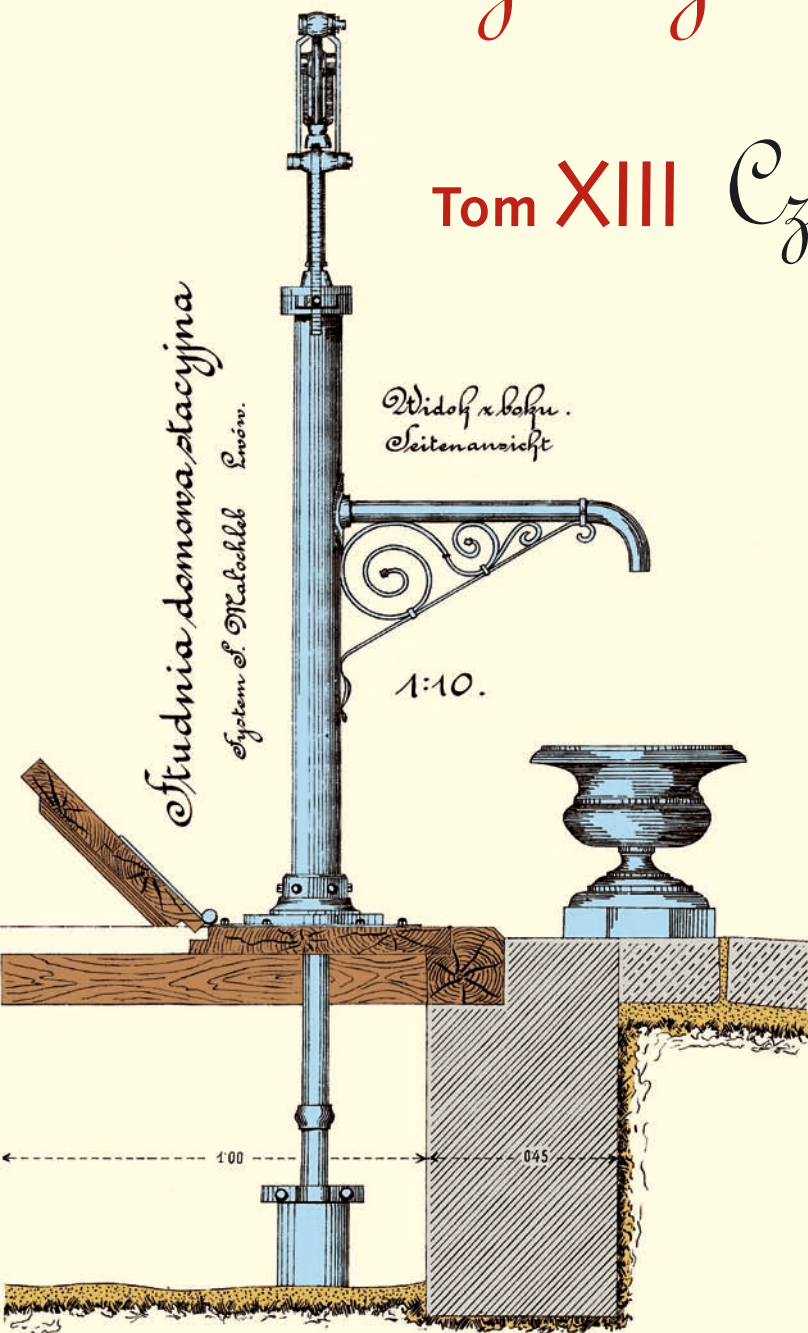


# Współczesne problemy hydrogeologii

Tom XIII Część 2.



Copyright © Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Kraków 2007



Wydanie publikacji zostało sfinansowane przez  
Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska  
i Gospodarki Wodnej

Recenzenci:

Jadwiga Szczepańska  
Wojciech Ciężkowski  
Józef Górski  
Andrzej Kowalczyk  
Ewa Krogulec  
Grzegorz Malina  
Jerzy Małecki  
Marek Marciniak  
Jacek Motyka  
Marek Nawalany  
Jan Przybyłek  
Andrzej Rózkowski  
Andrzej Sadurski  
Andrzej Szczepański  
Stanisław Staško  
Stanisław Witczak  
Andrzej Zuber

