acta
geologica
polonica

Vol. 26, No. 4 Warszawa 1976

JAN DOWGIAŁŁO

Wody termalne Sudetów

THE SUDETES THERMAL WATERS

STRESZCZENIE: Analiza warunków hydrogeologicznych występowania sudeckich wód termalnych, a także ich skład chemiczny, gazowy i izotopowy wykazują jednoznacznie ich infiltracyjne pochodzenie. W oparciu o zawartość ^{14}C wiek niektórych wód może być określony na wczesny holocen, lub nawet na późny plejstocen, co pośrednio potwierdza podwyższona zawartość radiogenicznego helu. W oparciu o hydrogeotermometr krzemionkowy można stwierdzić, że jedynie w Cieplicach, a być może i w Czerniawie (wody chłodne) temperatura osiągnięta przez wody w trakcie ich obiegu podziemnego przekroczyła 100°C. Strefami perspektywicznymi dla poszukiwań wód termalnych są: granit Karkonoszy wraz z okrywą, Góry Bystrzyckie i Orlickie, granit Kudowy, Góry Złote, masyw Śnieżnika oraz Hruby Jesenik, a być może także niektóre obszary bloku przedsudeckiego.

WSTĘP

Wzrastające zapotrzebowanie na energię powoduje, że w coraz większym stopniu zwraca się uwagę na jej źródła i nośniki, inne od konwencjonalnych. W rozważaniach dotyczących wykorzystania ciepła Ziemi coraz częściej bierze się pod uwagę wody termalne o temperaturach znacznie niższych od 100° C. Już bowiem wody o temperaturze 30° C mogą stanowić czynnik ogrzewania mieszkań, czy cieplarń, a także mogą być wykorzystywane do niektórych procesów technologicznych, wymagających nieco podwyższonych temperatur. Dzięki zastąpieniu przez wody termalne paliw konwencjonalnych uzyskiwać można nie tylko oszczędności węgla, gazu ziemnego i ropy, ale także zmniejszyć zanieczyszczenia powietrza. Natomiast zastosowanie dwufazowych układów termodynamicznych pozwala wykorzystywać do napędu turbin elektrycznych nawet wody o temperaturze niewiele przekraczającej 40°C (Pestina & al. 1970).

Wobec tak szerokich perspektyw energetycznego wykorzystania wód termalnych, na dalszy plan schodzi ich tradycyjne stosowanie jedynie do celów leczniczych, szczególnie wobec faktu, że istniejące i mające powstać ośrodki uzdrowiskowe mogą do tych celów zużytkować tylko bardzo niewielką część zasobów. Zużycie to może jednak zostać znacznie zwiększone przez wprowadzenie ogrzewania pomieszczeń sanatoryjnych i mieszkalnych przy pomocy wód termalnych, a także przez ich wykorzystanie w basenach rekreacyjnych.

Szczególne znaczenie z punktu widzenia zastosowań energetycznych mają wody termalne występujące w utworach krystalicznych. Są one z reguły znacznie słabiej zmineralizowane od wód występujących w skałach osadowych, dzięki czemu mogą być użytkowane bez wymienników ciepła. Dlatego też w ramach programu mającego na celu szczegółowe opracowanie warunków występowania i możliwości eksploatacji wód termalnych w Polsce na pierwszy plan wysuwają się Sudety. Obecne tutaj w utworach krystalicznych wody termalne znajdują się w szczególnie korzystnych warunkach umożliwiających ich wykorzystanie, a ich dotychczas nie w pełni rozpoznane zasoby są prawdopodobnie znaczne.

W pracy niniejszej omówiono wszystkie znane dotąd wystąpienia wód termalnych na terenie Sudetów. Charakterystykę wód znajdujących się na obszarze Czechosłowacji oparto na danych z literatury oraz na informacjach i materiałach archiwalnych udostępnionych łaskawie autorowi przez inż. Jaromira Valę z Pragi i dr Jaroslava Dvořaka z Františkovych Lazni. W odniesieniu do polskiej części Sudetów, poza danymi z literatury i wynikami własnych obserwacji i pomiarów, autor wykorzystał także niektóre nie publikowane materiały Biura Projektów i Usług Technicznych Branży Uzdrowiskowej „Balneoprojekt" w Warszawie, opracowane przez dr J. Fistka, mgr S. Iwanowskiego, mgr Z. Szarszewską i mgr H. Tęsiorowską przy współudziale autora jako weryfikatora oraz przez dr A. Jarocką. Wiele informacji dostarczyli oraz udzielili autorowi pomocy w terenie mgr M. Ciężkowski oraz mgr W. Fortuna. Wszystkim tym osobom, z którymi ponadto dyskutowałem szereg poruszonych w pracy problemów, składam serdeczne podziękowanie. Dziękuję również dr J. Głazkowi za dyskusję nad niektórymi problemami dotyczącymi kenozoicznych procesów hydrotermalnych w regionie sudeckim.

W końcowej części pracy starano się przedstawić, w oparciu o analizę warunków występowania wód termalnych w Sudetach oraz o wyniki badań geochemicznych i izotopowych, możliwości dalszego zwiększenia zasobów eksploatacyjnych tych wód i zarysować kierunki ich poszukiwań. Autor wyraża nadzieję, że będzie to pomocne przy sporządzaniu programu prac poszukiwawczych, a rezultaty poszukiwań uczynią przynajmniej z niektórych części Sudetów regiony, w których energia geotermiczna zastąpi paliwa konwencjonalne i przyczyni się do ograniczenia zanieczyszczeń powietrza nad osiedlami i ośrodkami miejskimi.

WARUNKI WYSTĘPOWANIA I SKŁAD CHEMICZNY SUDECKICH WÓD TERMALNYCH

Znane dotychczas wystąpienia wód termalnych [1] na obszarze Sudetów zachodnich ograniczają się do bloku Karkonoszy, gdzie eksploatowane są w uzdrowiskach Cieplice i Janské Lazné. Na obszarze Sudetów Środkowych wody termalne znane są z Lądka-Zdroju, gdzie wykorzystywane są w lecznictwie. Wody lecznicze Dusznik-Zdroju nie osiągają wprawdzie temperatury 20°C, ale są zdecydowanie cieplejsze od innych szczaw tego regionu. W ostatnich latach nawiercono także wody termalne w czeskiej części Sudetów Środkowych (Batňovice). W krystalicznej partii Sudetów Wschodnich wystąpienia wód termalnych znane są z Velkych Losin i Bludova (fig. 1). Zarówno Cieplice jak i Lądek, a także niektóre inne z wy-

[1] Zgodnie z przyjętymi w Polsce normami, za wodę termalną uważa się wodę podziemną, której temperatura na wypływie z ujęcia wynosi co najmniej 20°C

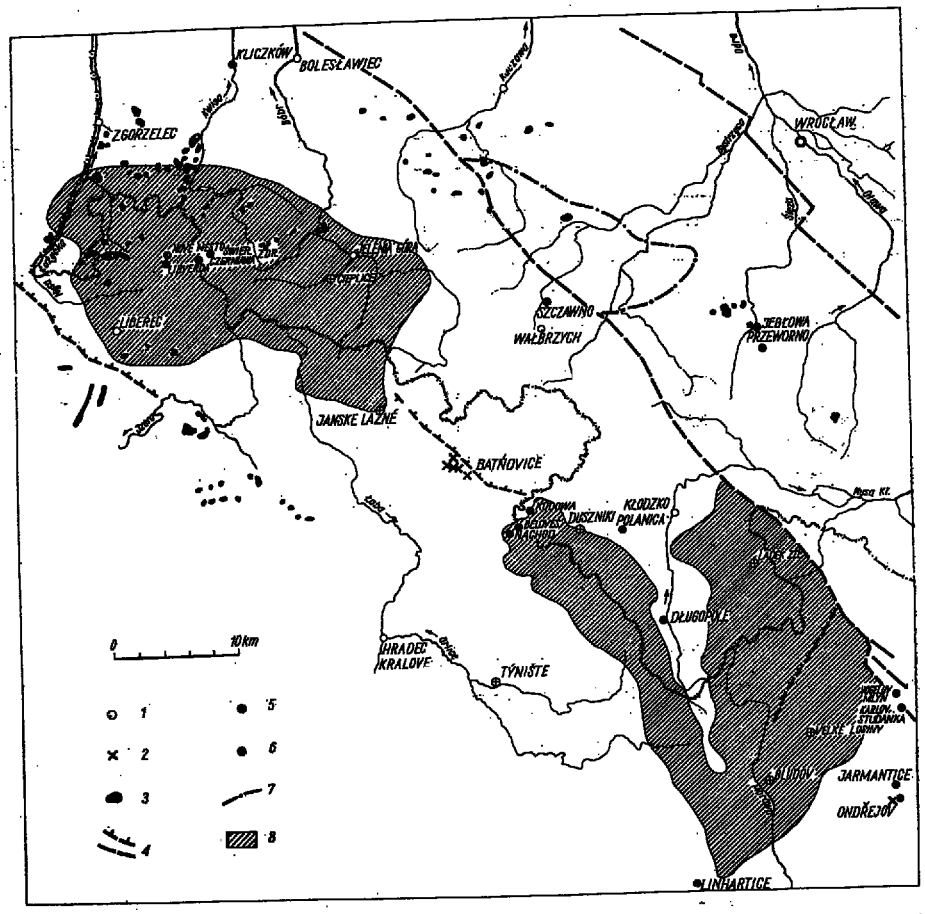

Fig. 1. Występowanie wód termalnych w Sudetach (Distribution of thermal waters in the Sudetes)

1 — Wypływy wód termalnych ze źródeł i otworów wiertniczych (Outflows of thermal waters in springs and boreholes), 2 — punkty pomiaru strumienia cieplnego Ziemi (heat flow measurement points), 3 — bazalty kenozoiczne (Cenozoic basalts), 4 — ważniejsze uskoki i nasunięcia (major faults and overthrusts), 5 — punkty występowania szczaw (carbonated waters), 6 — punkty w których znane są utwory związane z kenozoicznymi procesami hydrotermalnymi (points of known occurrence of sediments connected wih Cenozoic hydrothermal processes), 7 — granice masywu granitowego Strzegom-Sobótka (limits of the Strzegom-Sobótka granitic massif), 8 — obszary perspektywiczne dla poszukiwania słabo mineralizowanych wód termalnych (perspective areas for search for slightly mineralized thermal waters)

mienionych tu miejscowości znane były dzięki występowaniu wód leczniczych już w średniowieczu, osiągając największy rozkwit jako uzdrowiska w końcu XIX i na początku XX wieku.

CIEPLICE

Cieplice Śląskie-Zdrój leżą w kotlinie jeleniogórskiej na północ od głównego pasma Karkonoszy i na wschód od Gór Izerskich, na rzędnej około 340 m n.p.m. Wody termalne występują tutaj w obrębie szczelinowatego granitu Karkonoszy, któ-

Tabela

Wybrane analizy chemiczne sudeckich wód termalnych (Selected

Miejscowość		Cieplice			Jańskie Łaźne		Duszniki	
Nazwa ujęcia	Basen Damski	Sobieski		Odwiert C-2	Terma		Pieniawa Chopina	
Temp. wody	44°C	23°C		62°C	28°C		18°C	
Rok analizy	1968	1968		1972	1940		1968	
	mg/l % mval	mg/l	% mval	mg/l	% mval	mg/l	% mval	mg/l	% mval
Kationy Na^+	167,5 91,9	100,0	53,8	160,0	92,1	14,0	15,9	160,0	25,7
K^+	4,9 1,7	34,5	10,9	4,1	1,3	2,4	1,6	90,0	8,5
Li^+								o	
NH_4^+	0,8 0,5	0,4	0,3	0,8	0,5			-	
Ca^{2+}	8,6 5,4	46,6	28,7	8,5	5,6	54,0	70,5	250,7	46,2
Mg^{2+}		6,3	6,3	0,5	0,5	5,5	11,9	59,2	18,0
Sr^{2+}				o					
Ba^{2+}				-					
Fe^{2+}		0,1	0,0	0,2		0,1	0,1	11,1	1,5
Al^{3+}									
Ni^{2+}									
Mn^{2+}	-	0,3	0,1	-		0,01		1,0	0,2
	100,0		100,0		100,0		99,9		100,0
Aniony Cl^-	51,9 18,4	64,9	22,7	43,7	16,4	2,0	1,5	10,5	1,1
Br^-	-	-		-				-	
J^-	-	-		-				-	
F^-	11,0 7,3	2,0	1,4	10,0	7,1				
SO_4^{2-}	162,6 42,8	107,8	27,7	153,6	42,7	9,4	5,1	90,7	7,0
HCO_3	140,3 29,0	238,0	48,3	143,1	31,2	217,8	93,4	1520,6	92,0
CO_3^{2-}	-	-		6,0	2,7				
OH^-									
HS^-									
$S_2O_3^{2-}$									
NO_2^-	-	+		-				-	
NO_3^-	-	+		-				-	
HPO_4^{2-}	2,5								0,0
$HASO_4^{2-}$	6,0							0,2	
H_2SiO_3	88,2	53,0		109,2		22,0		59,8	
HBO_2				o					
Suma składników stałych	642,3 100,0	653,8	100,0	639,5	100,0	335,1	100,0	2253,7	100,0
Rn w Ci/l									
H_2S +HS									
CO_2 mg/l						7,92		1600	
pH	8,1	7,0		8,25		6,44		6,2	

rego wiek określony został metodą potasowo-argonową na 304 mln lat, a rubidowo-strontową na 292 mln lat (Przewłocki & al. 1962). Granit pokryty jest kilkumetrową warstwą utworów czwartorzędowych. Supponowane i częściowo potwierdzone badaniami geofizycznymi uskoki o kierunkach NW-SE i NE-SW (Iwanowski — materiały niepublikowane) zdają się być głównymi kierunkami cyrkulacji wód termalnych

