

Występowanie wód termalnych w polskiej części Karpat

Józef Chowaniec*, Danuta Poprawa*, Krzysztof Witek*

Occurrence of thermal waters in the Polish Carpathians (southern Poland). Prz. Geol., 49: 734–742.

Summary. The results presented in this paper indicate that occurrence of thermal waters in the Podhale Basin is favored by the following factors: suitable geological setting, high temperature (to 86°C at discharge), low mineralization (to 3g/dm³), high discharge (over 200 m³/h), renewable resources and easy accesses to the area. The same good conditions also occur in the western Carpathians (Ustroń, Jaworze) where thermal waters are linked to the substratum (fractured and karstic Devonian dolomites and limestones). In this region the Miocene Dębowiec conglomerates are a potential thermal water aquifer. Thermal waters occurring in flysch deposits of the Outer Carpathians have been identified in a few sites only. Due to the complex geology, only limited amounts of these waters can be obtained. The recent studies show that the Outer Carpathian flysch is not a potential collector for a large amount of relatively low mineralized thermal waters. The most favorable conditions prevail in the Poręba Wielka region where maximum water discharge from a single intake is 12.1 m³/h, mineralization reach 21.8 g/m³ and temperature is 42°C. In the Polish Carpathians area there are 18 boreholes of thermal waters that can be exploited. Out of this number, 12 boreholes are located in the Podhale Basin and the remaining 6 in the Outer Carpathians. Nine of these 18 boreholes: Bańska IG-1, Bańska PGP-1, Biały Dunajec PAN-1, Biały Dunajec PGP-2, Zakopane IG-1, Zakopane 2, Ustroń IG-3, Ustroń 3a, Ustroń C-1 are under operation now.

Key words: Carpathians, Tatras, Podhale, Outer Carpathians, geological-structural units, thermal waters, hydrogeological parameters

Wody termalne są wodami podziemnymi, swoistymi, których temperatura na wypływie ze źródła lub odwiertu wynosi co najmniej 20°C. W Polsce wody termalne są znane z trzech głównych rejonów występowania: Niż Polski, Sudety i Karpaty (Marszczek & Płochniewski, 1989; Malinowski, 1991).

Karpaty od dawna wzbudzały zainteresowanie jako potencjalny zbiornik wód podziemnych, jednakże literatura dotycząca wód termalnych tego obszaru do lat sześćdziesiątych była wyjątkowo skąpa. Dynamiczny rozwój badań wód termalnych na tym terenie nastąpił dopiero od podanego wyżej okresu (Sobol, 1959; Dowgiałło, 1972; Sokołowski, 1973; Płochniewski & Stachowiak, 1977; Małecka, 1981; Sokołowski, 1985, 1992; Ostrowicka-Chrzastowska & Płonka, 1986; Chowaniec, 1989; Chowaniec & Poprawa, 1985, 1998; Chowaniec i in., 1997a, 1997b, 1999; Jaromin i in., 1992a, 1992b; Długosz & Nagy, 1995; Kępińska, 1995, 1997). W badaniach wód termalnych od ponad trzydziestu lat aktywnie uczestniczy Państwowy Instytut Geologiczny.

Obszar Karpat polskich jest odwadniany głównie przez górną Wisłę i jej prawobrzeżne dopływy. Część zlewni Olzy na zachodzie należy do systemu odwadniającego Odry. Zlewnie Czadca i Czarnej Orawy na południu należą do dorzecza Dunaju. Na wschodzie zlewnie Strwiąża i Mszanki należą do zlewni Dniestru. Sieć rzeczna charakteryzuje się dużą gęstością a doliny rzeczne znacznymi spadkami oraz wielką zmiennością przepływów. Średni całkowity odpływ jednostkowy rzek karpaccich wynosi 8 m³/s·km², a w Tatrach przekracza nawet 50 dm³/s·km² (Ziemońska, 1973). Karpaty są regionem z największymi opadami atmosferycznymi w Polsce. Roczna suma opadów wynosi ponad 1500 mm w Tatrach, 900–1400 mm w Beskidach i ponad 800 mm na Pogórzu Karpaccim.

Z uwagi na znaczne zasoby wód termalnych i ich parametry hydrochemiczne, szczególne znaczenie na tle całych Karpat ma niecka podhalańska. Badania hydrogeologiczne utworów fliszowych niecki podhalańskiej na kontakcie ze skałami mezozoicznymi regli tatrzańskich były prowadzo-

ne jeszcze w ubiegłym wieku przez Zejsznera (1844). W wyniku tych badań autor stwierdził, że temperatura źródeł maleje wraz z wysokością, a wydajność ich zależy od charakteru skał, ich szczelinowatości oraz stopnia pokrycia utworami czwartorzędowymi.

W latach pięćdziesiątych XX w. rozpoczęto prospekcję regionu tatrzańkiego i podhalańskiego metodami wiertniczymi. Penetrację prowadzono przy pomocy wierceń płytkich i głębokich. Do chwili obecnej (2001 r.) w obszarze niecki podhalańskiej wykonano kilkanaście otworów, z których uzyskano dopływy wód termalnych. W ostatnich kilkunastu latach w rejonie niecki podhalańskiej były prowadzone również badania warunków występowania wód termalnych z zastosowaniem metod geofizycznych i termicznych (Plewa, 1994; Pomianowski, 1988). W ujęciu regionalnym, zagadnienie przepływu ciepła oraz możliwość występowania płynów geotermalnych w strefie głębokiego zrostu na granicy Karpat wewnętrznych z pasem skałkowym, w świetle danych geofizycznych przedstawił Jankowski i in. (1982).

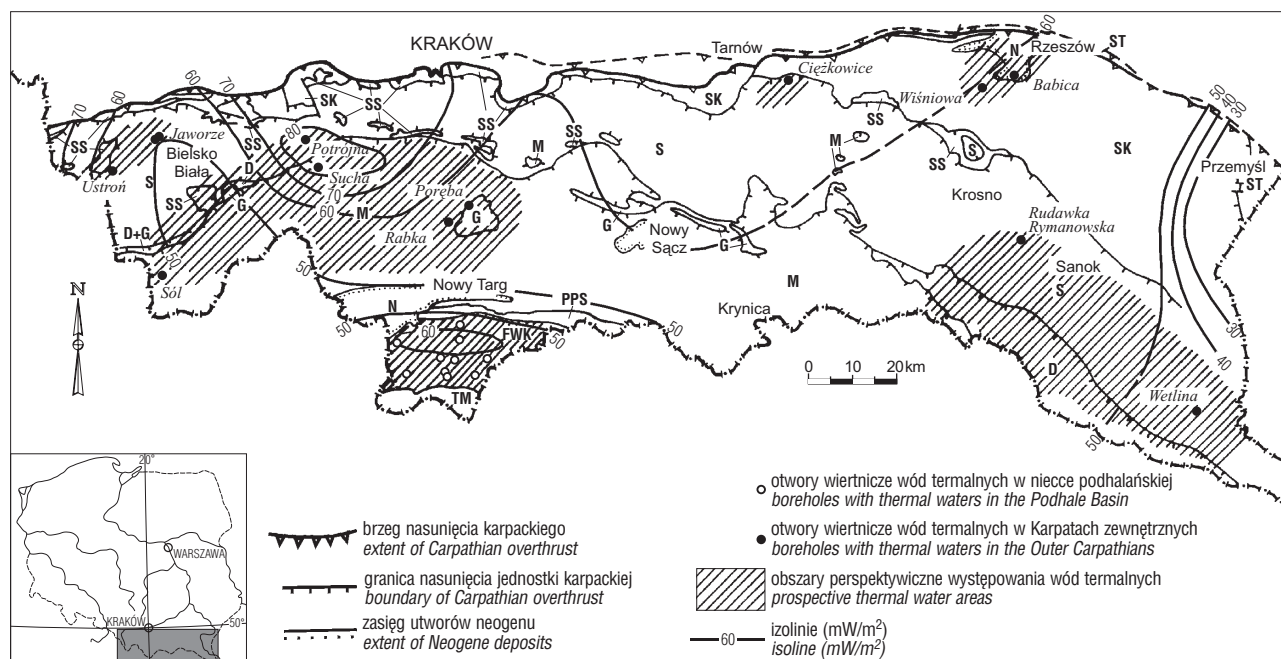
Ogólna charakterystyka geologiczna

Uwzględniając zróżnicowanie budowy i historię geologiczną, Karpaty (ryc. 1) podzielono na: Karpaty wewnętrzne i Karpaty zewnętrzne, zwane często Karpatami fliszowymi. Na terenie Polski, w Karpatach wewnętrznych, wyróżniono trzy jednostki geologiczno-strukturalne: Tatry, nieckę podhalańską i pieniński pas skałkowy (stanowiący strefę graniczną między Karpatami wewnętrznymi a zewnętrznymi).

