowany 525 m od Tatr. Warstwa wodonośna — wapienie numulitowe i dolomity ujęte na gł. 400–630 m. Temperatura wypływającej wody — 10,0°C <i>Well depth 707.1 m, 525 m from the Tatra Mts. Aquifer composed of nummulitic limestones and dolomites at depths of 400–630 m. Outflow water temperature — 10.0°C</i>	535,0
Zakopane-2	Otwór gł. 1113,0 m zlokalizowany 1600 m od Tatr. Warstwa wodonośna — wapienie organodetrytyczne, zlepienie i dolomity ujęte na gł. 1064,0–1111,0 m. Temperatura wypływającej wody — 26,4°C <i>Well depth 1113.0 m, 1600 m from the Tatra Mts. Aquifer composed of organodetrital limestones, conglomerates and dolomites at depths of 1064.0–1111.0 m. Outflow water temperature — 26.4°C</i>	-196,3
Zazadnia IG-1	Otwór gł. 680 m, zlokalizowany 1550 m od Tatr. Warstwa wodonośna — wapienie, w stropowej części z fauną, w spągu detrytyczne, ujęte na gł. 653,5–674,5 m. Temperatura wypływającej wody — 22°C <i>Well depth 680 m, 1550 m from the Tatra Mts. Aquifer composed of limestones (with fauna at top, detrital at base) at depths of 653.5–674.5 m. Outflow water temperature — 22°C</i>	-201,7
Wody szczelinowo-krasowe serii tatrzańskich <i>Fracture-karst water of the Tatric Series</i>		
Zakopane IG-1	Otwór gł. 3073,2 m, zlokalizowany 1680 m od Tatr. Ujmuje wody z margli i wapieni marglistych z rogowcami jury dolnej z gł. 1540–1620 m. Temperatura wypływającej wody — 35,5°C <i>Well depth 3073.2 m, 1680 m from the Tatra Mts. Groundwater from Lower Jurassic marls and marly limestones with hornstones at depths of 1540–1620 m. Outflow water temperature 35.5°C</i>	-675,1
Skocznia IG-1	Otwór gł. 700,0 m, zlokalizowany 720 m od Tatr. Ujmuje wody z dolomitów i wapieni dolomitycznych — zbrekcjonowanych, z gł. 554,2–624,7 m. Temperatura wypływającej wody — 16,8°C <i>Well depth 700.0 m, 720 m from the Tatra Mts. Groundwater from brecciated dolomites and dolomitic limestones at depths of 554.2–624.7 m. Outflow water temperature — 16.8°C</i>	329,0

Tab. 5. Skład izotopowy wód szczelinowo-krasowych zbiornika Zakopane
 Table 5. Isotopic composition of fracture-karst water of the Zakopane groundwater basin

Zbiornik Zakopane <i>Zakopane groundwater basin</i>	Liczebność zbioru <i>Number of measurements</i>	Opróbowane kompleksy wodonośne <i>Aquifers sampled</i>	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$		$\delta^2\text{H} \text{‰}$	
			Opróbowanie* <i>Sampling*</i>			
			1986–88	2001	1986–88	2001
Część południowa — tatrzańska <i>Southern area — Tatra Mts</i>	<i>n</i> = 19	osadowe serie tatrzańskie drenowane przez wywierzyska w przedziale 970–1175 m n.p.m. <i>sedimentary Tatric Series drained by exsurgent springs at altitudes of 970–1175 m a.s.l.</i>	-11,68	-11,51	-80,4	-79,4
	<i>n</i> = 23	eocen węglanowy drenowany przez źródła w przedziale 915–950 m n.p.m. <i>carbonate Eocene drained by springs at altitudes of 915–950 m a.s.l.</i>	-11,06	-10,91	-75,3	-75,1
Część północna — podfliszowe poziomy wodonośne <i>Northern area — Sub-Flysch aquifers</i>	<i>n</i> = 13	otwory wiertnicze ujmujące wody z eocenu węglanowego w przedziale gł. 650–1111 m <i>boreholes drilled for groundwater from carbonate Eocene at depths of 650–1111 m</i>	-11,17	-11,10	-74,8	-75,5
	<i>n</i> = 8	otwory wiertnicze ujmujący wody serii tatrzańskich w przedziale gł. 550–1620 m <i>boreholes drilled for Tatric Series groundwater at depths of 550–1620 m</i>	-10,79	-10,91	-72,9	-74,4

*wartości średnie *average values*

W charakterystyce wód szczelinowo-krasowych serii tatrzańskich zapadających pod utwory fliszu Podhala wykorzystano głównie wyniki badań prowadzonych w otworze Zakopane IG-1 odwierconym w 1963 r. Eksploatowane tu wody termalne należą do wód czterojonowych typu $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$ o średniej mineralizacji 360 mg/dm^3 . Zbliżoną sumą rozpuszczonych składników stałych charakteryzują się również wody z otworu Skocznia IG-1 odwierconego ponad 20 lat później. Podobnie jak na terenie masywu tatrzańskiego wody podfliszowych poziomów wodonośnych, mimo iż reprezentują różne wiekowo kompleksy wodonośne, pozostają w więzi hydraulicznej. Z przeprowadzonej analizy wynika, że mimo wielu analogii w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych zbiornika Zakopane podział analizowanych wód na cztery subpopulacje (tab. 5) znajduje pełne uzasadnienie.