(Table) 1
chemical analyses of the Sudetic thermal waters)

Batňovice				Lądek				Velke Losiny		Bludov	
Odwiert Ba-1		Wojciech		Jerzy		Odwiert L-2		Eliška		Basenovy Pramen	
31°C		29°C		28°C		45°C		28°C		26°C	
1967						1973		1963		1957	
mg/l	% mval	mg/l	% mval	mg/l	% mval	mg/l	% mval	mg/l	% mval	mg/l	% mval
290,0	95,0	45,5	89,6	40,0	85,2	50,0	88,9	78,9	95,5	142,0	85,1
		0,8	0,9	1,0	1,0	1,0	0,8	1,3	0,9	2,1	0,7
								0,1	0,5	0,1	0,2
		–		–		0,5	1,2				
	4,0	3,9	8,6	5,3	12,8	3,2	6,6	1,8	2,6	17,7	12,2
	1,0	0,2	0,9	0,2	1,0	0,2	0,8	0,2	0,5	0,9	1,0
										1,2	0,4
		0,03	0,0	0,04	0,0	1,2	1,6	0,01		0,03	0,01
										0,04	0,06
		–		–		–					
	100,0		100,0		100,0		100,0		100,0		99,7
7520,0	60,5	7,9	9,9	7,0	9,7	8,1	8,5	15,1	11,9	102,3	38,5
		–		–		–					
		–		–		–					
		9,5	22,5	8,5	21,8	10,0	21,7	5,1	7,4	6,0	4,4
		19,2	18,0	14,7	15,1	14,1	11,9	39,3	22,8	156,6	49,9
3040,0	31,5	42,7	31,5	36,6	29,1	84,7	57,0			45,2	10,2
	8,0	12,0	18,0	15,0	24,3			55,4	51,5		
								1,6	2,6		
								3,2	2,7	0,5	0,2
								2,3	1,1		
		–		–		–					
		–		–		–					
		+								0,7	0,2
70,0		45,5		39,0		39,0		83,2		50,8	
22,200,0	100,0	187,2	100,0	169,3	100,0	212,0	100,0	287,5	100,0	526,1	99,1
		4,58		22,5		4,55		3,27		13,8	
		0,93		1,15		2,89					
		8,5		8,5		6,19		9,75		7,6	

Strefy zasilania mogą znajdować się na północnych stokach pasma Karkonoszy (Dowgiałło 1973) lub w Górach Izerskich na zachód od Cieplic (Fistek & Tęsiorowska 1973). Zarówno infiltracja, jak i krążenie podziemne ograniczone są do utworów krystalicznych.

Wody termalne eksploatowane były do niedawna z szesciu ujęć, których wza-

jemne odległości nie przekraczają kilkudziesięciu metrów. Każde z ujęć zasilane jest przez jeden lub kilka wypływów szczelinowych. W kilku przypadkach ujęcia pogłębiono otworami wiertniczymi, z których najgłębszy osiągnął 166 m („Marysieńka"). W latach 1971—1972 wykonano w Cieplicach dwa głębsze otwory wiertnicze (Cieplice *1* — 661 m, Cieplice *2* — 750 m) zlokalizowane w odległości kilkuset metrów od źródeł. Dostarczają one samowypływem znacznych ilości wody termalnej, przy czym wydajność otworu Cieplice *2* przekraczająca 50 m³/godz. jest ponad 5-krotnie wyższa od łącznej wydajności źródeł, wynoszącej około 10 m³/godz. Mierzone na zamkniętej głowicy ciśnienie w otworze Cieplice *1* wynosi 1,3 atm, a w otworze Cieplice *2* około 2,5 atm. Temperatury mierzone na dnie otworów wynoszą odpowiednio 55,5°C i 68°C. Eksploatacja odwiertów powoduje zmniejszenie się wydajności źródeł, co wskazuje, że system szczelin wodonośnych stanowi w znacznym stopniu jeden układ hydrauliczny.

Mineralizacja cieplickich wód termalnych wynosi 600—700 mg/l, wyjątkowo tylko dochodząc do 1000 mg/l (źródło „Sobieski"). Wody są typu SO_4-(HCO_3+CO_3)-Na z wyjątkiem źródła „Sobieski" dostarczającego wody typu Cl-(HCO_3+CO_3)-Na (tab. 1). Wszystkie wody termalne charakteryzują się znaczną zawartością H_2SiO_3, niekiedy przekraczającą 100 mg/l i jonu fluorkowego (do 12 mg/l). Radoczynność α rzadko przekracza 3 mCi/l. W składzie gazowym wód zdecydowanie przeważa azot, na drugim miejscu znajduje się CO_2 (tab. 2).

Temperatury wód ze źródeł zamykają się w granicach 22—43,5° C, natomiast najwyższa temperatura zmierzona na wypływie odwiertu Cieplice *2* wynosiła 63,3°C. Temperatury najcieplejszych wód ze źródeł „Basenowe Męskie" i „Basenowe Damskie" są raczej stałe, wahając się w bardzo niewielkich granicach w porównaniu z temperaturami wód chłodniejszych i zdają się nie zależeć od czynników meteorologicznych. Również wahania wydajności wykazują niewielką amplitudę (Dowgiałło & Kuflikowska 1972), jakkolwiek źródła „Basenowe" wykazują wieloletnią tendencję spadku wydajności (Dowgiałło & Leśniak — w druku).

JANSKÉ LÁZNĚ

Wody termalne Jańskich Łazni występują na południowych zboczach Karkonoszy w dolinie Upy u podnóża Czarnej Góry (1300 m n.p.m.) na rzędnej około 670 m n.p.m. Krążenie wód termalnych związane jest z systemem krzyżujących się uskoków o kierunkach WNW-ESE i ENE-WSE przecinających prekambryjską serię fyllitową południowej okrywy granitu Karkonoszy. Obszar infiltracji stanowić mają granitognejsy budujące Czarną Górę (Hynie 1963).

Wydajność pierwotna źródeł wody termalnej („Januv") wynosiła około 9 m³/godz. Dzięki wykonaniu odwiertu do głębokości kilkudziesięciu metrów uzyskano z wapieni krystalicznych przewarstwiających fyllity dodatkowe ilości wody, zwiększając wydajność ujęcia do około 60 m³/godz. Wzrost temperatury wody był jednakże bardzo niewielki i zamyka się w granicach kilku dziesiątych stopnia. Temperatura wody nie przekracza 30°C i według różnych danych waha się w granicach 26,6—29,6°C.

Z nielicznych istniejących materiałów analitycznych wnioskować można, że ogólna mineralizacja wody jest stosunkowo stała i wynosi około 330 mg/l, przy czym jest to woda typu Ca-HCO_3, charakteryzująca się niewielką zawartością wolnego CO_2 (8 mg/l).

DUSZNIKI

Występowanie źródeł szczaw w Dusznikach notowano już w 1408 roku. Obecnie wody te o mineralizacji od 1 do 3 mg/l eksploatowane są z kilku odwiertów, z których najgłębszy („Jan Kazimierz") osiągnął 162 m. Wszystkie odwierty dostarczają

Tabela (Table) 2

Skład gazowy sudeckich wód termalnych (Gas composition of the Sudetic thermal waters)

		Rok analizy	N_2		CO_2		Ar		CH_4		He		Węglowodory C_2–C_5		H_2		O_2		Wskaźniki argonowy $\frac{Ar\ \% \cdot 10^3}{N_2\ \%}$	helowy $\frac{He\ \% \cdot 10^5}{N_2\ \%}$
			% obj.	G/Nm³	% obj.	G/Nm³	% obj.	G/Nm³	% obj.	G/Nm³	% obj.	G/Nm³	% obj.	G/Nm³	% obj.	G/Nm³	% obj.	ml/l		
Cieplice	Basen Damski	1877	65,2		32,9												1,89			
	Basen Męski	1877	65,8		32,5												1,65			
	Nowe	1877	98,9		0,0												11,2			
	Odwiert C-1	1972	92,1	1158,8	5,9	117,3	1,67	29,9	0,16	1,1	0,016	0,17	0,0038	0,069	0,009	0,008		32,0	18,1	104,2
	Odwiert C-2	1972	86,7	1083,8	10,7	212,1	2,24	39,9	0,18	1,3	0,13	0,24	0,031	0,645	0,022	0,02			25,8	150,0
Lądek	Jerzy	1939	94,7		3,1										2,25					
	Jerzy	1972	91,0	1137,7	6,9	135,5	2,02	36,1	0,12	0,84	0,006	0,01	0,019	0,406	0,01	0,01		11,0	22,2	6,5
	Wojciech	1972	89,8	1122,6	8,0	157,9	2,19	39,1	0,016	0,12	0,05	0,009	0,01	0,244	0,03	0,025		10,0	24,0	51,2
	Odwiert L-2	1974	96,5	1206,6	1,5	29,8	1,65	29,4	0,34	2,44	0,012	0,02	0,019	0,30				16,4	17,1	19,7
Batňovice: Ba-1		1967	85,0		6,5				0,30						2,92		5,5			
V. Losiny: Eliška		1968	96,9		0,1		0,85				0,25				0,001		2,01		8,7	258,0
Skład gazowy atmosfery			78,09		0,03		0,93				$5{,}2 \cdot 10^{-4}$		Ne: $1{,}8 \cdot 10^{-3}$				20,95		11,9	0,65

wody samowypływem. Pochodzi ona z prekambryjskich łupków łyszczykowych, wchodzących w skład kompleksu skalnego Gór Orlickich. Rzędna terenu wynosi około 570 m n.p.m.

Według Dominikiewicza (1951) najsłynniejsze duszndckie źródło szczawy — „Pieniawa Chopina" zwane było, ze względu na temperaturę wody, źródłem „letnim" ("Laue Quelle"). Zostało ono odkryte w 1797 roku i pogłębione wierceniem w latach 1909—1910 do 78 m. Pomiar temperatury wody wykonany w 1896 roku wykazał 18,4° C, a wszystkie następne, z wyjątkiem wykonanego w 1955 roku kiedy to stwierdzono 15,8° C, wykazały temperatury mieszczące się w granicach 17—18° C (Jarocka 1970).

Woda z ujęcia „Pieniawa Chopina" jest to szczawa wodoro-węglanowo-wapniowo-sodowo-magnezowa o mineralizacji około 2,2 g/l i zawartości CO_2 dochodzącej do 2 g/l. Charakteryzuje się ona stosunkowo znaczną zawartością H_2SiO_3 (58 mg/l), co jednak nie jest wyjątkiem na terenie Dusznik (ujęcie „Agata" — odwiert o głębokości 20 m — dostarcza szczawy, w której zawartość H_2SiO_3 dochodzi do 90 mg/l. Temperatura wody z „Pieniawy Chopina" przekracza natomiast znacznie nie tylko temperaturę szczaw z pozostałych ujęć na terenie Dusznik, ale również wszystkich innych szczaw znanych na terenie Sudetów. Mimo więc, że nie jest to woda termalna w ścisłym tego słowa znaczeniu, należy ją rozpatrywać jako przejaw istnienia lokalnej anomalii geotermicznej. Przypuszczać należy, że duże ilości zawartego w wodzie dwutlenku węgla rozprężając się w pobliżu wypływu powodują jej ochłodzenie i że w przypadku jego nieobecności woda miałaby znacznie wyższą temperaturę, kwalifikując się jednoznacznie do kategorii wód termalnych.