Tatry dzielą się na dwie strefy facjalno-tektoniczne — południową, mającą wielkie rozprzestrzenienie, zwaną wierchową i północną, ciągnącą się wąskim pasem wzdłuż północnego brzegu Tatr, zwaną reglową.

Strefa wierchowa jest zbudowana z trzonu krystalicznego przykrytego od strony północnej osadami triasowo-jurajsko-kredowymi, na które to osady nasunięte są zanurzające się ku północy fałdy leżące Czerwonych Wierchów i Giewontu z zachowanymi niekiedy jądrami krystalicznymi (Sokołowski, 1973; Kotański, 1979).

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpaccy, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków



Ryc. 1. Rozkład powierzchniowego strumienia ciepłego na tle głównych jednostek tektonicznych Karpat wraz z lokalizacją wybranych odwiertów z wodami termalnymi. Jednostki tektoniczne: SS — jednostka podśląska, S — jednostka śląska, D — jednostka dukielska, G — jednostka grybowska, M — jednostka magurska, SK — jednostka skolska, ST — jednostka stebnicka, PPS — pieniński pas skałkowy, FWK — niecka Podhala, TM — jednostki tatrzańskie, N — utwory neogenu

Fig. 1. Distribution of heat flow in the Carpathians versus tectonic map of the Polish Carpathians and location of thermal water boreholes. Tectonic units: SS — Sub-Silesian unit, S — Silesian unit, D — Dukla unit, G — Grybow unit, M — Magura unit, SK — Skole unit, ST — Stebnik unit, PPS — Pieniny Klippen Belt, FWK — Podhale Basin, TM — Tatric units, N — Neogene deposits

Płaszczyzny regli tatrzańskich zostały nasunięte na sfałdowane serie wierchowe. Proces ten odbywał się w górnej kredzie a przed transgresją paleogeńską.

Spośród utworów budujących jednostki tatrzańskie największe znaczenie dla omawianych w artykule problemów zasilania i przepływu wód podziemnych mają spękane i skrasowiałe dolomity triasu środkowego, wapienie triasu i jury oraz kwarcyty jury.

Niecka podhalańska jest zbudowana z paleogeńskich utworów piaskowcowo-łupkowych leżących na mezozoicznych jednostkach tatrzańskich. Spągową, transgresywną część paleogenu stanowią skały węglanowe wykształcone w postaci zlepieńców numulitowych i mułowców. Seria transgresywna nosi nazwę eocenu tatrzańskie lub eocenu węglanowego. Kompleks fliszowy o maksymalnej miąższości do 3000 m, wieku eocen środkowy–oligocen, został podzielony na następujące ogniwa litologiczne: warstwy szaflarskie występujące tylko w północnym skrzydle niecki podhalańskiej, warstwy zakopiańskie zalegające w północnym i południowym skrzydle, warstwy chochołowskie wypełniające środkową część oraz jako najmłodsze, warstwy ostryskie występujące tylko w zachodniej części niecki podhalańskiej (Chowaniec & Poprawa, 1998, str. 772, ryc. 2; Gołąb, 1959; Mastella, 1975; Watycha, 1959; Wieczorek, 1989).

Pieniński pas skałkowy, oddzielony od niecki podhalańskiej strefą zdyslokowaną, jest zbudowany na obszarze Polski ze skał węglanowych wieku jurajsko-kredowo-trzeciorzędowego. Można w nim wyróżnić szereg odrębnych jednostek tektoniczno-strukturalnych dających się śledzić wzdłuż całego pasa skałkowego. Na terenie Polski są to następujące strefy: pienińska, braniska, niedzicka, czerte-

zicka oraz haligowiecka i najbardziej północna czorsztyńska (Birkenmajer, 1986).

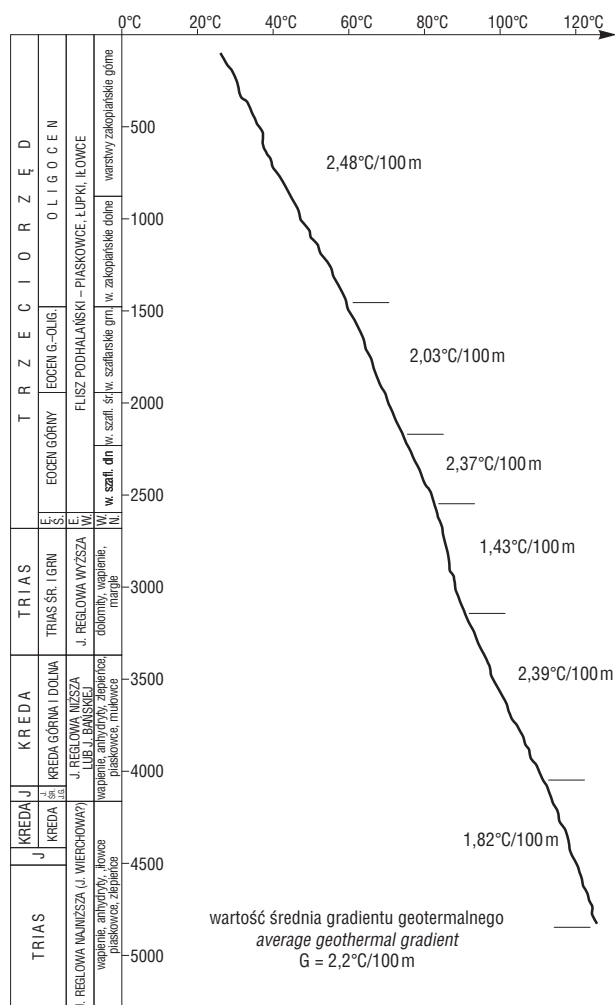
Karpaty zewnętrzne (fliszowe), będące najbardziej zewnętrzną jednostką Karpat, są zbudowane ze skał osadowych powstałych w zbiorniku geosynkinalnym (ryc. 1). Są to różne odmiany piaskowców i łupków; podrzędnie występują margle, rogowce i wapienie.

Zróżnicowanie litologiczne osadów jurajsko-kredowo-trzeciorzędowych oraz styl zaburzeń pozwalają na wyróżnienie w Karpatach zewnętrznych następujących jednostek tektoniczno-facjalnych (Książkiewicz, 1972): magurska, dukielska, grybowska, przedmagurska, śląska, podśląska i skolska.

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

Charakterystyka hydrogeologiczna

Karpaty, jako region hydrogeologiczny, są obszarem geologicznie niejednorodnym. Biorąc pod uwagę warunki litologiczno-strukturalne i związane z nimi właściwości kolektorskie skał, a także dotychczasowe wyniki badań hydrogeologicznych wód zwykłych, w obrębie regionu Karpat, zgodnie z podziałem Kolago (1983), można wydzielić następujące podregiony: tatrzański, podhalański, pieniński i zewnętrzno-karpacki (Malinowski, 1991). Obecnie w powszechnym użyciu jest podział na regiony hydrogeologiczne Paczyńskiego (1995), według którego w regionie Karpackim (XIV) wyróżniono subregion śródkar-



Ryc. 2. Krzywa zmian temperatury z głębokością w otworze Bańska IG-1

Fig. 2. Curve of temperature changes with depth in borehole Bańska IG-1

packi (XIV₁) dzielący się na rejon podhalański (XIV_{1A}) i tatrzański (XIV_{1B}).