Wstępna interpretacja wyników badań izotopowych

Pełne wykorzystanie wyników badań izotopowych pozwalające na możliwie najdokładniejsze odtworzenie warunków panujących w analizowanych systemach wodonośnych wymaga stosowania odpowiednich modeli obliczeniowych. Ich matematyczną podstawę stanowią równania bilansu masy wody i analizowanego znacznika, uwzględniające teorię przepływu w ośrodku szczelinowo-krasowym i transportu rozpuszczonych w wodzie substancji (Małoszewski & Zuber, 1993, 1996, 1997; Zuber, 1999, 2007).

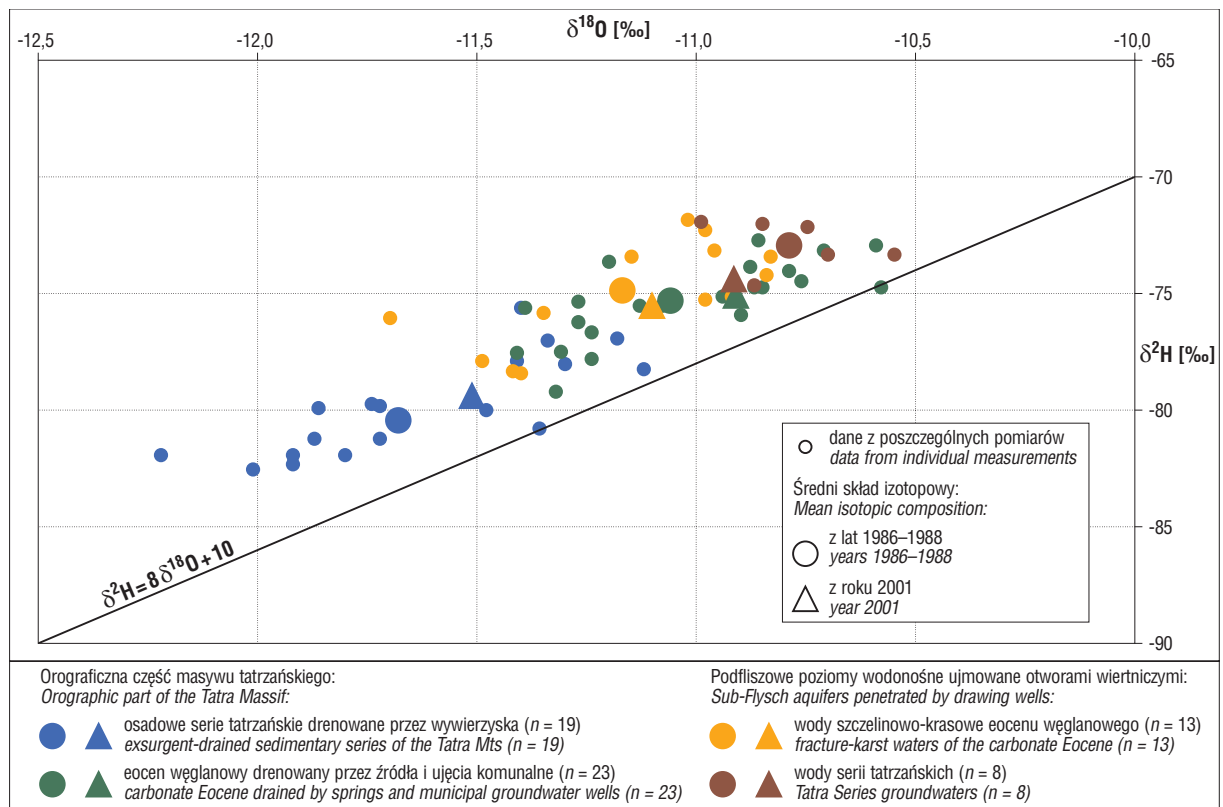
Podlegające zmianom w czasie stężenie trytu w wodach opadowych i podziemnych pozwala na określenie wieku wód — czasu, który upłynął od momentu infiltracji wody opadowej do pobrania próbki wód podziemnych z typowanego do badań źródła lub otworu wiertniczego. Interpretacja wieków trytowych wód podziemnych z zastosowaniem odpowiednich modeli matematycznych wymaga znajomości zmian w składzie izotopowym wód opadowych — stanowiących funkcję wejścia oraz stężeń mierzonych w analizowanych punktach hydrogeologicznych — traktowanych jako funkcja wyjścia.