BATŇOVICE

Występowanie wód podziemnych o podwyższonej temperaturze na obszarze ograniczającym od południa zapadlisko śródsudeckie stwierdzono otworem „Batňovice 1" na głębokości 1251,9—1281,0 m. Pochodzą one z proterozoicznych łupków chlorytowo-serycytowych, leżących bezpośrednio pod utworami czerwonego spągowca (Jeteleva 1967). Wydajność samowypływu wynosiła około 22 m³/godz., przy rzędnej zwierciadła wody 506 m n.p.m. Temperatura wody w strefie jej dopływu do otworu wynosiła 58° C, natomiast na wypływie 31° C, co Jetelova (1967) tłumaczy istnieniem dopływów wód chłodniejszych z wyższych poziomów, jak również ochładzaniem się wody podczas jej podnoszenia się w otworze. Istnienie pierwszego z tych czynników potwierdza fakt, że woda pobrana na głębokości 1142 m może być określona jako woda typu $Cl\text{-}SO_4\text{-}Na$ o mineralizacji 22,2 g/l, podczas gdy woda pobrana na wypływie należy do typu $SO_4\text{-}Cl\text{-}Na$, a mineralizacja jej wynosi 11,3 g/l. Obecność stosunkowo znacznych ilości Br (14,5 mg/l) i HBO_2 (32 mg/l) pozwala przypuszczać, że mamy tu do czynienia z wodą relikotową, związaną genetycznie z utworami czerwonego spągowca.

Pomiary temperatury wykonane w otworze wykazały, że średni gradient geotermiczny jest tu stosunkowo wysoki i wynosi 4,1° C/1 m. Wynik ten zbliżony jest do uzyskanych przez Čermaka (1968) dla obszaru położonego na N od nasunięcia Pořící-Hronov. Autor ten nie zaobserwował jednak w tym obszarze podwyższonych wartości strumienia cieplnego, które według dotychczasowych danych nie przekraczają 1,6 μcal/cm² sek. (1,6 HFU).

Badania składu gazowego wody wykazały, że w przewadze występuje tu N_2.

Opierając się na wynikach wiercenia „Batňovice 1", Jetel (1973) wyraża pogląd, że strefa dyslokacyjna Pořící-Hronov stanowi region perspektywiczny dla poszukiwań wód termalnych dla celów energetycznych.

LĄDEK

Lądek-Zdrój leży w dolinie Białej Lądeckiej na rzędnej około 450 m n.p.m. Otaczające tę miejscowość pasma górskie (grupa Śnieżnika oraz Góry Złote) zbudowane są głównie z gnejsów i łupków łyszczykowych wieku prekambryjskiego. Wody termalne występują w obrębie prekambryjskich gnejsów gierałtowskich. Do niedawna były one znane jedynie z sześciu źródeł o stosunkowo stałym składzie i wydajności (Dowgiałło & Kulikowska 1972). Łączna wydajność źródeł lądeckich przekracza 16 m³/godz., a w poszczególnych ujęciach waha się od 1,1 m³/godz. „Dąbrówka") do 16,8 m³/godz. („Jerzy").

W latach 1970—1973 wykonano w Lądku dwa wiercenia, z których jedno (Lądek *1*) dostarczyło wody chłodnej o temperaturze 18° C osiągnąwszy głębokość 597 m. Lokalizacja drugiego wiercenia (Lądek *2*) poprzedzona została szczegółowymi badaniami radiometrycznymi i termometrycznymi, wykonywanymi w sondach i płytkich (do 30 m) otworach wiertniczych. Osiągnęło ono głębokość 700 m i dostarczyło wody termalnej wydobywającej się samowypływem, którego wydajność przekroczyła 100 m³/godz. Eksploatacja odwiertu Lądek *2* wpływa na spadek wydajności istniejących dotychczas źródeł wody termalnej, dochodzący dla niektórych z nich do 20%, a nawet 30%, mimo że znajdują się one w odległości ponad 600 m od niego. Zarówno wynik wiercenia Lądek *1* zlokalizowanego na SE od źródeł, jak i fakt oddziaływania na ich wydajność przez odwiert Lądek *2*, położony na NE od nich, wskazują, że główna strefa krążenia wód termalnych ma kierunek NE-SW, a nie SE-NW jak to sugerował Gierwielaniec (1968).

Mineralizacja wód termalnych jest bardzo niska i wynosi 160—280 mg/l, a wśród kationów przeważa sód. Wartości pH wynoszą 8 do 9, zawartość $H_2S + HS^-$ osiąga 2,5 mg/l, zawartość jonu F^- dochodzi do 11 mg/l, a zawartość H_2SiO_3 do 70 mg/l. Radoczynność α osiąga 40 nCi/l („Jerzy").

Temperatury wody ze źródeł zamykają się w granicach od 20° C do 29° C („Wojciech"). Najwyższa temperatura zmierzona na wypływie z odwiertu Lądek *2* wynosiła 46° C.

Godnym uwagi jest fakt, że samowypływ wody termalnej z otworu Lądek *2* pojawił się po raz pierwszy przy głębokości 595 m, a wydajność wynosiła wówczas 10 m³/godz. przy temperaturze 39,4° C, wzrastając stopniowo w miarę głębienia otworu. Przy końcowej głębokości otworu wydajność osiągnęła maksymalnie 180 m³/godz. Spadek wydajności źródeł zaobserwowano po raz pierwszy przy samowypływie wynoszącym około 120 m³/godz. (głębokość otworu 610—620 m). Przy końcowej głębokości odwiertu ciśnienie przy zamkniętej głowicy wynosiło 0,7—0,8 atm. Próba eksploatacji otworu Lądek *2* przeprowadzona w 1973 roku wykazała jego maksymalną wydajność 115,7 m³/godz. przy temperaturze wody 45,4°C. Zaznaczająca się tendencja spadku wydajności samowypływu jest bez dłuższych obserwacji trudna do wyjaśnienia.

Otwór Lądek *1* posłużył do wyznaczenia pierwszej na terenie polskiej części Sudetów wartości strumienia cieplnego Ziemi. Pomiary gradientu geotermicznego w terenie przeprowadzono w 1973 roku wspólnie z inż. Klifem z Instytutu Geofizyki Czechosłowackiej Akademii Nauk w Pradze, gdzie też wykonane zostały pomiary przewodnictwa cieplnego skał. Zakładano przy tym, że otwór znajduje się poza strefą, w której warunki cieplne zaburzone są na skutek ruchu wód termalnych. Uzyskany wynik 1,69 × 10^{-6} μcal/cm² sek. (1,69 HFU) jest nieco wyższy od wartości przyjmowanej dla tej części Sudetów przez Hurtiga & Schlossera (1973), wynoszącej 1,6 HFU, może być jednak obarczony błędem ± 20% (Čermak 1974).

VELKE LOSINY

Źródła siarczkowej wody termalnej w Velkych Losinach wykorzystywane były do celów leczniczych już w XVI wieku, a pierwsza analiza wody pochodzi z 1575 roku. Miejscowość ta leży w dolinie Desny, na rzędnej 430 m n.p.m Występowanie

źródeł związane jest ze strefą nasunięcia prekambryjskich ortognejsów keprnickich na okrywę gnejsów Desny znajdującą się na SE od nich. W przeciwieństwie do kopuły Keprnika, w obrębie której oprócz ortognejsów występują fyllity i łupki prekambryjskie, gnejsy Desny otoczone są słabo zmetamorfizowanymi utworami dewońskimi. Strefa nasunięcia przebiega wzdłuż doliny Desny i ma kierunek NEN-SWS.

Słabo zmineralizowane wody termalne występują w dwóch źródłach — „Eliška" i „Maria". Wydajność pierwszego z nich wynosi 4,5 m³/godz., drugiego — 2,6 m³/godz. (Konopač & Dvořak 1973), przy czym obserwuje się między nimi związek hydrauliczny. Za obszar infiltracji wód termalnych uważa się strefę występowania gnejsów keprnickich na północny zachód od rejonu źródeł, gdzie kulminacje wynoszą od 700 do 800 m, a wyjątkowo przekraczają 1000 m (Uchač — 1022 m n.p.m.).

Temperatura wody z obu źródeł waha się w granicach od 37 do 28° C, lecz woda ze źródeł Eliška jest cieplejsza o około 0,5° C. W ostatnich latach wykonano 2 odwierty w pobliżu źródła „Eliška". Jeden z nich dostarczył z głębokości 150 m wody o temperaturze 30,2—30,6° C i o zwierciadle ustabilizowanym na wysokości 16 m powyżej terenu. Wydajność samowypływu wynosi ponad 10 m³/godz. (Konopač & Dvořak 1973). Płytki otwór, wykonany w pobliżu źródła „Eliška" w 1936 roku, natrafił natomiast już na głębokości 30 m na wodę o temperaturze 36° C. Wyniki te wskazują, że występująca w dolinie Desny strefa dyslokacyjna jest poważnym kolektorem wód termalnych o temperaturach zepewne znacznie wyższych od znanych z dotychczas istniejących ujęć.

Wody termalne z Velkich Losin są słabo zmineralizowane (około 200 mg/l), węglanowo-siarczanowo-sodowe, charakteryzują się wartością pH 9,75 i obecnością jonu tiosiarczanowego ($S_2O_3^{2-}$), do 2,3 mg/l, przy zawartości jonu HS^- przekraczającej niekiedy 3 mg/l. Ilość H_2SiO_3 przekracza 50 mg/l, a F^- — 5 mg/l. Analizę chemiczną wody przedstawiono w tabeli 1.

Zdaniem Šilara (1956) obecność jonu tiosiarczanowego w wodzie sugeruje, że w swoim obiegu podziemnym osiągnęła ona temperaturę 50—60°C, w której z siarczanów przez przyłączenie siarki mogą powstawać tiosiarczany. Jednakże może tu również zachodzić proces tak zwanej degeneracji wód siarczkowych w wyniku częściowego utleniania się siarkowodoru do siarki wolnej, a następnie do tiosiarczanu (Morette 1964). Przykładem takich wód „zdegenerowanych" są wody termalne z Aix-les-Basin, których temperatury wynoszą około 45° C (Moret 1946). Jakkolwiek dyskusyjna byłaby sprawa powstawania tiosiarczanów, to nie ulega wątpliwości, że punktem wyjściowym jest tu biologiczna redukcja siarczanów, zachodząca przy udziale bakterii.

BLUDOV

Bludov znajduje się na południowych stokach Jesioników, na rzędnej około 300 m n.p.m. Wysokości otaczających wzgórz nie przekraczają 1000 m n.p.m. Wody termalne występują tu w ortognejsach keprnickich. Naturalne źródło „Terma" nie jest obecnie eksploatowane. Odwiert „Basenowy" z 1933 roku wykonany w skaolinizowanym gnejsie ujmuje wodę na głębokości 82 m, a wydajność samowypływu wynosi około 6 m³/godz. Temperatura wody, która dochodziła do 26°C, a nawet wartość tę przekraczała, wynosiła obecnie 22° C, co jest wynikiem złego stanu technicznego ujęcia (nieszczelność obudowy).

Jest to woda siarczanowo-chlorkowo-sodowa o mineralizacji wynoszącej 526 mg/l. Zawiera ona 6 mg/l jonu fluorkowego oraz 50 mg/l H_2SiO_3, a także nieco wolnego CO_2 (13,8 mg/l) (Kobrova 1958).