W rejonie tatrzańskim wodonośne są zarówno spękane i skrasowiałe skały węglanowe mezozoiku, jak i eocenu tatrzańskiego. Występują tutaj liczne źródła o wydajnościach dochodzących do 5 dm³/s. Do najbardziej znanych i wydajnych (ponad 100 dm³/s) należą wywierzyska: Chochołowskie, Lodowe, Bystrej, Goryczkowe, Olczyskie i Koziarczyska. Głębokość występowania wód jest nieregularna. Wodonośność mezozoicznych utworów tatrzańskich i eocenu węglanowego zbadano w otworach wiertniczych wykonanych w rejonie podhalańskim. W strefie przytatrzańskiej, o szerokości ok. 1 km, w utworach tych pod osadami fliszowymi stwierdzono wody zwykłe, w kierunku zaś na N temperatura wód podziemnych wzrasta do 82°C w otworze Chochołów PIG-1, 82°C w otworze Bańska IG-1, 82°C w otworze Biały Dunajec PAN-1 i 86°C w otworze Bańska PGP-1 na samowypływie (Chowaniec i in., 1999).

W rejonie podhalańskim utwory fliszu podhalańskiego (podobnie jak fliszu zewnętrzno-karpaccyjskiego) są wodonośne tylko w strefie przypowierzchniowej (najczęściej do ok. 80 m ppt). Zróżnicowanie wydajności jest spowodowane zmienną przepuszczalnością warstwy wodonośnej oraz różną jej miąższością. Największą wydajnością charaktery-

zują się źródła wypływające na kontakcie warstw zakopiańskich i spękanych piaskowców warstw chochołowskich, które stanowią dla nich obszar alimentacyjny (Maćkocka, 1981). Z pojedynczego otworu, usytuowanego w obrębie fliszu podhalańskiego, uzyskiwane są wydajności rzędu 2–4 m³/h (Chowaniec, 1989).

Na obszarze pienińskiego pasa skałkowego, pomimo obecności skał węglanowych, brak jest większych przejawów zjawisk krasowych, a zaciśnięte szczeliny nie sprzyjają krążeniu wód. Obszar ten, biorąc pod uwagę możliwość zaopatrzenia w wodę, jest nieperspektywiczny, jednakże, sporadycznie z pojedynczych otworów można uzyskać wydajności przekraczające 2 m³/h.

W regionie karpaccyjskim (Karpaty zewnętrzne) wody podziemne zwykle są związane zarówno z utworami czwartorzędowymi, jak i z jurajsko-kredowo-trzeciorzędowym kompleksem fliszowym.

Utwory czwartorzędowe występujące na omawianym terenie zalicza się do osadów aluwialnych wypełniających doliny rzeczne i kotliny śródgórskie oraz do osadów fluwioglacjalnych zalegających w znacznym nagromadzeniu w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, gdzie występują łącznie z utworami aluwialnymi (Chowaniec i in., 1996). Największe nagromadzenie osadów aluwialnych ma miejsce w dolinie Wisły oraz w dolinach jej większych dopływów takich jak: Soła, Skawa, Raba, Dunajec, Wisłoka i San z Wisłokiem, a szczególnie w miejscach, gdzie rzeki te opuszczają Karpaty. Również w kotlinach śródgórskich (Kotlina Żywiecka, okolice Sucheje i Jordano-wa, Kotlina Sądecka, Doły Jasielsko-Sanockie), w miejscach poszerzania się dolin zaistniały dogodnie warunki do akumulacji miąższych osadów czwartorzędowych. Osady te są na ogół dobrze przepuszczalne, a miąższość warstwy wodonośnej jest zróżnicowana (5–15 m) i uzależniona od pozycji doliny w stosunku do jej biegu. Utwory wodonośne czwartorzędowe są niejednokrotnie przykryte warstwą glin i mad parumetrowej grubości, która izoluje pierwszy użytkowy poziom wodonośny od zanieczyszczenia z powierzchni. Wydajności z otworów czwartorzędowych dochodzą do 50 m³/h (np. Kotlina Orawsko-Nowotarska), a w niektórych rejonach nawet do 70 m³/h (np. Kotlina Sądecka). Najczęściej jednak wydajność z pojedynczego otworu wynosi od kilku do kilkunastu m³/h. Współczynniki filtracji obliczone na podstawie próbnych pompowań wynoszą od 10⁻² do 10⁻⁷, przeciętnie 10⁻⁴ m/s, natomiast obliczona wodoprze-wodność waha się od kilku do 1000 (sporadycznie więcej), najczęściej od 20–300 m²/dobę.

Wody w osadach czwartorzędowych charakteryzują się najczęściej mineralizacją w granicach 150–400 mg/dm³. Najlicniejszą grupę stanowią wody typu HCO₃-Ca. Często mają one podwyższoną zawartość żelaza, manganu i azotanów oraz są skażone bakteriologicznie.

Poza dolinami rzeczными i kotlinami śródgórskimi na obszarze Karpat występują utwory fluwioglacjalne, których miąższość i przepuszczalność jest zmienna zarówno w profilu pionowym, jak i poziomym rozprzestrzenieniu. Wodonośność tych utworów jest zróżnicowana i na ogół niższa niż w dolinach rzecznych. W Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej miąższość osadów fluwioglacjalnych i aluwialnych nie przekracza 100 m, a miąższość warstwy wodonośnej dochodzi do 30 m.

Utwory fliszowe, jak się powszechnie uważa, mają tym lepsze zdolności gromadzenia i przewodzenia wody

im większy jest w nich udział piaskowców. Stopień zawodnienia osadów w osadach Karpat fliszowych jest uwarunkowany ilością i charakterem szczelin, a nie porowatością (Niedzielski, 1978; Oszczytko i in., 1981; Chowaniec i in., 1983). Pierwszy użytkowy poziom wodonośny jest związany ze strefą przypowierzchniową mocno zwietrzałą i spękaną, składającą się z odmiennych litologicznie skał różnego wieku. Strefa zawodniona tworzy nieciągły poziom wodonośny o różnicowanych cechach.

Rozpoznanie hydrogeologiczne fliszu Karpat zewnętrznych jest bardzo nierównomierne. Pod względem zasobności najbardziej perspektywiczne są: południowo-zachodnia część jednostki śląskiej, wschodnia część tej samej jednostki, zachodnia część jednostki skolskiej oraz jednostka magurska. Wydajność uzyskiwana z utworów fliszowych z pojedynczych otworów jest różna, do kilku rzadziej kilkunastu m³/h. Przeciętny współczynnik filtracji obliczony

na podstawie próbnych pompowań mieści się w granicach 10⁻⁷–10⁻⁵ m/s.

Specyfiką hydrogeologiczną Karpat jest współwystępowanie, w niektórych rejonach, wód zwykłych i mineralnych w strefie przypowierzchniowej lub na powierzchni terenu. Są to na ogół wody mineralne typu szczaw. Związane są one ze strefami zaburzeń tektonicznych powstałymi w różnych fazach orogenezy alpejskiej. Szczawy tworzą enklawy wśród innych wód mineralnych, głównie chlorkowych. Dwie z nich (Rymanów, Rabe) leżą w obrębie jednostki śląskiej. Główne ich zgrupowanie występuje jednak na obszarze płaszczowiny magurskiej. W jej obrębie wydziela się dwie strefy hydrochemiczne o różnej genezie szczaw. Środkowa obejmuje rejon doliny Popradu od Tylicza po Piwniczną. Wody tu występujące mają niską mineralizację (do kilku g/dm³) o dominacji jonów HCO₃, Ca i Mg. Strefa przejściowa leży na zewnątrz od centralnej. Wody typu szczaw występują tu w następujących rejonach: Szczawni-

Tab. 1. Parametry hydrogeologiczne odwiertów z udokumentowanymi wodami termalnymi