Doceniając w pełni możliwości interpretacyjne wyników badań izotopowych z zastosowaniem modeli matema-

tycznych, podjęto próbę wstępnej interpretacji danych opartej wyłącznie na wynikach oznaczeń składu izotopowego wód podziemnych. Aby przekonać się, na ile podział wód podziemnych na podstawie rozpoznania hydrogeologicznego znajduje potwierdzenie w wynikach badań izotopowych, poddano analizie dane z lat 1986–1988 oraz wyniki opróbowania przeprowadzonego po upływie 12 lat w czerwcu 2001 r. Łącznie dysponowano 120 rezultatami analiz izotopowych, z czego 63 dotyczy izotopów stabilnych $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$, a pozostałe 57 oznaczeń trytu. Porównalność tych wyników zapewnia fakt, iż wszystkie analizy wykonywane były w tym samym laboratorium Instytutu Fizyki i Techniki Jądrowej AGH w Krakowie, mającym wieloletnie doświadczenie w dziedzinie badań izotopowych. Na terenie masywu tatrzańskiego spośród wielu czynników mających wpływ na interpretację rezultatów oznaczeń analitycznych znaczenie mają efekt wysokościowy i sezonowy — pochodne efektu temperaturowego.

W polskiej części Tatr ponad 50% obszaru jest zawarte w granicach 1000–1500 m n.p.m., a maksymalna wysokość wynosi 2499 m n.p.m. w Tatrach Wysokich. Średnia roczna temperatura powietrza na Kasprowym Wierchu, reprezentującym w podziale Hessa (1965) piętro umiarkowanie zimne, wynosi $-0,7^\circ\text{C}$, a u podnóża masywu w Zakopanem $4,9^\circ\text{C}$. Hipsometryczny gradient temperaturowy określony jest na około $0,5^\circ\text{C}$ na 100 m wzniesienia (Konček, 1974). Średnia roczna suma opadów z okresu 1951–2003 zawiera się od 1113 mm w Zakopanem do 1774 mm na Kasprowym Wierchu, a powyżej Morskiego Oka przekracza 2000 mm. Bez względu na hipsometryczne położenie stacji rozkład opadów w skali roku wykazuje jednakową tendencję. Ponad 60% sumy rocznej przypada na okres od maja do września, a najuboższe w opady są miesiące zimowe. Tego rodzaju sezonowa zmienność znajduje również potwierdzenie w składzie izotopowym wód opadowych, co wykazały badania Różańskiego i Dulińskiego (1988) prowadzone na Hali Ornak w latach 1984–1985.

Izotopy tlenu i wodoru wchodzące w skład cząsteczki wody należą do znaczników idealnych, niewykazujących strat w wyniku oddziaływania interakcyjnego ze środowi-



Ryc. 7. Skład izotopów stabilnych w wodach podziemnych zbiornika Zakopane
Fig. 7. Stable isotopes in groundwater from the Zakopane basin

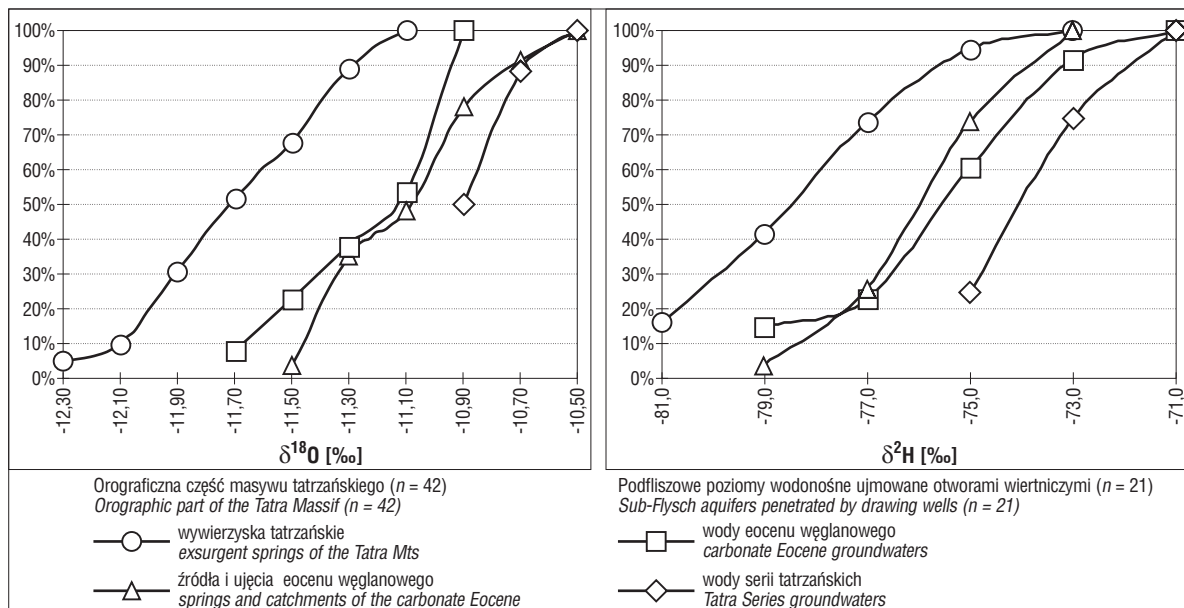
skiem skalnym. Stosunki tych izotopów (tłenu $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ i wodoru $^2\text{H}/^1\text{H}$) wyrażone w ‰ jako $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ są bardzo przydatne w rozpoznaniu genezy wód.