GENEZA I WARUNKI KRĄŻENIA WÓD TERMALNYCH

Wszystkie scharakteryzowane dotychczas wody z wyjątkiem nawierconej w Batňovicach są słabo zmineralizowane, a zawartość składników stałych w większości przypadków nie przekracza w nich 1000 mg/l. Skład chemiczny jest charakterystyczny dla wód infiltracyjnych, krążących w kwaśnych skałach krystalicznych. Obok niskiej mineralizacji wskazuje na to także podwyższona zawartość jonu F^- oraz obecność krzemionki. Woda z Batňovic natomiast jest wodą mineralną, w której obecność Br^- i HBO_2 pozwala zakładać istnienie składnika relikotowego. Skład makrojonowy tej wody sugeruje, że wiąże się ona genetycznie ze środowiskiem o podwyższonym zasoleniu, znajdującym się w warunkach ewaporacji (podwyższona zawartość jonu SO_4^{2-}). Pozostaje kwestią otwartą czy skład ten ukształtował się pod wpływem kontaktu z osadami najwyższego karbonu lub permu (to ostatnie wydaje się bardziej prawdopodobne), czy też mamy tu do czynienia z paleoinfiltracyjną wodą kredy, wzbogaconą w siarczany w wyniku kontaktu z utworami czerwonego spągowca. Obecność podwyższonych ilości tego jonu w wodach występujących w tym piętrze potwierdzona została także na NE skrzydle zapadliska śródsudeckiego, gdzie wody typu SO_4-Cl-Na nawiercono w utworach czerwonego spągowca w rejonie Słupca (dr J. Fistek — wiadomość ustna). Należy przypuszczać, że wiercenia wykonywane w strefie osiowej zapadliska śródsudeckiego, osiągając utwory permskie, poznawane w strefie poważniejszych zasobów wód tego rodzaju, mogących znaleźć zawolą na odkrycie poważniejszych zasobów wód tego rodzaju, mogących znaleźć zastosowanie w lecznictwie. Wysoka mineralizacja wód termalnych jest cechą niekorzystną z punktu widzenia ich energetycznego wykorzystania. Ponadto fakt istnienia wód relikotowych, a więc nieodnawialnych wskazuje, że nie można tu liczyć na ich poważniejsze zasoby. Można stąd wyciągnąć wniosek, że obszar występowania utworów permskich w zapadlisku śródsudeckim jest strefą niekorzystną dla poszukiwań wód termalnych także w jej podłożu krystalicznym. Utwory krystaliczne mogą tu być zasilane jedynie lateralnie od strony ich wychodni, znajdujących się niekiedy w znacznej odległości. Ponadto przykład Batňovic wskazuje, że mineralizacja wody w utworach podpermskich jest wysoka, co częściowo dyskwalifikuje ją jako nośnik energii cieplnej. Wynika stąd jednoznacznie, że w rozważaniach dotyczących kierunków poszukiwań wód termalnych należy skoncentrować się przede wszystkim na regionach występowania wydźwigniętych i odkrytych utworów krystalicznych.

Wzajemne stosunki ilościowe gazów występujących w wodach podziemnych mogą niekiedy stanowić podstawę do wniosków o warunkach występowania tych wód. Dotyczy to w pierwszym rzędzie wód infiltracyjnych. Informacje o składzie gazowym sudeckich wód termalnych są niestety niekompletne. Analizy chemiczne wód użytkowanych w lecznictwie uwzględniają jedynie obecność gazów wykazujących działanie lecznicze, jak CO_2 i H_2S oraz Rn. Na ich podstawie można stwierdzić, że poza wodami dusznickimi, które są szczawami, zawartość wolnego CO_2 w wodach termalnych jest na ogół niewielka (Bludov — 13,8 mg/kg, Jamské Lazné — 7,92 mg/kg, Velke Losiny — brak). Świadczy to raczej o glebowym pochodzeniu CO_2 (Schoeller 1969) niż o jego związku genetycznym z procesami magmowymi lub metamorficznymi. Wyniki analiz gazów występujących w niektórych sudeckich wodach termalnych przedstawiono w tabeli 2. Z danych tych wynika, że ogólna zawartość gazów w wodach cieplickich jest blisko trzykrotnie większa niż w wodach lądeckich (Cieplice 32 ml/l, Lądek 10—11 ml/l). Zawartość CO_2 w wodzie z otworu Cieplice *1* wynosi około 3,75 mg/l, ze źródła „Jerzy" w Lądku — 1,49 mg/l, zaś ze źródła „Wojciech" w Lądku — 1,6 mg/l. Tak więc, zarówno w Lądku jak i w Cieplicach nie obserwuje się wyraźnie podwyższonych zawartości CO_2, które mogłyby świadczyć o jego związku genetycznym z procesami magmowymi. Wykonane w 1974 roku oznaczenia składu izotopowego węgla w CO_2 z wód termalnych Lądka i Cieplic dały wartości $\delta\ ^{13}C$ w granicach od —16,9‰ do — 18,9‰. Wyniki te nie mogą sta-

nowić podstawy do wyciągania wniosków o pochodzeniu CO_2; można jedynie zauważyć, że dolna granica powyższego zakresu zbliżona jest do wartości charakterystycznych dla CO_2 organogenicznego.

Jak wynika z tabeli 2, głównym składnikiem gazowym wód termalnych nie będących szczawami jest azot. Według wszelkiego prawdopodobieństwa jest on pochodzenia atmosferycznego, jakkolwiek nie można wykluczyć także jego magmowej genezy. W tym drugim przypadku należałoby się jednak spodziewać poważniejszego udziału CO_2 w składzie gazowym tych wód. Rozstrzygnięcie zagadnienia pochodzenia azotu wymagać będzie zbadania jego składu izotopowego ($^{14}N/^{15}N$).

Na uwagę zasługuje zawartość w wodach metanu i mniejszych ilości węglowodorów do pentanu włącznie.

Stosunek zawartości niektórych gazów szlachetnych do azotu w wodach podziemnych i w atmosferze pozwala na przeprowadzenie porównań i wyciągnięcie ogólnych wniosków dotyczących genezy gazów, a pośrednio także i wód. Szczególne znaczenie dla naszych rozważań mogą mieć stosunki Ar/N_2 i He/N_2. W celu ułatwienia porównań zastosowano wskaźniki: $\frac{Ar \cdot 10^3}{N_2}$ i $\frac{He \cdot 10^5}{N_2}$, przy czym wartościami wyjściowymi do obliczeń były zawartości poszczególnych gazów w procentach objętościowych. Pierwszy z tych stosunków, który proponujemy określić jako wskaźnik argonowy, wynosi w atmosferze 11,9, drugi zaś — który określamy jako wskaźnik helowy — 0,65. Jak wynika z tabeli 2, wskaźnik argonowy wód termalnych jest zarówno w Lądku jak i w Cieplicach średnio dwukrotnie wyższy niż w atmosferze. Ponieważ w wyniku różnicy w rozpuszczalności azotu i argonu wskaźnik argonowy dla powietrza rozpuszczonego w wodzie destylowanej wynosi 26,5, można przyjąć, że badane wody nie uległy znacznemu wzbogaceniu w argon radiogeniczny ^{40}Ar (powstający w rezultacie przemiany K potasu ^{40}K) w trakcie swego przepływu podziemnego. Jest to zrozumiałe, jeśli weźmiemy pod uwagę bardzo niewielką szybkość wydzielania się argonu ze skał zawierających promieniotwórczy izotop potasu.

Wskaźnik helowy w Cieplicach jest bardzo wysoki i przekracza taki sam dla atmosfery blisko dwa tysiące razy. W Lądku natomiast jest on znacznie niższy i przekracza wskaźnik helowy atmosfery najwyżej kilkadziesiąt razy.

Cały hel nadwyżkowy w wodach podziemnych jest niewątpliwie radiogeniczny jako produkt przemian promieniotwórczych α, a jego wysoka zawartość może świadczyć o bardzo powolnym przepływie, lub wręcz o stagnacyjnych warunkach występowania wody (Mazor & al. 1974). Radoczynność wód w Lądku jest wielokrotnie wyższa niż w Cieplicach. Biorąc pod uwagę różnice we względnej zawartości helu w wodach z obu tych miejscowości można przypuszczać, że źródłem helu w Lądku jest w pierwszym rzędzie rozpad promieniotwórczy radonu podczas gdy w Cieplicach gaz ten pochodzi zapewne z rozpadu uranu. Również ten fakt potwierdza dotychczasowe wnioski o dłuższym czasie przebywania w środowisku skalnym wód zieplickich w porównaniu z wodami lądeckimi. Wyższa zawartość radonu w tych ostatnich wskazuje na intensywniejszy przepływ i wymianę wód. Potwierdza to także niższa mineralizacja wód lądeckich.

W celu określenia czasu, jaki upłynął od momentu infiltracji, wykonano badania zawartości trytu i ^{14}C w wodach termalnych Lądka i Cieplic. Szczegóły techniczne dotyczące tych pomiarów podane są w pracy Dowgiałło & al. (1974).

Wyniki pomiarów zawartości trytu i ^{14}C zestawione w tablicy 3 dowodzą, że chłodniejsze wody w Cieplicach zawierają znaczne ilości tych radionuklidów, co wskazuje na obecność w ich składzie wód pochodzących ze świeżych, lokalnych opadów. Ilość domieszanej wody współczesnej może być obliczona w oparciu o założenie, że składnik dawny zawiera około 3% współczesnego radiowęgla i nie zawiera trytu (0 jednostek trytowych — T. U.), podczas gdy składnik współczesny zawiera

radiowęgiel po-bombowy (powyżej 100% „współczesnego" ^{14}C) i około 250 jednostek trytowych. Takie cechy wykazuje woda ze źródła „Sobieski", która jest prawdopodobnie świeżą wodą opadową zawierającą jedynie nieznaczną domieszkę wody termalnej głębszego pochodzenia. Pogląd ten jest niezgodny z hipotezą Fistika & Tęsiorowskiej (1973), zdaniem których woda ze źródła „Sobieski" pochodzi z większych głębokości niż inne wody termalne Cieplic, na co wskazywać ma jej stosunkowo wysoka mineralizacja.

Wyniki badań wieku wody i jej składu izotopowego oraz obserwacje stacjonarne wskazują jednakże, że jest to woda najintensywniej odnawiana. Stosunkowo wysoka mineralizacja wody wynika najprawdopodobniej z jej krążenia w utworach czwartorzędowych i w płytkich, zwietrzałych partiach granitu, gdzie następuje łatwiejsze wzbogacenie w jony Ca^{2+} i HCO_3^{2-}. Z procesami wietrzenia granitu trudno jednakże wiązać udział jonu Cl^-, którego wyższa niż w pozostałych wodach zawartość wynika prawdopodobnie z ich kontaktu z wodami powierzchniowymi, zanieczyszczonymi przez nawozy chemiczne i naturalne. Swoją temperaturę woda ze źródła „Sobieski" zawdzięcza zapewne w większym stopniu skałom, ogrzanym przez przepływające w pobliżu wody termalne głębokiego krążenia, niż poważniejszym ich domieszkom.

Chłodniejsze wody w Cieplicach zawierają w poszczególnych źródłach wodę współczesną (tab. 3) w ilości od 10 do około 100%. Z drugiej strony najcieplejsze ($> 40°$ C) wody ze źródeł i odwiertów są „martwe" z punktu widzenia zawartości trytu, zaś na podstawie zawartości ^{14}C wiek ich może być określony na 21—18 tysięcy lat (późny plejstocen).

Wszystkie wody termalne w Lądku, mimo że charakteryzują się stosunkowo wysokimi temperaturami, nie zawierają trytu w ilościach wskazujących na obecność mierzalnych domieszek wody współczesnej. Na podstawie zawartości ^{14}C wiek ich określono na 6—17 tys. lat, przy czym zakres 10—12 tys. lat wydaje się najbardziej prawdopodobny. Ogólnie można stwierdzić, że wody termalne w Lądku są młodsze niż cieplickie i że ich infiltracja mogła mieć miejsce w starszym holocenie. Chłodna woda z odwiertu Lądek *1* jest natomiast niemal współczesna, na co wskazuje obecność trytu i wysoka zawartość ^{14}C. Uczestniczy ona w innym, płytszym systemie krążenia.

Interpretacja uzyskanych wyników datowania wód wymaga ostrożności. Jeżeli występujący w wodach Lądka i Cieplic dwutlenek węgla jest pochodzenia magmowego, a więc nigdy nie zawierał ^{14}C, to może on, w wyniku wymiany izotopowej z rozpuszczonymi w wodzie węglanami, wpływać na obniżenie zawartości ^{14}C w tych ostatnich. W takim przypadku datowanie wód przy pomocy tego radionuklidu dawałoby dłuższe od rzeczywistych okresy ich przebywania w litosferze.

Bardzo zbliżone wyniki do uzyskanych w Lądku otrzymano z analiz wody termalnej w Velkich Losinach (Institut für Radiohydrometrie — 1974). Pokrywają się one niemal dokładnie z uzyskanymi ze źródła „Wojciech" (tab. 3).