Table 1. Hydrogeological parameters of boreholes from documented thermal waters

Nazwa otworu Miejscowość	Głęb. otworu Wys. npm [m]	Charakterystyka piętra wodonośnego						Temperatura °C		Chemizm wód		Zatwierdzone zasoby m ³ /h
		Stratygrafia	Strop Spąg	Głęb. do zwierciadła wody		Wydaj. [m ³ /h] Depresja [m]	na wypl.	w złożu	Sum. skł. st. g/dm ³	Typ		
				ppt [m]	npm[m]							
Chochołów PIG-1 Chochołów	3572,0 778,0	T	3218,0 3572,0	+160,0	938,0	190,0 150,0	82		1,24	SO ₄ -Ca-Na	190,0	
Siwa Woda IG-1 D. Chochołowska	856,0 920,0	Tr, T	625,0 > 856,0	+ 55,0	975,0	3,95 55,0	20		0,426	HCO ₃ -SO ₄ -Mg-Na	4,0	
Furmanowa PIG-1 Furmanowa	2324,0 1010,0	Tr, J	2003,0 2324,0	105,0	905,0	96,0 27,5	60,5		0,58	HCO ₃ -Na-Ca	90,0	
Zakopane IG-1 Zakopane	3073,2 864,9	J	1550,0	+45,0	909,9	169,2 45,0	37		0,363	HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Mg-Na	50,0	
Zakopane 2 Zakopane	1113,0 871,2	Tr, T	1090,5 > 1113,0	+ 50,0	921,2	273,0 47,5	26		0,326	HCO ₃ -Ca-Mg	80,0	
Poronin PAN-1 Poronin	3003,0 741,0	T	1768,0 1917,0	+ 180,0	921,0	90,0 150,0	63		1,14	SO ₄ -HCO ₃ -Cl-Na-Ca	90,0	
BiałuDunajec PAN-1 Białe Dunajec	2394,0 685,0	Tr, T	2117,0 2394,0	+ 210,0	895,0	270,0 220,0	82		2,62	SO ₄ -Cl-Na-Ca	otwór chłonny	
Bańska IG-1 Białe Dunajec	5261,0 679,0	Tr, T	2565,0	+270,0	949,0	120,0 185,0	82		2,69	SO ₄ -Cl-Na-Ca	120,0	
Zazadnia IG-1 Małe Ciche	680,0 855,2	Tr	680,0 855,2	+90	945,2	29,6 60,0	22		0,19	HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Mg	25,1	
Bukowina Tatr. PIG/PNiG-1 BukowinaTatr.	3780,0 957,0	J, Cr	2390,0** 2605,0	43,0	914,0	60,0 83,0	67		1,49	SO ₄ -Cl-Ca-Na		
Ustroń IG-3 Ustroń	1837,5 413,0	D	1320,0 1736,0	125,0	288,0	6,0 5,0	21	53	138,7	Cl-Na-Ca	6,0	
Ustroń C-1 Ustroń	1700,0 355,0	D	1228,0 1688,0	61,0	294,0				112,13	Cl-Na-Ca	otwór chłonny	
Jaworze IG-1 Jaworze	1525,0 330,0	D	1175,0	125,0	205,0	0,9 375,0	23		108,15	Cl-Na-Ca	0,9	
Jaworze IG-2 Jaworze	1650,0 330,0	Tr-D	1242,0	179,0	151,0	4,0	32		145,86	Cl-Na-Ca	4,0	
Rabka IG-2 Rabka	1215,0 585,0	Tr	1185,0	+ 300,0	885,0	4,5	28		26,4	Cl-Na	4,5	
Poręba Wielka IG-1 Poręba Wielka	2002,5 521,0	Tr	1830,0	+ 520,0	1041,0	12,0	42		21,0	Cl-HCO ₃ -Na	12,00	
Bańska PGP-1 Bańska	3242,0 672,3	Tr, T	2731,0 3240,0	+ 261,0*	933,3	180,0 30,0	86		3,12	SO ₄ -Cl-Na-Ca	550,00	
Białe Dunajec PGP-2 Białe Dunajec	2450,0 682,7	Tr, T	2083,0 2450,0	+ 240,2*	922,9	175,0 247,0	86		2,7	SO ₄ -Cl-Na-Ca	otwór chłonny	

* wysokość zwierciadła o temp. 20°C, ** odcinek perforowany

ca, Szczawa i Wysowa. Wody tej strefy charakteryzują się wyższą mineralizacją (do 26 g/dm³) i są typu HCO₃-Na (Węclawik, 1991). W głębszych partiach utworów fliszowych, wody mineralne występują na obszarze całych Karpat. Są to najczęściej chlorkowe wody mineralne, które znane są ze wszystkich jednostek tektonicznych. Stwierdzić można ich zmienność terytorialną, zróżnicowaną zawartość makroskładników oraz zróżnicowaną ogólną mineralizację. Najwyższą średnią mineralizację mają wody chlorkowo-sodowe z jednostki skolskiej (ok. 50 g/dm³), najniższą wody typu Cl-HCO₃-Na z jednostki magurskiej (ok. 12 g/dm³). We wszystkich wodach chlorkowych spotkać można jod, brom, kwas metaborowy, a także metan. Wody chlorkowe obecne w utworach fliszowych są częściowo odnawialne. Genezę wód chlorkowych wiąże się ze współwystępowaniem i mieszaniami się wód infiltracyjnych, paleoinfiltracyjnych i sedimentacyjnych oraz wód metamorficznych uwolnionych w wyniku dehydratyzacji minerałów ilastych.

Warunki występowania wód termalnych w Karpatach

Wody termalne na obszarze Karpat, mogące mieć znaczenie gospodarcze oraz balneologiczne, zostały stwierdzone w niecce podhalańskiej, Ustroniu, Jaworzu, Soli, Rabce, Porębie Wielkiej, Rudawce Rymanowskiej i ostatnio w rejonie Wiśniowej koło Strzyżowa (Chowaniec, 1989; Chowaniec & Poprawa, 1985, 1998; Chowaniec i in., 1997a, 1997b; Dowgiałło, 1972; Jaromin i in., 1992a, 1992b; Karnkowski & Jastrząb, 1994; Kępińska, 1995, 1997; Małecka, 1981; Ostrowicka-Chrzastowska & Płonka, 1986; Sokołowski, 1985, 1992; Sokołowski, 1973). Wody termalne o mniejszym znaczeniu stwierdzono również w innych rejonach Karpat w następujących otworach (ryc. 1): Sucha Beskidzka IG-1, Potrójna IG-1, Skomielna Biała 1, Brzegi Dolne IG-1, Wetlina IG-2. Według dotychczasowego rozpoznania hydrogeologicznego największe zasoby wód termalnych występują w niecce podhalańskiej (Chowaniec i in., 1997a, 1999).

Wody termalne w niecce podhalańskiej

Wody termalne w niecce podhalańskiej wzbudzały zainteresowanie od połowy ubiegłego wieku, kiedy to Z. Zejszner odkrył w Jaszczurówce w 1844 r. źródło o temperaturze, która wówczas wynosiła 20,4°C. Jest to jedyny na obszarze całych Karpat polskich samoczynny wypływ wód termalnych (obecnie już nie istniejący).

Pierwsze wiercenie hydrogeologiczne o głęb. 150,3 m, usytuowane w Jaszczurówce w bezpośrednim sąsiedztwie źródła ciepłego, miało na celu uzyskanie wód termal-

nych o temperaturze wyższej, niż wody tego źródła (Sobol, 1959). Przy głęb. otworu 20,0 m uzyskano wodę o temp. 22,7°C (eocen numulitowy), jednak przy dalszym pogłębieniu otworu temperatura wody obniżyła się aż do 12°C wskutek dopływu szczelinami zimnych wód z potoku Olczyskiego.

Po raz pierwszy wody termalne uzyskano z otworu Zakopane IG-1 (36°C). W następnych latach kolejnymi wierceniami, w których stwierdzono wody termalne były: Siwa Woda IG-1 (20°C), Zakopane 2 (26°C), Bańska IG-1 (72°C), Zazadnia IG-1 (22°C), Furmanowa PIG-1 (42°C), Chochołów PIG-1 (70°C), Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1 (32°C), Biały Dunajec PAN-1 (49°C), Poronin PAN-1 (45°C). Powyższe wartości temperatury wody zostały zarejestrowane podczas badań bezpośrednio po wykonaniu wierceń.

Interesujących wyników na temat występowania i możliwości eksploatacyjnych wód termalnych niecki Podhala dostarczyły wykonane na przełomie 1996–1997 r. kompleksowe badania przeprowadzone w pięciu otworach wytypowanych przez Oddział Karpacki PIG oraz Geotermię Podhalańską SA (Chowaniec i in., 1997a). Podstawowe parametry hydrogeologiczne uzyskane w trakcie badań zestawiono w tab. 2.

Wykonane badania w trakcie testów hydrodynamicznych, określenie wieku wód, ich temperatury i składu jonowego pozwoliło na stwierdzenie szeregu prawidłowości rządzących wodami podziemnymi niecki artezyjskiej Podhala. Mimo różnic głębokości ujęć i zróżnicowanej odległości od obszaru zasilania, współczynniki filtracji wykazują zbliżony rząd wielkości, podobny jak w otworach zlokalizowanych na Antałówce (Chowaniec i in., 1997b).