Składy izotopowe reprezentujące różne pory roku wskazują, że wody szczelinowo-krasowe masywu tatrzańskiego i podfliszowych poziomów wodonośnych zbiornika Zakopane leżą powyżej światowej linii opadów, opisującej korelację między $\delta^{18}\text{O}$ i $\delta^2\text{H}$ (tab. 5; ryc. 7).

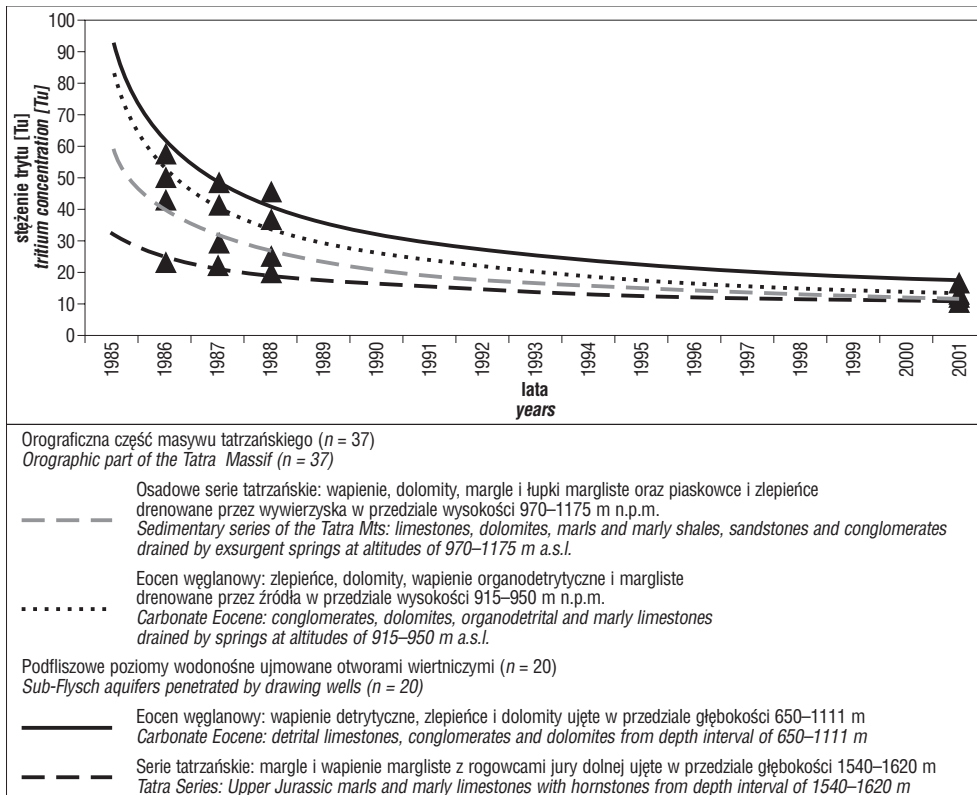
Poza tym wyniki poszczególnych opróbowań oraz średnie składy izotopowe analizowanych subpopulacji

wskazują, że w wypadku wód drenowanych przez wywierzska na wykresie jest widoczne wyraźne przesunięcie w kierunku bardziej ujemnych wartości, co należy tłumaczyć efektem wysokościowym w ich zasilaniu.