Infiltracyjną genezę sudeckich wód termalnych potwierdziły również badania ich składu izotopowego. W odniesieniu do wód lądeckich i cieplickich badania takie przeprowadzono trzykrotnie. Próby pobrane w 1970 roku poddano analizie w Laboratorio di Geologia Nucleare w Pizie (Dowgiałło 1973). Próbki pobrane w 1972 roku zbadane zostały w Instytucie Fizyki II Uniwersytetu w Heidelbergu, natomiast próbki pobrane w 1973 roku zbadano w laboratorium izotopowym Międzynarodowej Agencji Energii Atomowej w Wiedniu. Wyniki przedstawione w tabeli 3 i wyrażone jako δ (oddchylenie w promilach od wzorca oceanicznego — SMOW) wykazują pewne różnice, wskazujące na konieczność wykonania dalszych analiz kontrolnych. Można tu zaobserwować ogólną prawidłowość, według której w Cieplicach wody o wyższej temperaturze charakteryzują się bardziej negatywnymi wartościami $\delta^{18}O$ i δD niż wody chłodniejsze. Wynika stąd wniosek, że wody głębszego krąże-

Tabela (Table) 3

Wyniki badań izotopowych i ocena temperatur wgłębnych na podstawie zawartości krzemionki (Results of isotope investigations and evaluation of deep temperatures on the basis of silica content)

		Średnia temp. wody na wypływie °C	Zawartość w 1972 r. trytu T.U.	Zawartość w 1972 r. radiowęgla % ^{14}C współcz.	Wiek wody wg ^{14}C w tys. lat	Skład izotopowy wody δD_{SMOW} ‰ 1970	δD_{SMOW} ‰ 1972	δD_{SMOW} ‰ 1973	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰ 1970	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰ 1972	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰ 1973	Max. SiO_2 mg/l	T_{max} SiO_2 °C
Ciepłice	Odwiert nr 1	41	1±3	3±1	>22	-	-74,02	-	-	-10,29	-	92	132
	Źródło nr 5 "Basen Damski"	44	2±3	5±2	21-28	-71,2	-73,62	-	-10,6	-10,32	-	60	108
	Źródło nr 6 "Basen Męski"	42	5±3	5±2	21-28	-	-72,04	-	-	-10,31	-	49	97
	Źródło nr 4 "Nowe"	37	3±3	10±3	16-21	-69,1	-74,21	-	-10,4	-10,19	-	60	108
	Źródło nr 1 "Marysieńka"	22	23±3	43±3	-	-68,8	-75,58	-70,0	-10,5	-10,19	-10,75	84	126
	Źródło nr 3 "Wacław"	18	106±5	70±3	-	-65,5	-71,53	-	-10,0	-10,22	-	60	108
	Źródło nr 2 "Sobieski"	23	247±11	105±2	współczesna	-67,6	-69,24	-66,8	-9,95	-9,69	-9,89	54	106
	Źródło "Jerzy"	28	3±3	32±7	6-10	-67,9	-73,72	-	-10,1	-10,47	-	37	86
	Źródło "Curie-Skłodowska"	24	1±3	32±25	-	-68,6	-73,58	-	-10,3	-10,36	-	37	86
	Źródło "Wojciech"	29	1±3	24±8	8-14	-	-72,36	-	-	-10,61	-	33	88
	Źródło "Dąbrówka"	20	3±3	20±6	10-15	-68,0	-73,69	-	-10,3	-10,36	-	37	86
	Źródło "Chrobry"	27	4±3	16±5	12-17	-68,6	-71,02	-	-10,2	-10,55	-	37	86
	Odwiert L-1	18,5	5±3	78±5	0,2-1,3	-	-	-	-	-	-	15	60
	Odwiert L-2	45	-	-	-	-	-	-70,9	-	-	-10,89	39	89
V. Losiny: Odwiert		30	< 2	24±4	8-14	-	-75,2	-	-	-10,81	-	-	-

nia pochodzą z opadów powstałych z pary wodnej, która kondensowała się w niższych temperaturach. Stosując równania Dansgaarda (1964), charakteryzujące zależność pomiędzy składem izotopowym tlenu i wodoru w wodach opadowych a średnią temperaturą roczną, można określić tę temperaturę dla strefy zasilania. Tak na przykład skład izotopowy wody ze źródła „Basen Damski" pozwala określić średnią temperaturę roczną w strefie zasilania na około 4,7° C.

Zakładając, że warunki klimatyczne i zróżnicowanie temperatur odpowiednio do wysokości bezwzględnych były w okresie infiltracji zbliżone do współczesnych, określono (Dowgiałło 1973) średnie wysokości obszarów zasilania dla wód termalnych Cieplic na 800 m n.p.m. i Lądka na 600 m n.p.m. Jednakże biorąc pod uwagę oznaczenia wieku wód (patrz wyżej) pogląd ten należy zrewidować przynajmniej w odniesieniu do obszaru alimentacyjnego wód cieplickich. Zarówno na północnych zboczach Karkonoszy, jak i na wschodnich zboczach Gór Izerskich panowały bowiem w późnym plejstocenie warunki peryglacjalne (Jahn 1960), a średnia temperatura roczna nie przekraczała zapewne 2° C. Tak więc zagadnienie wysokości i położenia stref infiltracyjnych należy jeszcze uznać za otwarte.

Analiza danych dotyczących składu izotopowego tlenu i wodoru w wodach termalnych Lądka i Cieplic wykazuje, że istnieje tu deficyt ^{18}O w stosunku do deuteru. Wyraża się to położeniem szeregu wód na wykresie $\delta D/\delta^{18}O$ (fig. 2) na lewo od prostej opisanej równaniem $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$, wzdłuż której grupują się zwykle współczesne wody opadowe (Craig 1961).

Odwrotne zjawisko wzbogacenia wód termalnych w ^{18}O zaobserwował Banwell (1963) w obszarach współczesnych anomalii geotermicznych Nowej Zelandii, interpretując je jako rezultat wymiany izotopowej zachodzącej w wysokich temperaturach pomiędzy bogatymi w ^{18}O skałami krzemianowymi, a wodami podziemnymi. W oparciu o procesy wymiany izotopowej można, jak się wydaje, wyjaśnić również skład izotopowy sudeckich wód termalnych (Dowgiałło 1973).

W okresie infiltracji rozpatrywanych wód, to jest na przełomie plejstocenu i holocenu, panowały zapewne w rejonach ich występowania odmienne od współczesnych warunki hydrogeotermiczne. Późnotrzeciorzędowe a być może nawet czwartorzędowe procesy magmowe, które miały miejsce zarówno na terenie Lądka jak i w dalszych okolicach Cieplic musiały niewątpliwie wpłynąć na powstanie dodat-

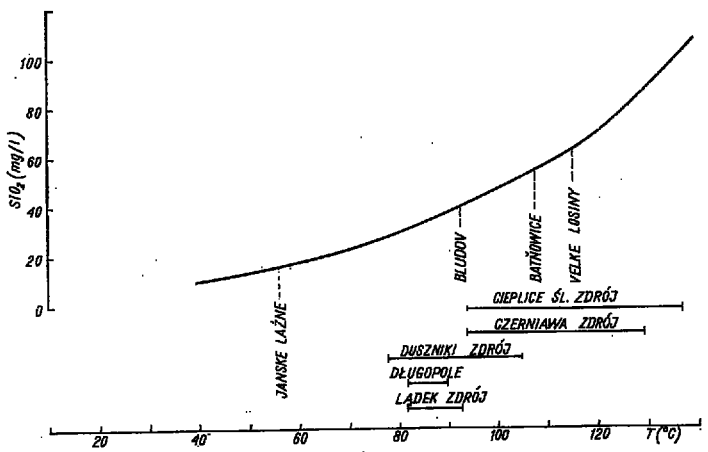

Fig. 2. Przypuszczalne temperatury maksymalne osiągnięte przez wody termalne (na tle krzywej rozpuszczalności kwarcu w zależności od temperatury) (Inferred maximal temperatures attained by thermal waters (against the quartz solubility versus temperature curve))

nich anomalii strumienia cieplnego. Wody infiltracyjne krążące w skałach krystalicznych mogły być wzbogacane w ^{18}O w procesie wymiany izotopowej z tymi skałami, analogicznie do sytuacji opisanej przez Banwella (1963). W późniejszym okresie krążenia w skałach chłodniejszych zachodził i zachodzi jak się wydaje proces odwrotny. Wody infiltracyjne ulegają wymianie izotopowej z granitami i gnejsami pozbawionymi uprzednio części ^{18}O i zostają zubożone w ten izotop. Potwierdzenie tej hipotezy wymagać będzie dalszych systematycznych badań składu izotopowego wód termalnych. Zakłada się przy tym, że w okresie infiltracji skład izotopowy opadów atmosferycznych stosował się do równania Craiga (1961).

Informacje na temat składu izotopowego tlenu i wodoru wód termalnych na terenie czeskiej części Sudetów są nieliczne i niedostatecznie udokumentowane. Dane na temat zawartości deuteru w wodach termalnych z Janskich Lazni i Bludova podaje Konopač (1966). Określone pośrednio przez autora niniejszej pracy w oparciu o te dane orientacyjne wartości δD SMOW wynoszą dla Janskich Lazni — 58‰, zaś dla Bludova — 78‰. Wskazywałoby to, że strefa infiltracji wody bludowskiej znajduje się o 600 m wyżej niż strefa infiltracji wody z Janskich Lazni (przy przyjęciu za Eichlerem 1966, że na terenie Europy Środkowej średni spadek wartości δD wynosi 3‰ na każde 100 m wzrostu wysokości). Wobec faktu, że Janské Lazné leżą o blisko 370 m wyżej od Bludova, wynik ten trzeba jednak uznać za bardzo mało prawdopodobny.

Wyniki badań wody termalnej z Velkich Losin pobranej w 1972 roku (Institut für Radiohydrometrie — 1974) wykazują wartości δD i $\delta^{18}O$ nieco niższe od uzyskanych z pobranych w tym samym roku wód cieplickich (tab. 3). Można jednakże przyjąć, że infiltracja w Velkich Losinach następowała na wysokości zbliżonej do strefy zasilania wód cieplickich. Z punktu widzenia hipsometrii obu obszarów jest to całkowicie prawdopodobne.

W wodach termalnych Lądka i Cieplic, obok oznaczeń składu izotopowego tlenu i wodoru, wykonano także kilka analiz składu izotopowego siarki w występujących tu siarczanach. Oznaczenia te zostały wykonane w Instytucie Fizyki Uniwersytetu Lubelskiego, a jeden z wyników (Lądek) opublikowany (Żuk & al. 1973). Wyniki zestawione w tabeli 4 przedstawione są jako odchylenie w ‰ od stosunku $^{34}S/^{32}S$ występującego w trilicie pochodzenia meteorytycznego, który wynosi średnio 0,045.

Uzyskane wartości mieszczą się w przedziale charakterystycznym dla siarki występującej w granitach (Grinienko & Grinienko 1967). Można więc przypuszczać, że główna masa jonu siarczanowego w omawianych wodach termalnych stanowi produkt utleniania siarczków występujących w wodonośnych skałach krystalicznych. Nie jest jednak wykluczone, że nieco wyższe wartości $\delta^{34}S$ w Lądku w porównaniu z Cieplicami związane są z procesami redukcyjnymi, w wyniku których powstaje charakterystyczny dla wód lądeckich siarkowodór i jon HS^-. W rezultacie pozostałe w wodzie siarczany zostają wzbogacone w ^{34}S. Zagadnienie to, nie całkowicie jeszcze wyjaśnione, wymaga dalszych badań.

Tabela (Table) 4

Skład izotopowy siarki w siarczanach (Isotope composition of sulphur in sulphates)

Miejscowość	Nazwa ujęcia	Data pobrania próby	$\delta^{34}S$ (‰)
Lądek	„Chrobry"	1972	+12,1
Lądek	Odwiert nr 2	22.VI.1973	+12,5
Cieplice	„Basen Damski"	16.X.1971	+8,8
Cieplice	„Basen Męski"	16.X.1971	+11,7
Cieplice	Odwiert 2	11.X.1973	+9,8
Cieplice	Odwiert 2	19.VI.1974	+10,0

Problemem szczególnie interesującym z punktu widzenia warunków krążenia infiltracyjnych wód termalnych jest maksymalna głębokość, jaką osiągają one w swym obiegu podziemnym. Przy dokładnej znajomości regionalnych parametrów geotermicznych przybliżone rozwiązanie tego zagadnienia możliwe jest na podstawie określenia maksymalnej temperatury osiąganej przez wodę przy pomocy hydrogeotermometrów chemicznych (White 1970).

Rozpoznanie parametrów geotermicznych, a w pierwszym rzędzie przewodnictwa cieplnego skał, gradientów geotermicznych oraz obliczonych na ich podstawie wartości ziemskiego strumienia cieplnego na terenie Sudetów praktycznie nie istnieje. Dotychczasowe dane ograniczają się do kilku pomiarów z terenu zapadliska śródsudeckiego w rejonie Žacler-Svatoňovice (Čermak 1968) oraz ostatnio z Lądka. Z punktu widzenia regionalnej oceny ziemskiego pola cieplnego pomiary gradientów geotermicznych, wykonywane w strefach silnego, konwekcyjnego zaburzenia tego pola, nie mają wartości. Dlatego też pomiary wykonane ostatnio w głębokich otworach Lądka i Cieplic z samowypływami wód termalnych mogą być jedynie podstawą do rozważań ogólnych o charakterze porównawczym, natomiast punkty te nie mogą być traktowane jako repery geotermiczne.