Z porównania wydajności notowanych w czasie wiercenia otworów, z uzyskanymi podczas badań eksperymentalnych wynika, że nastąpiło 4–8 krotne zwiększenie wydatku. W otworze Biały Dunajec PAN-1 różnica ta jest znacznie wyższa, wydajność z 9 m³/h wzrosła do 270 m³/h. Celowość zabiegów kwasowania otworów ujawnia się równocześnie we wzroście temperatury wody na wypływie od kilkunastu do ponad 30°C (tab. 3).

W latach 1996–1997 Geotermia Podhalańska S.A. wykonała w obrębie niecki podhalańskiej na pograniczu Białego Dunajca i Szaflar dwa otwory. Jeden z nich, Bańska PGP-1 został usytuowany na N od otworu Bańska IG-1, drugi zaś, Biały Dunajec PGP-2 na SW od odwiertu Biały Dunajec PAN-1 (ryc. 1). W otworze PGP-2 uzyskano samowypływ 180 m³/h, przy depresji wynoszącej zaledwie 30 m, w otworze zaś Biały Dunajec PGP-2 — 175 m³/h (tab. 1, Chowaniec i in., 1999).

Tab. 2. Wyniki badań po kwasowaniu otworów

Table 2. Results of investigations after acid treatment of the boreholes

Nazwa otworu	Wysokość m n.p.m.	Głębokość [m]		Wydajność Q	Depresja	Wspł. filtracji	Wspł. przepuszczalności
		otworu	do naw. zw. wody				
Bańska IG-1	679	5261	2565	120	185,0	2,54 x 10 ⁻⁵	1214
Furmanowa PIG-1	1010	2324	2003	96	27,5	9,94 x 10 ⁻⁶	470
Chochołów PIG-1	778	3572	3218	190	150,0	6,49 x 10 ⁻⁶	307
Biały Dunajec PAN-1	685	2394	2117	270	220,0	1,94 x 10 ⁻⁵	911
Poronin PAN-1	741	3003	1768	90	150,0	8,88 x 10 ⁻⁵	4115

Hydrochemiczna charakterystyka wód termalnych niecki podhalańskiej

Do głównych czynników kształtujących właściwości fizyczno-chemiczne wód termalnych niecki podhalańskiej należą przede wszystkim warunki krążenia oraz litologia środowiska skalnego. Wody pochodzenia meteorycznego infiltrujące na terenie masywu tatrzańskiego, zgodnie z kierunkiem zapadania serii wodonośnych migrują ku północy, a następnie na skutek szczelnej bariery, jaką stanowią utwory pienińskiego pasa skałkowego, rozpluwają się wachlarzowato ku wschodowi i zachodowi poza granicę państwa (Chowaniec, 1989; Małecka, 1981; Małecka & Małecki, 1995). Tego rodzaju układ powoduje zróżnicowanie szybkości przepływu, która według Witczaka ([W:] Chowaniec i in., 1997a) jest rzędu kilkudziesięciu m/rok w południowej części niecki do zaledwie kilku m/rok w strefie przypienińskiej. Różnicuje się również czas kontaktu wody ze skałą, czego odbiciem jest chemizm wód. Na Antałówce ogólna mineralizacja nie przekracza 400 mg/dm³, a w najbardziej oddalonych od Tatr otworach wody należą już do słabo zmineralizowanych w granicach powyżej 1000 do ok. 3000 mg/dm³. Prowadzone w latach 1996–1997 badania wykazały niewielkie obniżenie się sumy rozpuszczonych składników stałych w pięciu analizowanych otworach. Największa różnica została zanotowana w otworze Bańska IG-1, gdzie parametry ten obniżył się z 3 g/dm³ do ok. 2,5–2,7 g/dm³. Bilans jonowy wód z otworów Bańska IG-1 i Biały Dunajec PAN-1 wskazuje, że zarówno w czasie eksploatacji, jak i testu pulsacyjno-interferencyjnego wody niezmiennie należały do typu siarczanowo-chlorkowo-sodowo-wapniowego (Chowaniec i in., 1997a, 1997b).

O spowolnieniu tempa przepływu wód od strefy szybkiej wymiany w południowym skrzydle niecki Podhala w kierunku osi maksymalnego jej obniżenia świadczy nie tylko wzrost mineralizacji, ale i konsekwentne obniżanie się udziału wodorowęglanów. Procentowy ich udział w bilansie jonowym ulega zmniejszeniu począwszy od Antałówki, poprzez Furmanową, Poronin do Chochołowa. Zarówno po pompowaniu indywidualnym, jak i zespołowym typ chemiczny wody w badanych otworach nie ulegał zmianie. Badania izotopowe wskazują na stosunkowo młody wiek wód w granicach 100–2000 lat, co świadczy o wysokiej intensywności ich wymiany w niecce podhalańskiej. Według Grabczaka i Zuberę ([W:] Chowaniec i in., 1997a) można przypuszczać, że najmłodsza woda występuje w otworze Furmanowa PIG-1, nieco starsza w Poroninie PAN-1, znacznie starsza w Chochołowie, a najstarsza w otworze Bańska IG-1. Jak widać wiek wód również potwierdza istnienie nie tylko pionowej ale i poziomej strefowości hydrochemicznej wód niecki artezyjskiej Podhala.

Tab. 3. Porównanie temperatury wód z okresu wiercenia i z lat 1996–1997

Table 3. Comparison of water temperatures from the period of drilling and during 1996–1997

Nazwa otworu	Temperatura na wypływie w °C		
	w czasie wiercenia (data)	po kwasowaniu przelom lat 1996–1997	Różnica
Furmanowa PIG-1	42,0 (1990)	60,5	18,5
Chochołów PIG-1	70,0 (1990)	82,0	12,0
Biały Dunajec PAN-1	49,0 (1989)	82,0	33,0
Poronin PAN-1	45,0 (1989)	63,0	18,0

Analizując przekrój przez nieckę podhalańską (Chowaniec & Poprawa, 1998, str. 773, ryc. 3) można wydzielić strefy ascensji wód podfliszowych poziomów wodonośnych oraz strefę przepływów ciągłych. Strefa ascensyjnego przepływu wód znajduje się na południu niecki w obrębie wschodni warstw zakopiańskich a na północy przy kontakcie z pienińskim pasem skałkowym w warstwach szaflarskich i zakopiańskich. Strefa przepływów ciągłych wód w podfliszowych poziomach wodonośnych znajduje się w środkowej części niecki zbudowanej na powierzchni z warstw chochołowskich.

Termika (niecka podhalańska)

Ważnym wskaźnikiem charakteryzującym środowisko skalne występowania wód podziemnych jest tzw. gradient geotermiczny, definiowany jako wielkość przyrostu temperatury przypadającej na jednostkę głębokości. Najczęściej przyjmuje się, że średnia wartość gradientu dla kuli ziemskiej wynosi ok. 3°C/100 m (Dowgiałło, 1972). Wielkość gradientu jest zróżnicowana dla różnych obszarów i uzależniona od strumienia cieplnego. Średnia wartość gradientu geotermicznego dla Karpat wynosi 2,35°C/100 m (Plewa, 1994). W rejonach występowania wód termalnych w Karpatach, obserwuje się jego podwyższone wartości (Ostrowicka-Chrzastowska & Płonka, 1986). Średni gradient geotermiczny dla niecki podhalańskiej i jej podłoża jest niższy w porównaniu z innymi rejonami w Karpatach i waha się w zakresie 1,9–2,1°C/100 m (Majorowicz, 1977; Plewa, 1994; Kępińska, 1997).

W 1988 r. szczegółową analizę gęstości powierzchniowego strumienia cieplnego dla otworów Zakopane IG-1, Bańska IG-1, Siwa Woda IG-1 i Maruszyna IG-1 wykonały Plewa, Chrzastowska i Sroka ([W:] Chowaniec, 1989).

W tabeli 4 zestawiono wartości średnie ważone gradientu temperatury w wymienionych powyżej czterech otworach. Wartości te kształtują się różnie w poszczególnych otworach w zależności od rodzaju przewierconych skał i przede wszystkim od dopływów wód, które wyraźnie zmniejszają wartość gradientu temperatury.