Wraz ze wzrostem wysokości opady są coraz bardziej ubogie w izotopy ciężkie tlenu i wodoru, a obszarem zasilania wywierzska są górne partie masywu. Największym rozrzutem oznaczeń charakteryzują się wody szczelinowo-krasowe eocenu węglanowego, drenowane przez źródła oraz ujmowane wierceniami. Składy izotopowe obu



Ryc. 8. Krzywe kumulacyjne składów izotopowych wód podziemnych zbiornika Zakopane
Fig. 8. Cumulative curves of isotopic composition of groundwater from the Zakopane basin



Ryc. 9. Zmiany stężeń trytu w wodach podziemnych zbiornika Zakopane

Fig. 9. Variations in tritium concentration in groundwater of the Zakopane basin

tych populacji ograniczają wartości: $-11,70$ do $-10,58$ dla $\delta^{18}\text{O}$ i $-79,2$ do $-71,8$ dla $\delta^2\text{H}$. Do najcięższych izotopowo, w analizowanym zbiorze danych należą wody serii tatrzańskich występujących pod miąższym kompleksem fliszu podhalańskiego. W tym wypadku $\delta^{18}\text{O}$ zawarta jest w granicach $-10,99$ do $-10,55$, a $\delta^2\text{H}$ od $-71,9$ do $-4,6$. Potwierdzeniem tego zróżnicowania są wykresy krzywych kumulacyjnych (ryc. 8). Najbardziej przesunięta w kierunku wartości ujemnych jest krzywa obrazująca składki izotopowe wód reprezentujących wywierzyska, a w kierunku wartości dodatnich krzywa składków izotopowych wód serii tatrzańskich podfliszowych poziomów wodonośnych. Omówione w rozdziale *Hydrogeologiczne podstawy typowania wód do badań znacznikowych* pokrewieństwo hydrochemiczne źródeł i otworów wiertniczych ujmujących wody eocenu węglanowego znajduje również wyraźne potwierdzenie w przebiegu krzywych kumulacyjnych.

Z hydrogeologicznego punktu widzenia niezwykle istotną informację stanowi określenie czasu przebywania wód w środowisku skalnym. Dotychczasowe rozpoznanie wskazuje, że w wypadku wód podziemnych zbiornika

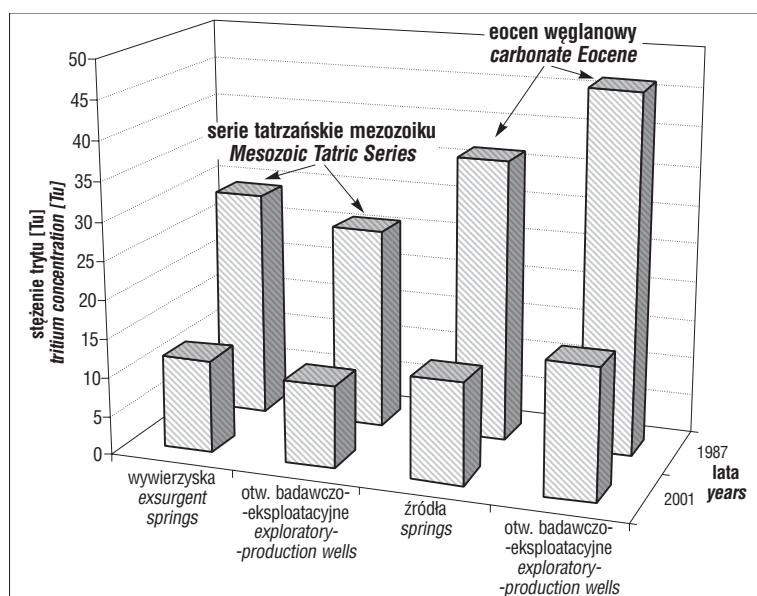
Zakopane mamy do czynienia z wodami młodymi, których obszarem zasilania są Tatry. Stąd też w badaniach składu izotopowego wód poza wykorzystaniem rezultatów oznaczeń izotopów stabilnych tlenu i wodoru określano również stężenia trytu — najlepszego znacznika wieku młodych wód. Zdaniem wielu autorów badania trytowe stanowią jedną z podstawowych metod hydrogeologii izotopowej. Nawet pojedyncze oznaczenia dostarczają ważnych informacji o współczesnym zasilaniu wód. Natomiast do określenia zmian w czasie — czasu przebywania wód w ośrodku skalnym — niezbędne jest dysponowanie wieloma oznaczeniami. W tym wypadku przyjęte do interpretacji dane z lat 1986, 1987 i 1988 oraz wyniki badań kontrolnych z 2001 r. wskazują na sukcesywne obniżanie się koncentracji trytu we wszystkich analizowanych populacjach (ryc. 9). Do roku 1990 obserwuje się wyraźny spadek tzw. krzywej trytovej, a następnie stopniowe obniżanie się jej do wartości zbliżonych do poziomu naturalnego.