W świetle takiej sytuacji ocena maksymalnych głębokości osiąganych przez wodę, czyli dolnego odcinka układu krążenia, nie jest obecnie możliwa. Można natomiast pokusić się o ocenę maksymalnych temperatur, jakie wody te osiągnęły.

W pracy niniejszej wzięto pod uwagę jedynie hydrogeotermometr krzemionkowy, który zdaje się dostarczać wartości maksymalnie zbliżonych do rzeczywistych. Interpretacja danych analitycznych opiera się na założeniu, że krzemionka występująca w wodzie termalnej przeszła do roztworu w warunkach równowagi z kwarcem, którego rozpuszczalność zależy od temperatury i ciśnienia. Uwzględniając możliwość wytrącenia się części krzemionki z roztworu w wyniku ochłodzenia wody podczas jej drogi ku powierzchni można przypuszczać, że oparta na tej podstawie ocena temperatury jest raczej ostrożna i że osiągnięte przez wodę temperatury były w rzeczywistości wyższe. Z drugiej jednak strony trzeba mieć na uwadze fakt, że o ile źródłem zawartego w wodzie kwasu metakrzemowego byłaby łatwiej rozpuszczalna krzemionka bezpostaciowa, to temperatury wgłębne musiałyby być szacowane znacznie niżej (Siever 1962, Schoeller 1968).

Stosując standartowy wykres zależności zawartości krzemionki od temperatury, skonstruowany przez Fourniera & Truesdella (1970), częściowo ekstrapolowany przez autora niniejszej pracy (fig. 3), można dokonać przybliżonej oceny temperatur osiąganych przez wodę w dolnym odcinku układu krążenia (tab. 3). Z zestawionych danych wynika, że maksymalne temperatury niemal wszystkich wód cieplickich przekroczyły 100° C. W Lądku natomiast zawartość krzemionki w wodach termalnych wskazuje, że nigdy nie osiągnęły one temperatury wrzenia dla ciśnienia 1 atmosfery. Zagadnienie, czy ta zasadnicza różnica wynika z różnic wielkości strumienia cieplnego w obu punktach, czy też spowodowana jest głębszym krążeniem wód podziemnych w Cieplicach niż w Lądku, musi pozostać otwarte do czasu przeprowadzenia badań podstawowych parametrów geotermicznych w okolicach obu miejscowości oraz w innych regionach Sudetów.

Na możliwość występowania na terenie Lądka wyższych niż w Cieplicach wartości strumienia cieplnego wskazują dane dotyczące wieku lądeckich skał wylewnych. Znajdujące się tu bowiem wystąpienie bazanitu nefelinowego leży częściowo na plioceńskich żwirach tarasowych zawierających bloki bazanitu. Na tej podstawie wiek wylewu określa się na pliocen lub starszy plejstocen. Pogląd ten potwierdzają wyniki badań paleomagnetycznych, na podstawie których wiek wylewu bazanitu lądeckiego może być określony na 690 tys. lat, co odpowiada niższemu plejstocenowi. Ten sam wiek przypisać można dwom innym wystąpieniom bazaltu w Lutyni, położonej w pobliżu Lądka (Birkenmajer & al. 1970).

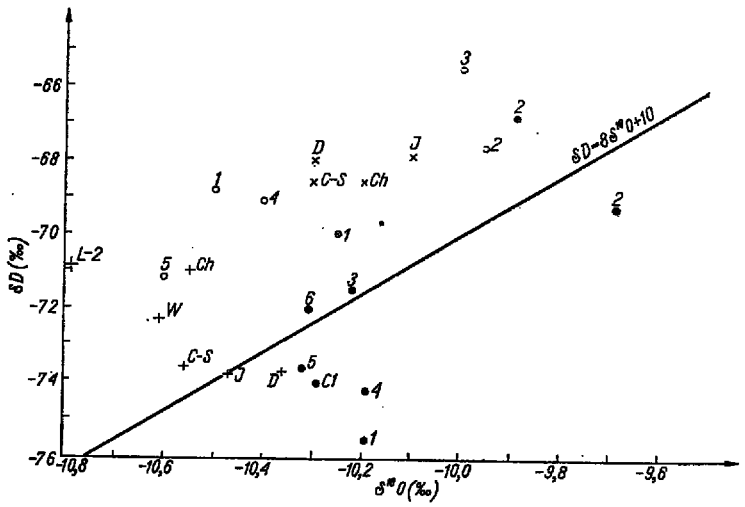

Fig. 3. Skład izotopowy tlenu i wodoru sudeckich wód termalnych na tle wykresu funkcji (Isotope composition of oxygen and hydrogen of the Sudetic thermal waters against the function) $D = 8\delta^{18}O + 10$
Cieplice: ○ 1970, ● 1972, ⊙ 1973
Lądek: × 1970, + 1972, — 1973

Biorąc pod uwagę nie budzący wątpliwości fakt, że procesy wulkaniczne zachodziły w rejonie Lądka jeszcze w czwartorzędzie można przypuszczać, że dotychczas nie nastąpiło całkowite wystygnięcie mas magmowych, a ich temperatura rzutuje na wartość strumienia cieplnego na tym obszarze.

W bezpośredniej okolicy Cieplic brak wystąpień młodych wulkanitów. Najbliższe znajdują się na terenie Gór Izerskich w odległości ponad 14 km na W i WNW od Cieplic. Datowania paleomagnetyczne niektórych z tych bazaltów (Proszowa *I*, Proszowa *II*) wskazują na ich trzeciorzędowy wiek, jednakże bez dokładniejszego określenia (Birkenmajer & al. 1970). Bazalty występujące jeszcze dalej na W od Cieplic w okolicach Gryfowa i Leśnej mogą być wieku mioceńskiego lub młodsze.

Bazalty lądeckie są więc na terenie Sudetów najmłodsze, zaś ewentalna przynależność bazaltów karkonoskich i izerskich do pliocenu nie została jednoznacznie stwierdzona. Należy więc sądzić, że wpływ magmatyzmu na wartość strumienia cieplnego w Sudetach Zachodnich jest mniejszy niż we Wschodnich.

Innym czynnikiem, który może rzutować na wysokość strumienia cieplnego w danym regionie, jest zawartość w skałach pierwiastków promieniotwórczych (przede wszystkim uranu, toru i potasu ^{40}K). Jak wykazały badania Jelińskiego (1965), granit karkonoski, zawiera zdecydowanie wyższe ilości uranu od pozostałych granitoidów dolnośląskich. Średnia dla całego masywu granitowego wynosi $12{,}7 \cdot 10^{-4}$ % U i należy do najwyższych na świecie (Rogers & Adams 1970). W stosunku do innych obszarów Sudetów ciepło radiogeniczne może więc w znacznym stopniu przyczyniać się tutaj do podwyższenia gęstości ziemskiego strumienia cieplnego.

W wodach termalnych Janskich Łazni i Bludova zawartość krzemionki nie wskazuje na szczególnie wysokie temperatury osiągnięte przez nie. Wyraźnie natomiast podwyższona jest zawartość krzemionki w Velkich Losinach, a — jak wynika z niektórych oznaczeń — temperatury wgłębne mogły tu przekraczać 100° C. Potwierdziłoby to hipotezę Šilara (1956) o tworzeniu się jonu tiosiarczanowego w podwyższonych temperaturach.

Rozpatrując zawartość krzemionki w wodach termalnych Sudetów nie można pominąć faktu, że również niektóre chłodne wody mineralne są wyraźnie wzbogacone w kwas metakrzemowy. Szczególnie charakterystycznym przykładem są tu szczawy Czerniawy, gdzie ilość krzemionki (do 110 mg/l H_2SiO_3 — Jarocka 1970) pozwala sądzić, że wody te miały w trakcie swego obiegu podziemnego znacznie wyższą temperaturę niż obecnie. Czynnikiem wpływającym na ich ochładzanie jest przypuszczalnie rozprężający się dwutlenek węgla. Należy zaznaczyć, że najbliższe wystąpienia neowulkanitów znajdują się w odległości zaledwie kilku kilometrów od Czerniawy, co pozwala przyjąć, że występujący tu CO_2 jest genetycznie związany z młodotrzeciorzędowymi procesami magmowymi.

Na uwagę zasługują również podwyższone zawartości krzemionki w Kudowie i w Dusznikach, a obniżenie temperatury szczaw może również następować w wyniku rozprężenia się CO_2.

Sądząc z porównania ilości krzemionki w poszczególnych wodach mineralnych Sudetów można przypuszczać, że rozpatrywanie tego zagadnienia ma sens w przypadku, gdy ilość ta przekracza 50 mg/l H_2SiO_3. Niższe zawartości mogą być związane z normalnymi procesami chemicznego ługowania krzemionki ze skał i nie muszą bynajmniej być wskaźnikiem etapu termalnego w podziemnym przepływie wody.

WNIOSKI BILANSOWE I POSZUKIWAWCZE

Materiał dotyczący występowania i warunków krążenia wód termalnych w Sudetach jest niewątpliwie niekompletny, a szereg przedstawionych w niniejszej pracy poglądów i hipotez będzie ulegać rewizji w miarę przybywania danych analitycznych. Niemniej uzyskany obraz świadczy, że krystaliczne formacje Sudetów mogą stanowić bardzo zasobne zbiorniki słabo zmineralizowanych wód termalnych, a szczególnie w obrębie tych obszarów, gdzie brak nadkładu osadowego. Z poszukiwawczego punktu widzenia najlepsze warunki krążenia wód podziemnych istnieją w skałach typu granitów i gnejsów. Natomiast w strefach występowania poważniejszych nagromadzeń łupków łyszczykowych, fyllitów i innych skał o mniejszej przepuszczalności, poszukiwania mają mniejsze szanse powodzenia. Regule tej nie muszą jednakże być podporządkowane strefy większych dyslokacji typu nieciągłego. Jako przykład może tutaj posłużyć nasunięcie Desny, którego strefa stanowi kolektor wód termalnych. Należy jednakże podkreślić, że i tutaj przeważają gnejsy, a utwory łupkowe stanowiące ich osłonę zostały zapewne w dużym stopniu tektonicznie zredukowane.

Zarysy stref, w których poszukiwania wód termalnych mają, zdaniem autora, szanse powodzenia, przedstawiono na fig. 1.

Wszystkie dotychczas istniejące dane wskazują, że obszarem perspektywicznym dla poszukiwań wód termalnych jest blok Karkonoszy w swej części granitowej i granitognejsowej. W obu tych zespołach skalnych można liczyć na obecność sieci spękań wodonośnych, pozwalających na głęboką infiltrację, których objętość zapewnia istnienie poważnych zasobów wód termalnych. Jak wykazały wiercenia wykonane w Cieplicach, spękania w granicie są w wielu przypadkach wypełnione produktami wietrzenia che-

micznego (kaolinizacji). Zachodziło ono zapewne w końcu trzeciorzędu, w okresie regionalnego rozwoju procesów magmowych, pod wpływem krążących w skale wód o wysokiej temperaturze, nasyconych dwutlenkiem węgla. Obecnie mielibyśmy do czynienia z fazą cofania się i zawężania aureoli mofetowej, w wyniku czego Cieplice znalazły się już poza jej zasięgiem w przeciwieństwie do Świeradowa i Czerniawy. Szczególny układ ciosu w granicie (szczeliny typu L wg Cloosa) powoduje, że mamy tu do czynienia z poziomymi lub zbliżonymi do poziomu strefami wodonośnymi, oddzielonymi od siebie partiami granitu masywnego, spełniającymi rolę warstw nieprzepuszczalnych. Dzięki temu dochodzi do występowania wód pod napięciem artezyjskim, co z punktu widzenia ich eksploatacji ma bardzo duże znaczenie. W skład bloku Karkonoszy wchodzą również kompleksy skalne o mniejszej przepuszczalności, jak łupki łyszczykowe, amfibolity i in. Przykład Janskich Lazni wskazuje jednak, że przy sprzyjających warunkach geologicznych (istnienie zespołu dyslokacji) i w takich utworach można oczekiwać występowania wód termalnych.