W otworze Zakopane IG-1 na krzywej temperatury można wydzielić 4 strefy zróżnicowane pod względem wartości gradientu:

1. Gradient 1,93°C/100 m odpowiada utworom łupkowym (warstwy zakopiańskie).
2. Gradient 0,68°C/100 m odpowiada strefie występowania eocenu węglanowego. Minimalny przyrost temperatury spowodowany jest przepływem wód przestrzennie pozarurową na głęb. 900–1180 m.
3. Gradient 2,27°C/100 m charakteryzuje skały z przewagą margli, ilowców, z udziałem piaskowców kwarcytowych. Na głęb. 1400–1650 m nie obserwuje się przyrostu temperatury, co może być spowodowane strefami stwierdzonych dopływów w głęb. 1404,8–1426 m i 1540–1620 m.

Tab. 4. Wartości gradientu temperatury w otworach

Table 4. Values of geothermal gradient in boreholes

Nazwa otworu	Wartość grad. T w °C/100 m
Zakopane IG-1	2,00
Bańska IG-1	2,64
Maruszyna IG-1	2,00
Siwa Woda IG-1	0,97

4. Gradient 1,9°C/100 m odpowiada strefie poniżej 1650 m. Stwierdzone 2 dopływy na głęb. 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 temperatury na krzywej co może być spowodowane zmianami w litologii, bądź przepływem wód z niższych poziomów. W podłożu podfliszowym można wydzielić 3 strefy o różnych wartościach gradientów (ryc. 2):

1. Gradient 1,43°C/100 m charakteryzuje strefę skał eocenu węglanowego i utworów triasowych w przedziale głębokości 2653–3135 m. W strefie tej w czasie wiercenia stwierdzono duże ucieczki płuczki i dopływów wód w trakcie wiercenia.

2. Gradient 2,39°C/100 m charakteryzuje strefę występowania przede wszystkim utworów kredowych. Obniżenie jego wartości na głęb. 3400–3550 m mogło nastąpić na skutek dopływu wód.

3. Gradient 1,82°C/100 m odpowiada strefie 4000–4800 m. Brak przyrostu temperatury w strefie 4330–4400 m odpowiada dopływowi wody stwierdzonej na głęb. 4323–4348 m.

W otworze Siwa Woda IG-1 do głęb. 640 m krzywa termiczna jest niemal linią prostą. Wartość gradientu temperatury w tej strefie wynosi 1,1°C/100 m. Poniżej tej głębokości na skutek dopływu wód, który był obserwowany w trakcie wiercenia wartość gradientu maleje do 0,6°C/100 m.

Uzyskane wartości gradientów temperatury oraz średnie wartości przewodności cieplnej pozwoliły określić gęstość powierzchniowego strumienia ciepłego dla otworów Zakopane IG-1, Bańska IG-1 i Maruszyna IG-1 (Tomaś [W:] Chowaniec, 1989; Chowaniec i in., 1999). Wynosi on dla otworu:

Zakopane IG-1	$q = 51,00 \text{ mWm}^{-2}$
Bańska IG-1	$q = 60,19 \text{ mWm}^{-2}$
Maruszyna IG-1	$q = 50,76 \text{ mWm}^{-2}$

Reasumując, uzyskane wartości q dla wymienionych otworów, charakteryzują się średnimi wartościami strumienia ciepłego na terenie Polski.

Również wartości średnie ciepła radiogenicznego skał w prezentowanych otworach (Tomaś [W:] Chowaniec, 1989; Chowaniec i in., 1999) nie odbiegają od średnich wartości w innych rejonach kraju. Średnie wartości ważone ciepła radiogenicznego wynoszą dla otworu:

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

Ilość ciepła radiogenicznego określono na podstawie wyników pomiarów zawartości U, Th i ^{40}K w badanych próbkach.

Wody termalne Karpat zewnętrznych

Na obszarze Karpat zewnętrznych wody termalne zostały stwierdzone w utworach fliszowych oraz w skałach podłoża (tab. 5; Chowaniec i in., 1999).

Wody termalne w utworach fliszowych stwierdzono i udokumentowano w otworach:

□ Sól 5 (temp. na wypływie 38°C, wydajność 18 m³/h, mineralizacja 42,57 g/dm³, otwór zlikwidowany) w miejscowości Sól koło Zwardonia (Ostrowicka, 1984),

□ Rabka IG-2 (temp. na wypływie 28°C) w Rabce,

□ Poręba Wielka IG-1 (temp. na wypływie 42°C) w Porębie Wielkiej.

Ponadto wody termalne zostały stwierdzone w innych otworach (obecnie zlikwidowane) wykonanych przez Przemysł Naftowy i PIG w następujących rejonach:

□ Sól — otwór Sól 1 (temp. na wypływie 24°C, mineralizacja 44,84 g/dm³),

□ Skomielna Biała — otwór Skomielna Biała 1 (temp. na wypływie 38°C, mineralizacja 11,15 g/dm³),

□ Ciężkowice (temp. na wypływie 32°C, mineralizacja 25,0 g/dm³),

□ Rudawka Rymanowska — otwór Rudawka Rymanowska 19 (temp. na wypływie 40°C, mineralizacja 6,67 g/dm³),

□ Lubatówka — otwory Lubatówka 12 i 14 (temp. na wypływie 23,5, 24,4°C, mineralizacja 19,3 i 18,19 g/dm³, wydajność 8,0 i 3,3 m³/h),

□ Polańczyk — otwór Polańczyk IG-1 (temp. na wypływie 21°C, mineralizacja 2,4 g/dm³, wydajność 0,4 m³/h),

□ Babica — otwór Babica 1 (temp. na wypływie 43°C, mineralizacja 9,4 g/dm³, wydajność 0,04 m³/h)

□ Brzegi Dolne — otwór Brzegi Dolne IG-1 (temp. 105°C w złożu na głęb. 4300,0 m, mineralizacja 121,4 g/dm³),

Tab. 5. Rejony występowania wód termalnych na tle jednostek geologicznych (odwierty z udokumentowanymi wodami termalnymi)

Table 5. Area of occurrence of thermal waters versus tectonic units (boreholes with documented thermal waters)

Jednostka tektoniczna	Wiek skał zbiornikowych	Miejsce występowania	Liczba otworów
Niecka podhalańska	eocen środkowy, mezozoik	Podhale	12
Podłoże jednostki magurskiej	miocen, karbon grn.	Potrójna	1
	miocen	Sucha	1
Jednostka magurska	eocen–oligocen	Sól	2
	kreda–paleocen; w-wy ropianiecki	Rabka	1
Jednostka magurska	kreda–paleocen; w-wy ropianiecki	Skomielna Biała	1
Jednostka grybowska	oligocen; w-wy krośnieńskie		
Jednostka grybowska	oligocen; w-wy krośnieńskie	Poręba Wielka	2
Podłoże jednostki śląskiej	dewon	Ustroń	5
	miocen, dewon	Jaworze	2
Jednostka śląska	oligocen; w-wy krośnieńskie	Lubatówka, Rudawka Rymanowska	2
	oligocen; w-wy krośnieńskie	Polańczyk	1
	eocen	Wetlina	1
Jednostka skolska	oligocen	Babica	1
	oligocen	Brzegi	1
	kreda–trzeciorzęd	Wiśniowa	1

□ Wetlina — otwór Wetlina IG-2 (temp. na wypływie 34°C, mineralizacja 56,0 g/dm³, wydajność 0,53 m³/h).

Ostatnio wody termalne o temp. 84°C na wypływie i mineralizacji ok. 7 g/dm³ nawiercono otworem Wiśniowa 1 w Wiśniowej koło Strzyżowa (Karnkowski & Jastrząb, 1994).

Wody termalne w podłożu Karpat zostały stwierdzone w następujących rejonach:

□ Ustroń — otwory Ustroń IG-3 (27,5°C), Ustroń 3a (32°C),

□ Jaworze — otwory Jaworze IG-1 (23°C), Jaworze IG-2 (32°C),

□ Sucha Beskidzka — otwór Sucha IG-1 (28°C), wydajność 0,56 m³/h,

□ Potrójna — otwór Potrójna IG-1 (22°C).

Podane temperatury mierzono na wypływie. Wody termalne w podłożu Karpat występują w utworach dewonu i miocenu (Michalik, 1978; Chowaniec & Solecki, 1996).