Z porównania średnich rocznych stężeń trytu (tab. 6) wynika, że największe różnice między początkiem i

Tab. 6. Zmiany średnich rocznych stężeń trytu w wodach szczelinowo-krasowych zbiornika Zakopane

Table 6. Variations in average annual tritium concentration in fracture-karst waters of the Zakopane groundwater basin

Zbiornik Zakopane Zakopane groundwater basin	Liczebność zbioru Number of measurements	Opróbowane kompleksy wodonośne Aquifers sampled	Stężenie trytu w jednostkach TU Tritium concentration in TU units			
			1986	1987	1988	2001
Część południowa — tatrzańska Southern area — Tatra Mts	n = 19	osadowe serie tatrzańskie drenowane przez wywierzyska Sedimentary Tatra Series drained by exsurgent springs	43.0	29.3	25.1	12.0
	n = 23	źródła drenujące eocen węglanowy Springs draining the carbonate Eocene	50.1	41.2	37.0	13.1
Część północna — podfliszowe poziomy wodonośne Northern area — Sub-Flysch aquifers	n = 13	otwory wiertnicze ujmujące wody eocenu węglanowego Boreholes drilled for groundwater from carbonate Eocene	57.4	48.7	45.7	16.9
	n = 8	otwory wiertnicze ujmujące wody serii tatrzańskich Boreholes drilled for Tatra Series groundwater	23.4	22.1	20.3	10.6



Ryc. 10. Średnie stężenia trytu w nawiązaniu do litologii i wieku wodonośca — wody podziemne zbiornika Zakopane ($n = 33$)
Fig. 10. Average tritium concentration with reference to lithology and age of aquifer — Zakopane basin groundwater ($n = 33$)

końcem analizowanego piętnastolecia — 40,5 TU — dotyczą wód eocenu węglanowego, ujmowanych otworami wiertniczymi. Natomiast wody serii tatrzańskich ujęte w przedziale głębokości 1540–1620 m w tym samym czasie wykazały ponad trzykrotnie mniejsze różnice — 12,8 TU.

Poddając analizie wydzielone subpopulacje w nawiązaniu do litologii i wieku wodonośca, bez względu na to, czy będą to wody masywu tatrzańskiego, czy wody podfliszowych poziomów wodonośnych niecki arcydzieł Podhala, stwierdzono następujące tendencje (ryc. 10).

Wody serii tatrzańskich, ujmowanych otworami wiertniczymi, w porównaniu z wodami drenowanymi przez wywierzyzka charakteryzują się niższymi stężeniami trytu, podczas gdy utwory eocenu węglanowego w stosunku do źródeł wykazują odwrotną zależność. Z porównania wartości reprezentujących dwukrotne opróbowanie z 1987 r. oraz dane z 2001 r. wynika, że w obu okresach zachowane są podobne tendencje. Maksymalne stężenia trytu są notowane w podfliszowych poziomach wodonośnych, reprezentujących wody szczelinowo-krasowe eocenu węglanowego, najniższe zaś w wodach serii tatrzańskich eksploatowanych otworami wiertniczymi. Obecność trytu w wodach ujmowanych na głębokości poniżej 1500 m sugeruje szybki przepływ i małą objętość sytemu wodonośnego, co nie znajduje jednak potwierdzenia w wydajności otworu, może to być również spowodowane mieszaniem się starych wód beztrytowych z wodami młodymi zawierającymi tryt.

Zagadnienie to oraz istnienie dużych różnic w zawartości trytu w obrębie analizowanych populacji wymaga kolejnych wnikliwych badań z zastosowaniem w obliczeniach modeli matematycznych, uwzględniających również składy izotopowe wód opadowych z obszaru zasilania. Dalsza interpretacja wyników zebranego materiału z wykorzystaniem obliczeń modelowych będzie tematem odrębnego artykułu, podobnie jak porównanie składów izotopowych ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) w wodach podziemnych zbiorni-

ka Zakopane z danymi zwykłych wód podziemnych Beskidu Sądeckiego (Ciężkowski & Zuber, 1997), opadów atmosferycznych z Hali Ornak (Rózański & Duliński, 1988) oraz innych regionów Karpat (Chowaniec i in., 1997; Małecka & Nowicki, 2002).

Wnioski

Rozpoznanie warunków hydrogeologicznych zbiornika Zakopane pozwoliło na podział wód podziemnych na cztery subpopulacje, który znalazł potwierdzenie we wstępnej interpretacji analizowanych składów izotopowych.

Ocena wyników kilkukrotnego opróbowania izotopów trwałych wód, w tych samych punktach badawczych, w różnych porach roku, przy zdecydowanej przewadze infiltracji letniej i niewielkich zmianach sezonowych, dały podstawę do analizy uzyskanych rezultatów badań na podstawie wartości średnich.

Wpływ efektu wysokościowego manifestujący się niższą zawartością ciężkich izotopów tlenu i wodoru najwyraźniej zaznaczył się w wodach drenowanych przez wywierzyzka.

Analiza wyników badań wykazała, że sukcesywnie obniżanie się krzywej trytowej, obrazującej produkcję antropogeniczną tego izotopu pod koniec analizowanego 15-lecia, doprowadziło do uzyskania wartości zbliżonych do poziomu naturalnego.