Na obszarze bloku Karkonoszy istnieje ponadto szereg wystąpień bazaltu wskazujących na możliwy wpływ procesów magmowych na aktualny stan pola cieplnego w tym regionie, a istnienie największego w Sudetach batolitu granitowego także pozwala przypuszczać, że warunki geotermiczne są tu korzystne. Dotyczy to nie tylko samego granitu, ale także niektórych stref jego okrywy, znajdujących się w kontakcie z granitem i mogących pobierać od niego ciepło radiogeniczne. Zagadnienie zawartości pierwiastków promieniotwórczych w granitognejsach izerskich i radiogenicznej generacji ciepła w tych skałach wymaga zbadania. Istnieją jednak podstawy do przypuszczenia, że zawartości te są znaczne, jakkolwiek zapewne niższe aniżeli w granicie. Zawartości krzemionki w wodach Czerniawy i Świeradowa wskazują, że w swym krążeniu podziemnym przepływają one przez strefy podwyższonych temperatur. Radoczynność tych wód stanowi dodatkowy dowód na podwyższone zawartości pierwiastków promieniotwórczych w skałach wodonośnych, przy czym niekoniecznie muszą być one związane z koncentracjami złożowymi tych pierwiastków.

Drugim obszarem perspektywicznym dla poszukiwań wód termalnych jest południowo-zachodnie obrzeżenie zapadliska śródsudeckiego i rowu Nysy Kłodzkiej, w jego odcinku południowym, to jest na południowy wschód od zapadliska Kudowy. Oprócz granitu Kudowy obszar ten obejmuje Góry Bystrzyckie i Orlickie. Występujące tu gnejsy i granitognejsy są, obok granitu Kudowy, skałami rokującymi nadzieję na obecność poważnych zasobów wód głębokiego krążenia. Znaczne deniwelacje terenu (istnienie kulminacji powyżej 1000 m n.p.m.) stanowią niewątpliwie czynnik ułatwiający głęboką infiltrację wód opadowych.

Na północnych krańcach omawianego subregionu znajdują się Batňovice, Kudowa i Duszniki. W pierwszej z tych miejscowości nawiercono wodę termalną, w drugiej występują szczawy o podwyższonej zawartości

krzemionki, w trzeciej natomiast obserwuje się temperaturę jednej ze szczaw znacznie wyższą od tych, jakich można by się spodziewać na podstawie regionalnych obserwacji hydrogeologicznych. Wszystko to wskazuje, że jest to rejon z punktu widzenia warunków geotermicznych interesujący. Nie ma także powodu przypuszczać, że dalej ku południowemu wschodowi warunki geotermiczne będą przedstawiać się mniej korzystnie.

Trzecim regionem, który powinien być brany pod uwagę w poszukiwaniach wód termalnych, jest obszar Gór Złotych, masyw Śnieżnika oraz obszar Hrubego Jesenika. Region ten zbudowany jest z utworów krystalicznych, w większości granitoidów i gnejsów, a podrzędnie występujące utwory łupkowe są intensywnie zdyslokowane. O możliwościach uzyskania tutaj poważnych zasobów wód termalnych świadczy ich występowanie w Lądku, Velkich Losinach i Bludovie, a także obecność szczaw (Karlova Studanka i inne) oraz plejstoceńskich bazaltów (Břidličina, Bruntal) na obszarze Niskiego Jesenika, bezpośrednio na wschód od interesującego nas obszaru.

Warunki hydrogeotermiczne panujące na Przedgórzu Sudeckim są jak dotychczas słabo rozpoznane, lecz istnieją podstawy do przypuszczeń, że są one korzystne, o czym obok występowania neogeńskich a także czwartorzędowych bazaltów (Wroński 1970) świadczą intensywne procesy hydrotermalne, jakie zachodziły tu w młodszym trzeciorzędzie. Rezultatem ich są m.in. nacieki krzemionkowe stwierdzone w Przewornie (Głazek & al. 1971), a zapewne także kaolinizacja skał krystalicznych i występowanie żył kwarcowych w pobliskiej Jegłowej (Kozłowski & Karwowski 1972, Galewski & Głazek 1973). Zdaniem Oberca & Dyjora (1971) procesom hydrotermalnym zawdzięczają swoje powstanie również piaskowce zsylifikowane (kwarcyty) występujące na zachód od Bolesławca (okolice Kliczkowa). Powyższe dane zdają się potwierdzać przedstawiony przez Hurtiga & Schlossera (1973) pogląd, że blok przedsudecki charakteryzuje się stosunkowo wysoką gęstością ziemskiego strumienia cieplnego (1,6—2 HFU).

Rozważając możliwości uzyskania wód termalnych na Przedgórzu Sudeckim należy brać pod uwagę w pierwszym rzędzie obszary występowania granitoidów, a także strefy w których skały krystaliczne wykazują wysoki stopień metamorfizmu i zdyslokowania (np. metamorfik środkowej Odry). Szczególne znaczenie może mieć intruzja granitowa Strzegom-Sobótka ograniczona od południowego zachodu uskokiem sudeckim brzeżnym. W okresie jej powstania w młodszym paleozoiku blok przedsudecki był wydźwignięty w stosunku do dzisiejszych Sudetów (Oberc 1972), co umożliwiło głęboką erozję granitu i rozwój systemu szczelin powstałych w wyniku jego obciążenia. Należy więc przypuszczać, że możliwe tu jest głębokie krążenie wód podziemnych analogicznie jak w granicie karkonoskim. Prawdopodobne jest także zasilanie masywu Strzegom—Sobótka od strony Sudetów, a nawet odpływ do niego części sudeckich wód termalnych.

Prace mające na celu zwiększenie użytkowych zasobów wód termalnych prowadzone są jak dotąd jedynie w znanych już od dawna miejscach ich występowania. Poszukiwania przeprowadzone w Lądku, Cieplicach i Velkich Losinach zostały uwieńczone sukcesem, a wydobycie wód z nowowykonanych ujęć w dwóch pierwszych miejscowościach znacznie przekracza sumaryczne wydajności istniejących tam dotychczas źródeł.

Teoretyczne przesłanki, z których wynikają możliwości uzyskania znacznych ilości wody termalnej w drodze wierceń, przedstawił autor (Dowgiałło 1970), opierając się na założeniach przyjętych przez Szterewa (1969) dla Rodopów (Bułgaria). Daleko idące analogie budowy geologicznej i wykształcenia litologicznego zespołów skalnych Rodopów i Sudetów upoważniają do przyjęcia analogicznych modułów głębokiego (termalnego) odpływu podziemnego na obszarze bloku karkonoskiego i masywu śnieżnicko-lądeckiego. Moduł ten dla rodopskich formacji krystalicznych wynosi 0,2 l/sek. km² (Szterew 1969). Przy takim założeniu z obszaru zlewni Kamiennej do wysokości Cieplic istniałaby możliwość uzyskania 155 m³/h samowypływu wody termalnej, zaś dla zlewni Białej Lądeckiej do wysokości Lądka 202 m³/h. Zarówno w Lądku, jak i w Cieplicach wydajności te nie zostały dotychczas osiągnięte (przy zsumowaniu wydajności źródeł i nowowykonanych otworów wiertniczych). Łączna wydajność samowypływów wody termalnej wynosi w Lądku 132 m³/h, w Cieplicach zaś 56 m³/h. Wynika stąd, że z punktu widzenia bilansu hydrologicznego istnieje teoretyczna możliwość uzyskania w Lądku jeszcze 70 m³/h, zaś w Cieplicach 1000 m³/h. Oczywiście uzyskiwanie tych ilości wody termalnej możliwe jest pod warunkiem natrafienia na odpowiednie strefy szczelinowe, stanowiące ich kolektory, których zasilanie zabezpieczałoby przed zczerpywaniem zasobów statycznych.

Drugim zagadnieniem, które powinno być brane pod uwagę przy poszukiwaniach i wydobywaniu wód termalnych z danej zlewni, jest problem wydobywania ich jedynie w takich ilościach, jakie są dopuszczalne z punktu widzenia bilansu cieplnego (Jetel 1966).

Dokładna ocena ilości ciepła, które może być przekazywane wodom podziemnym na obszarze danej zlewni, wymaga znajomości wartości strumienia cieplnego. Ze względu na niewielką ilość takich danych, zarówno w rejonie Lądka jak i Cieplic, ocenę tę oprzemy na założeniu, że wartość strumienia cieplnego wynosi na tych obszarach średnio 1,6 μcal/cm² sek. (HFU), co zgodne jest z poglądem Hurtiga & Schlosera (1973). Do przyjęcia takiego założenia upoważniają wyniki pomiarów strumienia cieplnego wykonane na obszarze Czechosłowacji na południe od Sudetów (Čermak & al. 1968), jak i w obrębie zapadliska śródsudeckiego (Čermak 1968), a także w Lądku. Wydaje się, że nie jest to wartość zbyt wysoka zarówno dla obszaru występowania granitu karkonoskiego (Cieplice), jak i dla obszaru granitognejsów gierałtowskich (Lądek). W obu przypadkach można bowiem liczyć na stosunkowo wysoką generację ciepła radiogenicznego, a

także na dodatkowe źródła ciepła związane z młodotrzeciorzędowymi zjawiskami magmowymi. Należy też zwrócić uwagę na stosunkowo wysokie wartości strumienia cieplnego występujące na monoklinie przedsudeckiej (Majorowicz 1973).

Dla uproszczenia przeliczeń przyjęto, że cała ilość wód termalnych wydobywających się samowypływem ma temperaturę zbliżoną do najwyższej uzyskanej w wierceniach wykonanych na danym obszarze. Dla Lądka temperatura ta wynosi około 45°C, dla Cieplic 60°C. Również i to założenie powoduje, że obliczenia dają ilości wydobywanego ciepła wyższe od rzeczywistych, ponieważ część uzyskiwanych wód ma temperaturę niższą od wskazanych wartości. Dokonany więc tu bilans hydrogeotermiczny trzeba uznać za ostrożny.

W celu obliczenia wydajności cieplnej wód termalnych danego rejonu zastosowano za Jetelem (1966) wzór:

$$P = Q\,(t - t_0)$$

gdzie: P — wydajność cieplna zlewni w kcal/s, Q — wydajność ujęcia lub zespołu ujęć wody termalnej (l/s), t — temperatura wód termalnych (° C), t_0 — średnia temperatura roczna powietrza (przyjęto 6°C dla Lądka i 7°C dla Cieplic).

Podstawiając do wzoru wartości otrzymamy wydajność cieplną wód cieplickich wynoszącą 15,5 l/s × 53°C = 852 kcal/sek. i wód lądeckich wynoszącą 36,4 l/s × 39°C = 1420 kcal/s.

Przy założeniu, że wartość strumienia cieplnego (q) wynosi 1,6 HFU, ilość ciepła uzyskiwana w rejonie Cieplic musi pochodzić z obszaru zlewni o powierzchni P/q wynoszącej co najmniej 53 km², zaś w rejonie Lądka z 89 km². Powierzchnie zlewni wynoszą natomiast odpowiednio dla Cieplic 215,3 km², zaś dla Lądka 183 km². Wynika stąd, że ani w jednym, ani w drugim przypadku nie został przekroczony bilans hydrogeotermiczny i że istnieją możliwości kilkakrotnego powiększenia wydobycia ciepła.

W celu określenia rzędu wielkości dyspozycyjnych zasobów wód termalnych dla wyznaczonych obszarów perspektywicznych posłużono się również zastosowanym uprzednio modułem odpływu termalnego w ilości 0,2 l/sek·km². Przyjmując w przybliżeniu, że powierzchnia obszaru perspektywicznego w rejonie Karkonoszy i Gór Izerskich wynosi 2000 km², zaś obszaru perspektywicznego w rejonie Gór Bystrzyckich, Orlickich, Złotych oraz masywu lądecko-śnieżnickiego wynosi 3000 km² otrzymamy dla pierwszego z nich zasoby prognostyczne wody termalnej o temperaturze co najmniej 60°C wynoszące 1440 m³/h, zaś dla drugiego zasoby prognostyczne wody o temperaturze co najmniej 45°C — 2160 m³/h. Z punktu widzenia entalpii tych wód mamy tu więc do czynienia z niebagatelnymi ilościami ciepła, które można wykorzystać. Trzeba też zaznaczyć, że wiercenia o głębokości rzędu 1000 m dostarczą niewątpliwie wód o temperaturach wyższych niż założone. Szacowanie zasobów eksploatacyjnych tych

wód wymaga jednak dużej ostrożności, gdyż obserwowany w Cieplicach spadek wydajności może świadczyć o zczerpywaniu zasobów statycznych.

Reasumując powyższe rozważania można sformułować następujące wnioski końcowe:

1. Na obszarze Sudetów, a zapewne także bloku przedsudeckiego istnieją możliwości uzyskania znacznych zasobów słabo zmineralizowanych wód termalnych, które obok lecznictwa i rekreacji będą mogły być wykorzystywane dla celów energetycznych.

2. Wody te krążą w utworach krystalicznych — przede wszystkim granitach i gnejsach — występujących na powierzchni lub pod cienką pokrywą osadów kenozoicznych i na tych głównie obszarach należy prowadzić prace poszukiwawcze.