Pod względem hydrogeologicznym podłoże Karpat zostało najpełniej rozpoznane w rejonie Ustronia, gdzie wykonano w sumie pięć otworów przebijających utwory fliszowe. Ostatni z nich, otwór chłonny Ustroń C-1 odwiercony został na przełomie 1992/1993 roku (Chowaniec & Solecki, 1996). Dane z tego otworu potwierdziły, że w rejonie Ustronia utwory krystaliniku występują stosunkowo płytko pod powierzchnią terenu. Tworzą one tzw. grzbiet cieszyńsko-kęski, na którego północno-zachodnim skłonie jest położony Ustroń.

Podstawowym zadaniem prowadzonych prac było znalezienie i udokumentowanie stref chłonnych w węglanowych utworach dewonu. Utwory dewonu wykształcone w postaci wapieni i wapieni dolomitycznych szarych i ciemnoszarych, a nawet czarnych oraz dolomitów i margli szarych zostały przewiercone w głęb. 1210–1688 m. Najbardziej chłonne strefy w utworach dewonu określono na podstawie obserwacji ucieczek płuczki w otworze oraz wyników badań geofizycznych.

Badania wodochłonności dewońskiego poziomu wodonośnego w otworze C-1 wykonano po dowieńczeniu do końcowej głębokości, tzn. do 1700 m. W pierwszej fazie badań chłonność wynosiła zaledwie 0,76 m³/h, a współczynnik filtracji 4,32 x 10⁻⁹ m/s. Obliczenia współczynnika filtracji wykonano dla założenia, że miąższość warstwy wodonośnej wynosi 150 m. W związku z uzyskaniem niskich parametrów hydrogeologicznych w otworze przeprowadzono kwasowanie wraz ze szczelinowaniem. Zabieg kwasowania doprowadził do wzrostu chłonności do 129,0 m³/h przy ciśnieniu 20 bar na głowicy. Zwierciadło wody stabilizowało się ok. 61 m ppt.

Woda dewońskiego piętra wodonośnego nawiercona w otworze C-1 jest 11,24 % solanką chlorkowo-sodowo-wapniową, bromkową, jodkową, żelazistą, manganową, barową. Swym składem chemicznym i mineralizacją jest zbliżona do wód nawierconych w otworach Ustroń IG-3 i Ustroń 3A.

Wody termalne Karpat polskich charakteryzują się dużą zmiennością mineralizacji i składu chemicznego. Na terenie Karpat zewnętrznych mineralizacja wód termalnych jest znacznie wyższa od wód niecki podhalańskiej i wynosi od kilku do ponad stu g/dm³ z przewagą jonów Cl, HCO₃, Na, Ca.

Charakterystykę hydrochemiczną wód termalnych przedstawiono w tabeli 1.

Termika (Karpaty zewnętrzne)

Karpaty zewnętrzne charakteryzują się niewielkim rozpoznaniem termiki wód podziemnych, w związku z czym są ograniczone możliwości szczegółowej interpretacji. Dlatego też mapę rozkładu wartości powierzchniowego gradientu geotermicznego opracowano jedynie na podstawie 25. oznaczeń tego parametru. Na omawianym obszarze wartości te rozmieszczone są bardzo nierównomiernie. Zdecydowana ich część jest zlokalizowana w zachodniej części Karpat. Pomiarów termicznych w warunkach ustalonych wykonano na terenie Karpat więcej, lecz do wyznaczenia gradientu geotermicznego przyjmowano tylko termogramy nie budzące żadnych zastrzeżeń. Dla każdego otworu określono zwykle kilka wartości gradientu w różnych interwałach głębokościowych, a następnie obliczono jego średnią wartość. Stwierdzono interesującą prawidłowość wzrostu gradientu geotermicznego od pewnej głębokości. Dla całego obszaru Karpat polskich średnia głębokość, od której gradient przyrasta wynosi 1700 m (Tomaś [W:] Chowaniec i in., 1999). Powyżej tej głębokości średni gradient geotermiczny wynosi 1,93°C/100 m, poniżej 2,63°C/100 m. W platformowym podłożu Karpat średnia wartość gradientu geotermicznego wynosi 2,36°C/100 m (ryc. 1).

Podsumowanie

Z przedstawionych powyżej danych wynika, że najlepsze warunki uzyskania wód termalnych istnieją w obrębie niecki podhalańskiej ze względu na: korzystne budowę geologiczną, wysoką temperaturę (do 86°C na wypływie), niską mineralizację (do 3 g/dm³), wysoką wydajność (nawet ponad 200 m³/h z pojedynczego ujęcia), odnawialność złoża i łatwą dostępność terenu.

Dobre warunki występowania wód termalnych (wysoko zmineralizowane solanki) istnieją także w zachodniej części Karpat (Ustroń, Jaworze), gdzie wody te związane są z utworami podłoża (spękane i skrasowiałe dolomity i wapień dewońskie). Perspektywicznym poziomem wodonośnym dla uzyskania wód termalnych w tym rejonie są także zlepieńce dębowieckie miocenu.

Wody termalne w utworach fliszowych Karpat zewnętrznych są rozpoznane punktowo. Na podstawie dotychczasowych badań można stwierdzić, że flisz zewnętrzno-karpacki jest mało perspektywicznym kolektorem dla uzyskania wód termalnych w znaczących ilościach i stosunkowo niskiej mineralizacji. Najkorzystniejsze pod tym względem warunki występują w rejonie Poręby Wielkiej i Soli. W Porębie Wielkiej z pojedynczego ujęcia uzyskano maksymalnie 12,1 m³/h wody o mineralizacji 21,8 g/dm³ i temp. 42°C na wypływie zaś w Soli ze stosunkowo niewielkiej głęb. (do ok. 1000 m) — 18 m³/h wody o temp. 38°C i mineralizacji 42,57 g/dm³. Na obszarze Karpat zewnętrznych udokumentowane zasoby wód termalnych występują również w rejonie Rabki. Z otworu Rabka IG-2 uzyskano 4,5 m³/h wody o mineralizacji 26,39 g/dm³ i temp. 28°C na wypływie. Na pozostałym obszarze Karpat zewnętrznych, wody termalne zostały stwierdzone otworami naftowymi wykonanymi dla poszukiwań ropy naftowej i gazu ziemnego. Ilość tych wód nie jest dokładnie określona, a prawie wszystkie otwory zostały zlikwidowane. Jednak pewne perspektywy dla eksploatacji i wykorzystania wód termalnych stwarzają rejon

(ryc. 1): Ciężkowic, Wiśniowej–Babic, Rudawki Ryma-
nowskiej–Lubatówki–Wetliny.

Reasumując, na terenie Karpat polskich istnieje obecnie 18 odwiertów z wodami termalnymi (tab. 1), które można wykorzystywać do celów eksploatacyjnych. Z wymienionych otworów, 12 jest położonych na terenie niecki podhalańskiej, a pozostałe 6 na obszarze Karpat zewnętrznych. Spośród 18 otworów obecnie jest czynnych 9 otworów: Bańska IG-1, Bańska PGP-1, Biały Dunajec PAN-1, Biały Dunajec PGP-2, Zakopane IG-1, Zakopane 2, Ustroń IG-3, Ustroń 3a, Ustroń C-1.

Rejonami perspektywicznymi w celu uzyskania i wyko-
rzystania wód termalnych, poza niecką podhalańską, są: Ustroń–Jaworze, Sól–Sucha Beskidzka–Poręba Wiel-
ka–Rabka, Wiśniowa–Babica, Ciężkowice, Rudawka Ryma-
nowska–Lubatówka–Wetlina (ryc. 1).

Należy podkreślić, że z uwagi na skomplikowaną
budowę geologiczną, możliwości uzyskania znacznych
ilości wód termalnych na terenie Karpat zewnętrznych są
ograniczone.

Niniejszy artykuł opracowano na podstawie wyników pracy
planowej (pl. 6.20.8201.00.0) pod tytułem *Monografia wód geo-
termalnych Karpat* wykonanej w latach 1997–1999 w PIG OK w
Krakowie.