Metody znaczników środowiskowych i właściwa ich interpretacja stanowią ważny element w rozpoznaniu regionalnych warunków hydrogeologicznych.

Literatura

- BARCZYK G. 1994 — Wody szczelinowo-krasowe Tatr Zachodnich i problemy ich ochrony. Arch. Wydz. Geol. UW.
- CHOWANIEC J., DŁUGOSZ P., DROZDOWSKI B., NAGY S., POPRAWA D., WITCZAK S. & WITEK K. 1997 — Dokumentacja hydrogeologiczna wód termalnych Niecki Podhalańskiej. PIG, Kraków.
- CIĘŻKOWSKI W. & ZUBER A. 1997 — Wstępne dane o wodach glacialnych w niektórych ujęciach wód leczniczych Beskidu Sądeckiego. [W:] Mat. Symp. Współczesne problemy hydrogeologii, t. VIII, Kiekrz k. Poznań. Wyd. Wind, Wrocław: 327–329.
- DĄBROWSKI T. & GŁĄZEK J. 1968 — Badania przepływów krasowych na wschodniej części Tatr Polskich. Speleologia, t. III, z. 2: 85–95.
- DĄBROWSKI T. & RUDNICKI J. 1967 — Wyniki badań przepływów krasowych w masywie Czerwonych Wierchów. Speleologia, t. III, z. 1: 31–33.
- DOWGIAŁŁO J. & NOWICKI Z. 1999 — Ocena wieku wód podziemnych na podstawie wybranych metod izotopowych. Biul. Państw. Inst. Geol., 388: 61–79.
- HESS M. 1965 — Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich. Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 12.
- KĘPIŃSKA B. 1997 — Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. Studia, rozprawy, monografie. Wyd. Centrum PPGSMiE PAN, Kraków, 48.
- KLECZKOWSKI A.S. (red.) 1990 — Mapa obszarów głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony (1 : 500 000). Wyd. AGH, Kraków.
- KLECZKOWSKI A.S. & WITCZAK S. 1987 — Założenia i wstępne rezultaty podprogramu CPBP 04.10.09 „Strategia ochrony wód podziemnych w Polsce”. [W:] Mat. VII Symp. „Problemy wykorzystania wód podziemnych w gospodarce komunalnej”. Wyd. PZITS, Częstochowa: 1–14.
- KONČEK M. 1974 — Klimat Tatier. Wyd. Vydavateľstvo Slovenskej Akadémie VIED, Bratislava.