3. Lokalizacja otworów wiertniczych powinna być poprzedzona systematyczną penetracją geofizyczną obejmującą powierzchniowe zdjęcia geotermiczne, zdjęcia w podczerwieni oraz regionalne badania strumienia cieplnego Ziemi.

Polska Akademia Nauk
Zakład Nauk Geologicznych
Pracownia Hydrogeologii
Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
Warszawa, w styczniu 1975 r.

LITERATURA CYTOWANA

BANWELL C. J. 1963. Oxygen and hydrogen isotopes, in New Zealand thermal areas. *In:* TONGIORGI E. (*Ed.*) *Nucl. Geol. on Geothermal Areas (Spoleto, 1963).* 95—138. Pisa.

BIRKENMAJER K., JERZMAŃSKI J. & NAIRN ALAN E. M. 1970. Studia paleomagnetyczne skał polskich. IV. Kenozoiczne bazalty Dolnego Śląska. *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.),* **40** (1). 31—61. Warszawa—Kraków.

ČERMAK V. 1968. Heat flow in the Žacler-Svatoňovice Basin. *Acta Geoph. Pol.,* **16** (1), 3—9. Warszawa.

— , JETEL J. & KRČMAR B. 1968. Terrestrial heat flow in the Bohemian Massif and its relation to the deep structure. *Sborn. Geol. Ved. Užita geofyzika. Řada UG,* **7**, 25—41. Praha.

CRAIG H. 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science,* **133**, 1702. Washington.

DANSGAARD W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus,* **16**, 436—468. Stockholm.

DOMINIKIEWICZ M. 1951. *Wody mineralne Polski.* Warszawa.

DOWGIAŁŁO J. 1970. Occurrence and utilization of thermal waters in Poland. *Geothermics Special Issue,* **2** (1), 95—98. Pisa.

— 1973. Wyniki badań składu izotopowego tlenu i wodoru w wodach podziemnych Polski południowej. *W: Z badań hydrogeologicznych w Polsce,* **3**, 319—338. *Biul. Inst. Geol.,* **277**. Warszawa.

— , FLORKOWSKI T. & GRABCZAK J. 1974. Tritium and ^{14}C datting of Sudetic thermal waters. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre,* **22** (2), 101—109. Varsovie.

— & KULIKOWSKA J. 1972. Hydrogeologiczne badania stacjonarne ujęć wód leczniczych w uzdrowiskach polskich. *Problemy uzdrowiskowe*, 1 (61), 109—158. Warszawa.

— & LEŚNIAK P. M. (druku). Niektóre wyniki hydrogeologicznych obserwacji stacjonarnych ujęć wód termalnych w Cieplicach Śląskich — Zdroju. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.* Warszawa.

EICHLER R. 1966. Deuterium Isotopengeochemie des Grund- und Oberflächenwassers. *Geol. Rundschau*, 55, 144—159. Stuttgart.

FISTEK J. & TĘSIOROWSKA H. 1973. Problemy genezy wód termalnych Cieplic Śląskich — Zdroju. *W: Z badań geologicznych regionu dolnośląskiego*, 13, 129—140. *Biul. Inst. Geol.*, 264. Warszawa.

FOURNIER R. O. & TRUESDELL A. H. 1970. Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geothermics Special Issue 2*, 2 (1), 529—535. Pisa.

GALEWSKI K. & GŁAZEK J. 1973. An unusual occurrence of the Dytiscidae (Coleoptera) in the siliceous flowstone of the Upper Miocene cave at Przewornо, Lower Silesia, Poland. *Acta Geol. Pol.*, 23 (3), 445—461. Warszawa.

GIERWIELANIEC J. 1968. Lądek-Zdrój i jego wody mineralne. *Kwartalnik Geol.*, 12 (3), 680—692. Warszawa.

GŁAZEK J., OBERC J. & SULIMSKI A. 1971. Miocene vertebrate faunas from Przewornо (Lower Silesia) and their geological setting. *Acta Geol. Pol.*, 21 (3), 473—515. Warszawa.

GRINIENKO L. N. & GRINIENKO V. A. 1967. Zakonomernosti razpredelenia izotopov sery i ich ispolzovanie v geochemičeskich issledovaniach. *Geochimia* 5, 559—576. Moskva.

HURTIG E. & SCHLOSSER P. 1973. Analyse der Wärmeflussdaten Mitteleuropas. Stockwerkban und Felderteilung. *Symposium A.W. D.D.R.*, 665—699. Potsdam.

HYNIE O. 1963. *Hydrogeologie ČSSR. II. Mineralni vody*. Praha.

INSTITUT für Radiohydrometrie. 1974. Jahresbericht 1973. München.

JAHN A. 1960. Czwartorzęd Sudetów. *W: Regionalna geologia Polski*, 3, *Sudety*, cz. 2 (pod red. H. Teisseyre), 358—418. Kraków.

JAROCKA A. & al. 1970. Analizy fizykochemiczne wód leczniczych uzdrowisk polskich wykonane w 1968 r. *Problemy uzdrowiskowe*, 1 (49), 1—354. Warszawa.

JELIŃSKI A. 1965. Geochemia uranu w granitowym masywie Karkonoszy z uwzględnieniem innych masywów granitoidowych Dolnego Śląska. *W: Z badań złóż kruszców*, 5, 5—110. *Biul. Inst. Geol.*, 193. Warszawa.

JETEL J. 1966. Ochrona termalnich vod z hlediska geotermicke bilance. *Vestn. Ústř. Úst. Geol.*, 41 (3), 177—191. Praha.

— 1973. Geothermal exploration in the Czech Socialist Republic. Preliminary project. Geol. Surv. Prague.

JETELOVA J. 1968. Zprava o vyskutu kremičite dušikove termy v Batňovicich u Upice. *Zpravy o geologickych vyzkumach w r.* 1967. 116—117. Praha.

KOBROVA M. 1958. Chemicky rozbor a klasifikace mineralni vody z „Bazenoveho pramena" v Bludove. *Fysiatricky Vestnik*, 36 (3), 172—173. Praha.

KONOPAČ J. 1966. K izotopickemu složeni mineralnich vod. *Fysiatricky Vestnik*, 44 (3), 157—173. Praha.

— & DVOŘAK J. 1973. Mineralni prameny lazni Velke Losiny. *W:* ŠAJNER J. & KŘIŽEK V. et al. *Lazne Velke Losiny. Dejiny, pritomost, přirodni zdroje*. 73—95. Praha.

KOZŁOWSKI A. & KARWOWSKI Ł. 1972. Hydrothermal origin of quartz from Jegłowa (Lower Silesia). *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre*, 20 (2), 91—96. Varsovie.

MAJOROWICZ J. 1973. New heat flow data on the Polish territory. *Acta Geoph. Pol.*, 21 (2), 86–92. Warszawa.

MAZOR E., VERHAGEN B. T. & NEGREANU E. 1974. Hot springs of the igneous terrain of Swaziland: Their noble gases, hydrogen, oxygen and carbon isotopes and dissolved ions. *Isotope techniques in groundwater hydrology*, 2, 29–47. Vienna.

MORET L. 1946. *Les sources thermominerales*. Paris.

MORETTE A. 1964. *Précis d'hydrologie*. Paris.

OBERC J. 1972. Sudety i obszary przyległe. *Budowa geologiczna Polski*, 4, *Tektonika*, cz. 2. Warszawa.

— & DYJOR S. 1971. Związek kwarcytów okolic Bolesławca z tektoniką trzeciorzędową i perspektywy poszukiwawcze. *Przegląd Geol.*, 12, 531–533. Warszawa.

PESSINA S., RUMI O., SILVESTRI M. & SOTGIA G. 1970. Gravimetric loop for the generation of electrical power from low temperature water. *Geothermics, Special Issue 2*, 2 (1), 901–909. Pisa.

PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H. H. & FAUL H. 1962. Age of some granitic rocks in Poland. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 26, p. 1069.

ROGERS J. J. W. & ADAMS J. A. S. 1970. Uranium. *W:* WEDEPOHL K. H. (Ed.) *Handbook of geochemistry*, 2 (2). Springer Verlag.

SCHOELLER H. 1968. La silice des sources thermominerales des Pyrenées. *C.-R. Acad. Sci. Paris*, 266, 2175–2177. Paris.

— 1969. L'acide carbonique des eaux souterraines. *Bull. B. R. G. M., Section III*, Nr 1, 1–32. Paris.

SIEVER R. 1962. Silica solubility, 0–200°C, and the diagenesis of silliceous sediments. *J. Geol.*, 70 (2), 127–150. Chicago.

ŠILAR J. 1956. Hydrogeologicke pomery sirnych therem ve Velkych Losinach na Morave. *Universitas Carolina, Geologica*, 2 (1), 25–43. Praha.

SZTEREW K. D. 1969. Regional assessment — balance of the natural resources of the nitrogen thermal waters of a silicogenic type in Bulgaria. *Rev. Bulgarian Geol. Soc.*, 33 (2), 187–200. Sofia.

WHITE D. E. 1970. Geochemistry applied to the discovery, evaluation and exploitation of geothermal energy resources. *U. N. Geothermics Special Issue* 2 (1), 58–80. Pisa.

WROŃSKI J. 1970. Przejawy plejstoceńskiego wulkanizmu w Dębowcu koło Szklar na Dolnym Śląsku. *Kwart. Geol.*, 14 (3), 535–546. Warszawa.

ŻUK W., SZARAN J., HAŁAS S. & LIS J. 1973. Wyniki badań składu izotopowego siarki w źródłach mineralnych na terenie Polski. *Przegląd Geol.*, 5, 271–273. Warszawa.

J. DOWGIAŁŁO

SUMMARY

Occurrence, origin and perspectives of prospection for thermal waters in the Sudetes are dealt with in the paper. The Sudetes are considered as a whole, nevertheless, particular attention has been given to the areas within the boundaries of Poland.

Thermal waters occurring in form of natural springs have been exploited for medical purposes since several centuries. They gave origin to such health resorts as Cieplice, Janské Lazné, Lądek, Velké Losiny and Bludov. In all the above localities

the waters occur within crystalline rocks of Precambrian or Paleozoic age (Fig. 1). During recent years an increased demand caused a necessity to perform several boreholes in order to increase the water resources. Such drillings have been pierced at Cieplice, Lądek and Velké Losiny and gave positive even sensational results.

The thermal waters of the Sudetes are characterized by small general mineralisation (Table 1) (usually less than 1000 mg/l, in some cases less than 200 mg/l). and by increased fluorium content (up to 12 mg/l), silicium content (up to 120 mg/l H_2SiO_3), and sometimes by content of sulphuretted hydrogen (up to 5 mg H_2S+HS^-) and the tiosulphate ion as well as in some cases by increased radioactivity (up to 22 nCi/l). Almost all the waters show increased pH values (7.5—9). Nitrogen prevails in their gas composition (over 90%).

Temperatures of waters from natural springs do not exceed 45° centigrade (Cieplice), whereas the maximal temperature of natural outflow obtained from the depth of 750 m in a borehole at Cieplice was 63°C (Table 2).

Waters of temperature higher than normal occur in other localities in the Sudetes as well. They are more mineralised than those mentioned above which is connected with considerable amounts of CO_2 (Duszniki) or with occurrence of sedimentary rocks above the crystalline aquifer (Batnovice).

Both chemical and gas composition of the thermal waters and the results of isotope investigations (D, ^{18}O, ^{32}S, ^{14}C, T) point to infiltration origin. The age of warmest water at Lądek and Cieplice that occur in natural springs has been defined as early Holocene and late Pleistocene (Table 3). Higher helium quantities in relation to nitrogen as compared to air composition indirectly prove the conclusion about infiltration of those waters at times mentioned above. Relative enrichment in helium proves long period of underground flow.

Reckoning from SiO_2 content it may be assumed that only in such sites where it exceeds 50 mg/l the water has attained temperature higher than 100° centigrade during flow (Fig. 3). Such situation is to be noted at Cieplice and at Czerniawa where actualy cold carbonated waters occur.

Basing on the analysis of results of all investigations done so far and geological premises it may be concluded that much greater resources of thermal waters do occur in the crystalline formations of the Sudetes than those known up to date and exploited although no positive anomalies of heat flow density have been observed in the region. The zones in which such resources may be expected at depth not exceeding 2000 m are: the Karkonosze granite and its metamorphic cover, south-western margin of the Central Sudetic depression and the Nysa Kłodzka Graben (the Kudowa granite, metamorphic formations of the Bystrzyckie and Orlickie Mts), the Złote Góry Mts, the Śnieżnik Massif, the Hruby Jesenik Massif and some areas of the Foresudetic Block.