Literatura

- BIRKENMAJER K. 1986 — Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego. *Prz. Geol.*, 34: 293–304.
- CHOWANIEC J. 1989 — Hydrogeologiczne warunki zasilania i przepływu wód podziemnych w utworach trzeciorzędowych Podhala między Zakopanem a Białym Dunajcem (Ph.D. Thesis). CAG Oddz. Karpacki.
- CHOWANIEC J., DŁUGOSZ P., DROZDOWSKI B., NAGY S., POPRAWA D., WITCZAK S. & WITEK K. 1997a — Dokumentacja hydrogeologiczna zasobów wód termalnych niecki podhalańskiej. CAG OK/406/2779.
- CHOWANIEC J., MAŁECKA D. & POPRAWA D. 1997b — Wycieczka B-1 68 Zj. Pol. Tow. Geol. Zakopane, 2–4 październik 1997: 141–164.
- CHOWANIEC J., POPRAWA D. & WITEK K. 1999 — Monografia wód termalnych Karpat. CAG Państw. Inst. Geol.
- CHOWANIEC J. & POPRAWA D. 1985 — Selected problems of hydrogeology of Podhale. *Proceeding reports of the XIII-th Congress of KBGA. Part. II. Poland, Cracov: 401–406.*
- CHOWANIEC J. & POPRAWA D. 1998 — Thermal waters of the Polish part of the Carpathians. *Prz. Geol.*, 46: 770–774.
- CHOWANIEC J., OSZCZYPKO N. & WITEK K. 1983 — Hydrogeologiczne cechy warstw krośnieńskich w centralnej depresji karpackiej. *Kwart. Geol.*, 27: 797–810.
- CHOWANIEC J., POPRAWA D. & WITEK K. 1996 — Kotlina Orawsko-Nowotarska jako perspektywiczny zbiornik wód zwykłych w deficytowym regionie Karpat. *Prz. Geol.*, 44: 61–64.
- CHOWANIEC J. & SOLECKI T. 1996 — Odwiert chłonny C-1 dla uzdrowiska w Ustroniu. Wycieczka C.3. *Przew. 67 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Szczyrk 6–9 czerwiec 1996: 157–162.*
- DŁUGOSZ P. & NAGY S. 1995 — Determination of hydrodynamic parameters of the Podhale geothermal reservoir. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth. Sc.*, 43: 225–242.
- DOWGIAŁŁO J. 1972 — Występowanie i perspektywy dalszego wykorzystania wód termalnych w Polsce. *Balneol. Pol.*, 17: 193–199.
- GOŁĄB J. 1959 — Zarys stosunków geologicznych zachodniego Podhala. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 225–239.
- JANKOWSKI J., NEY R. & PRAUS O. 1982 — Czy pod całym łukiem północno-wschodnich Karpat istnieją głębokie wody termalne? *Prz. Geol.*, 30: 165–169.
- JAROMIN A., KĘPIŃSKA B., NAGEL J., SOKOŁOWSKI J. & WIECZOREK J. 1992a — Dokumentacja geosynoptyczna otworu geotermalnego Biały Dunajec PAN-1. *Geosynoptyka i Geotermia*, 2.
- JAROMIN A., KĘPIŃSKA B., NAGEL J., SOKOŁOWSKI J. & WIECZOREK J. 1992b — Dokumentacja geosynoptyczna otworu geotermalnego Poronin PAN-1. *Geosynoptyka i Geotermia*, 3.
- KARNKOWSKI P. & JASTRZĄB M. 1994 — Wody geotermalne w depresji strzyżowskiej Karpat. *Prz. Geol.*, 42: 121–123.
- KĘPIŃSKA B. 1995 — Temperatura głównego poziomu wodonośnego pola geotermalnego Podhala. *Tech. Poszuk. Geol. Geosynoptyka i Geotermia*, 6: 3–14.
- KĘPIŃSKA B. 1997 — Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. *Studia, Rozprawy, Monografie*, 48 Wyd. CPPGSMiE PAN.
- KOLAGO C. 1983 — Nowa wersja podziału hydrogeologicznego Polski. *Kwart. Geol.*, 27: 365–372.
- KOTAŃSKI Z. 1979 — Pozycja Tatr w obrębie Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.*, 27: 359–369.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa Geologiczna Polski. T. 4, Tektonika, cz. 3, Karpaty, Wyd. Geol.
- MAJOROWICZ J. 1977 — Analiza pola geotermicznego Polski na tle Europy ze szczególnym uwzględnieniem zagadnień tektonicznych i hydrogeotermalnych. *Prz. Geol.*, 25: 135–143.
- MALINOWSKI J. (red.) 1991 — Budowa geologiczna Polski. T. 7, Hydrogeologia. Wyd. Geol.
- MAŁECKA D. 1981 — Hydrogeologia Podhala. *Ser. Spec.*, 14. Wyd. Geol.
- MAŁECKA D. & MAŁECKI J. 1995 — Fizyczno-chemiczna charakterystyka wód termalnych Antołówki w świetle badań stacjonarnych. [W:] *Współ. Probl. Hydrogeol.*, 7: 299–315.
- MARSZCZEK T. & PŁOCHNIEWSKI Z. 1989 — Wody geotermalne Polski. Stan rozpoznania. Potrzeba i kierunki dalszych badań. *Tech. Poszuk. Geol. Geosynoptyka i Geotermia*, 189: 43–47.
- MASTELLA L. 1975 — Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45: 361–401.
- MICHALIK A. 1978 — Pionowa strefowość wód chlorkowych (solanek) w rejonie Ustronia. *Biul. Inst. Geol.*, 312: 5–25.
- NIEDZIELSKI H. 1978 — Warunki hydrogeologiczne fliszu karpackiego w świetle badań geologiczno-inżynierskich. *Bud. Wod. i Inż. Sanit.*, 27.
- OSTROWICKA H. 1984 — Wody mineralne Soli. *Spraw. Pos. Kom. Nauk. PAN*, 26: 147–148.
- OSTROWICKA-CHRZAŚTOWSKA H. & PŁONKA A. 1986 — Wody termalne Karpat polskich. *Zesz. Nauk. AGH Geol. Kwart.*, 12: 5–23.
- OSZCZYPKO N., CHOWANIEC J. & KONCEWICZ A. 1981 — Wodonośność piaskowców magurskich w świetle badań wodochłonności. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 51: 273–302.
- PACZYŃSKI B. (red.) 1995 — Atlas hydrogeologiczny Polski 1 : 500 000. Część II. Zasoby, jakość i ochrona zwykłych wód podziemnych. Państw. Inst. Geol.
- PLEWA S. 1994 — Parametry geotermalne na obszarze Polski. *Wyd. CPPGSMiE PAN.*
- PŁOCHNIEWSKI Z. & STACHOWIAK J. 1977 — Ocena możliwości wykorzystania oraz program poszukiwań wód termalnych jako surowca balneologicznego i energetycznego w Polsce. *Kwart. Geol.*, 21: 365–366.
- POMIANOWSKI P. 1988 — Anomalie termiczne nad strefą kontaktową pienińskiego pasa skałkowego z fliszem podhalańskim. *Prz. Geol.*, 36: 94–97.
- SOBOL H. 1959 — Badania stosunków wodnych i zjawisk krasowych na terenie cieplicy w Jaszczurówce. *Speleologia*, 1: 13–26.
- SOKOŁOWSKI J. 1985 — Warunki występowania wód termalnych w niecce podhalańskiej. *Konferencja na temat: Ocena możliwości eksploatacji wód termalnych w niecce podhalańskiej, Zakopane 21.08.1985.* AGH: 25–46.
- SOKOŁOWSKI J. 1992 — Dokumentacja geosynoptyczna otworu geotermalnego Bańska IG-1. *Geosynoptyka i Geotermia*, 1. Wyd. CPPGSMiE PAN.
- SOKOŁOWSKI S. 1973 — Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. *Biul. Inst. Geol.*, 265: 5–74.
- WATYCHA L. 1959 — Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, 7: 350–356.
- WĘCŁAWIK S. 1991 — Kompleksowa metodyka badań ochrony surowców balneologicznych przed oddziaływaniem przemysłu. *Studia i Rozprawy*, 11. Wyd. CPPGSMiE PAN.
- WIECZOREK J. 1989 — Model Hecho dla fliszu podhalańskiego? *Prz. Geol.*, 37: 99–101.
- ZEJSZNER L. 1844 — O temperaturze źródeł tatrowych i pasm przyległych. *Bibl. Warsz.*: 257–281.
- ZIEMOŃSKA Z. 1973 — Stosunki wodne w polskich Karpatkach Zachodnich. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 103.