- MAŁECKA D. 1985 — Znaczenie badań stacjonarnych w rozpoznaniu reżimu hydrogeologicznego źródeł i wywierzyisk krasowych w Tatrach. [W:] Symp. „Aktualne Problemy Hydrogeologii”, Kraków-Karniowice, 28–30.05.1985. Wyd. AGH, Kraków: 119–131.
- MAŁECKA D. 1992 — Główne zbiorniki wód podziemnych Tatr i Podhala. [W:] W służbie polskiej geologii. Mat. Sesji Nauk. poświęconej jubileuszowi prof. A.S. Kleczkowskiego. Wyd. AGH, Kraków: 61–69.
- MAŁECKA D. 1993 — Hydrogeologia krasu tatrzańkiego. Jaskinie Tatrzańskie Parku Narodowego, t. III. Wyd. Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi, TPN: 11–35.
- MAŁECKA D. 1995 — Fizyko-chemiczna charakterystyka wód termalnych Antałówki w świetle badań stacjonarnych, cz. I — Rozkład temperatury wód w cyklu rocznym i wieloletnim. [W:] Mat. Symp. Współczesne problemy hydrogeologii, t. VII, cz. 1. Kraków-Krynica. Wyd?, miasto?: 299–306.
- MAŁECKA D. 2003 — The thermal waters of Podhale, southern Poland: history of research, genesis and utility. *Geol. Quart.*, 47, 2: 1195–1210.
- MAŁECKA D. & HUMNICKI W. 1989 — Rola warunków hydrodynamicznych w kształtowaniu reżimu wywierzyiska Olczyskiego. *Prz. Geol.*, 2: 78–84.
- MAŁECKA D., HUMNICKI W. & BARCZYK G. 2002a — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 50 000 (arkusz Tatry Zachodnie) wraz z objaśnieniami. PIG, Warszawa.
- MAŁECKA D., HUMNICKI W. & MAŁECKI J.J. 2002b — Mapa hydrogeologiczna Polski w skali 1 : 50 000 (arkusz Tatry Wysokie) wraz z objaśnieniami. PIG, Warszawa.
- MAŁECKA D. & MAŁECKI J.J. 1996 — The Tatras — a reservoir of groundwaters of high quality. International conference on “Karst-fractured aquifers — vulnerability and sustainability”. Wyd. UŚI, Katowice: 116–127.
- MAŁECKA D. & MAŁECKI J.J. 1998 — Monitoring wód podziemnych w rozpoznaniu regionalnych warunków hydrogeologicznych okolic Zakopanego. [W:] II Forum Inżynierii Ekologicznej. Wyd. Eko-inżynieria, Nałęczów: 383–392.
- MAŁECKA D. & MAŁECKI J.J. 2000 — Udział opadów atmosferycznych w kształtowaniu chemizmu wód strefy hipergenicznej. [W:] Stan i antropogeniczne zmiany jakości wód w Polsce. Wyd. UŁ, Łódź: 71–87.
- MAŁECKA D. & MAŁECKI J.J. 2005 — Hydrogeologiczna charakterystyka wód szczelinowo krasowych eocenu numulitowego Tatr i niecki arcyżyjskiej Podhala. [W:] Współczesne problemy hydrogeologii, t. XII. Wyd. UMK, Toruń: 477–484.
- MAŁECKA D. & NOWICKI Z. 2002 — Skład izotopowy wód podziemnych Tatr i Podhala. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 404: 67–84.
- MAŁECKA D. & RONIEWICZ P. 1997 — Sedymentacja eocenu węglanowego i jego znaczenie w kształtowaniu warunków hydrogeologicznych strefy kontaktu Tatr z fliszem Podhala. [W:] *Przew.* 68. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Zakopane 2–4.10.1997. PTG, Warszawa: 73–92.
- MAŁECKI J.J. 1995 — Fizyko-chemiczna charakterystyka wód termalnych Antałówki w świetle badań stacjonarnych, cz. II — Charakterystyka hydrogeochemiczna. [W:] *Mat. Symp. Współczesne problemy hydrogeologii*, Kraków-Krynica, VII (1). Wyd. Profil, Kraków: 307–315.
- MAŁECKI J.J. 1998 — Rola strefy aeracji w kształtowaniu składu chemicznego płytkich wód podziemnych wybranych środowisk hydrogeochemicznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 38.
- MAŁOSZEWSKI P. & ZUBER A. 1993 — Principles and practice of calibration and validation of mathematical models for the interpretation of environmental tracer data in aquifers. *Adv. Water Resour.*, 16: 173–190.
- MAŁOSZEWSKI P. & ZUBER A. 1996 — Lumped parameter models for the interpretation tracer data. *Manual and Mathematical Models in Isotope Hydrology*. IAEA-TECDOC-910, Vienna: 9–58.
- MAŁOSZEWSKI P. & ZUBER A. 1997 — Modele matematyczne i program komputerowy do interpretacji zależności czasowych stężeń trytu i innych znaczników w wodach podziemnych. [W:] *Współczesne problemy hydrogeologii*, VIII Mat. Symp. Kierzk. Poznań. Wyd. Wind., Wrocław: 471–473.
- NOWICKI Z. 1992 — Geneza i wiek wód geotermalnych pochodzących z otworu Bańska IG-1. *Arch. OBRTG*, Warszawa.
- PACHLA J. & ZACZKIEWICZ W. 1985 — Drogi krążenia wód krasowych na przykładzie zlewni potoku Sucha Woda. *Gacek*, z. 2, nr 20/41. Materiały Sekcji Tatarnictwa Jaskiniowego Klubu Wysokogórskiego. Kraków: 39–44.
- PAZDRO Z. & KOZERSKI B. 1990 — Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol, Warszawa.
- RÓŻAŃSKI K. & DULIŃSKI M. 1988 — A reconnaissance isotope study of waters in the karst of the western Tatra Mountains. *Catena Verlag*, 15: 289–301.
- RZYCHOŃ D. 1998 — Wpływ opadów kwaśnych na zakwaszenie jezior Tatr Wysokich. Wyd. UŚI, Katowice.
- WRZOSEK A. 1933 — Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr polskich. *Wiad. Służby Geoger. (Biuletyn Serii Geograficznej)*, z. 7, Kraków: 235–273.
- ZUBER A. 1986 — Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. [In:] *Fritz P. & Fontes J.Ch. (ed) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 2. Elsevier, Amsterdam: 1–60.
- ZUBER A. 1999 — Interpretacja wieków trytowych wód podziemnych prostymi metodami matematycznymi. *Prz. Geol.*, 47, 6: 571–573.
- ZUBER A. (red.) 2007 — *Metody znacznikowe w badaniach hydrogeologicznych*. Ofic. Wyd. PWr, Wrocław.
- ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W., GRABCZAK J. & DULIŃSKI M. 1999 — Wiek i położenie obszarów zasilania wód mineralnych Krynicy oszacowany ze zmian czasowych stężeń trytu oraz wartości $\delta^{18}\text{O}$ i δD . *Prz. Geol.*, 47: 574–583.

Praca wpłynęła do redakcji 18.4.2007 r.
Akceptowano od druku 29.10.2007 r.