Redakcja: Andrzej Szczepański, Ewa Kmiecik, Anna Żurek

Teksty artykułów w częściach 2. i 3. zostały wydrukowane z wersji elektronicznej dostarczonej przez Autorów, metodą bezpośredniej reprodukcji (*camera ready*)

Projekt okładki i stron tytułowych: Andrzej Tomaszewski

Na okładce: fragment projektu studni miejskiej we Lwowie z 1906 roku  
— ze zbiorów prof. **Antoniego S. Kleczkowskiego** (1922–2006)

Korekta: Zespół

Skład komputerowy systemem  $\text{T}_{\text{E}}\text{X}$ : pre $\text{T}_{\text{E}}\text{X}$ t, [www.pretext.com.pl](http://www.pretext.com.pl)

Druk: ROMA-POL, [www.romapol.pl](http://www.romapol.pl)

ISBN-13 978-83-88927-16-4

Jan Dowgiałło, Dorota Kaczor, Adam Porowski

## **Solanki termalne Niżu Polskiego w świetle nowych badań**

### **Thermal Brines of the Polish Lowlands in the Light of Latest Investigations**

**Słowa kluczowe**

solanki termalne, wskaźniki temperatury, izotopy trwałe, chemiczne i izotopowe wskaźniki genezy, jura dolna, kreda dolna

**Key words**

thermal brines, temperature indicators, stable isotopes, chemical and isotopic origin indicators, Lower Jurassic, Lower Cretaceous

**Abstract**

The presence of thermal brines in the Polish Lowland was first recorded in 1904 when deep boreholes started to be drilled in the Ciechocinek area. Later investigations have demonstrated that the occurrence of such waters is widespread in the area considered. Particularly privileged are sandy, permeable series of the Lower Cretaceous and the Lower Jurassic. Detailed chemical and stable isotopes research carried out at present in working wells focused on the origin of such thermal brines and evolution of their chemical composition. In the light of their origin isotopic composition of dissolved sulfates were determined in order to evaluate the applicability of oxygen isotope geothermometers in the  $\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$  system.

## 1. WSTĘP

Zgodnie z powszechnie przyjmowaną definicją solanka termalna jest to woda podziemna chlorkowo-sodowa (wapniowa) o mineralizacji co najmniej  $35 \text{ g/dm}^3$  i temperaturze na wypływie co najmniej  $20^\circ\text{C}$ . Istnienie takich wód na Niżu Polskim stwierdzono po raz pierwszy w 1904 r. w Aleksandrowie Kujawskim. Otwór, który osiągnął głębokość 1169 m (Rychłowski, 1917) dostarczał samowypływem solankę o temperaturze  $28^\circ\text{C}$  i mineralizacji około  $65 \text{ g/dm}^3$ . W 1929 r. podczas wiercenia otworu Nr 14 w odległym o kilka km od Aleksandrowa Ciechocinku, uzyskano z głębokości 1140 m samowypływ wody o temperaturze  $31,5^\circ\text{C}$  i mineralizacji  $68 \text{ g/dm}^3$  (Samsonowicz, 1954). Późniejsze wiercenia wykonane zarówno w Ciechocinku, jak i na innych obszarach Niżu wykazały, że występowanie w utworach mezozoicznych na głębokości poniżej 1000 m wód odpowiadających przedstawionej wyżej definicji jest bardzo częste. Szczególnie uprzywilejowanymi pod tym względem formacjami są dolna jura i dolna kreda (Górecki, 1990), dzięki przeważającemu piaszczowcowo-piaszczystemu charakterowi osadów i związanej z tym wodonośności.

Z punktu widzenia termiki wód podziemnych na szczególną uwagę zasługuje z kolei NW część monokliny przedsudeckiej i blok Gorzowa Wlkp., gdzie gęstość ziemskiego strumienia ciepłego przekracza niekiedy  $95 \text{ mW/m}^2$  (Szewczyk, 2004).

Zmineralizowane wody termalne występują także w utworach paleozoicznych Niżu Polskiego. Dobrze rozpoznane pod tym względem są utwory cechsztynu, stanowiące przedmiot zainteresowania przemysłu naftowego ze względu na występujące w nich złoża ropy i gazu ziemnego. Wód takich można się również spodziewać w węglanowych utworach ordowiku oraz w piaszczowcach dewonu i kambru.

Dotychczas wody termalne wydobywane były dla celów leczniczych i grzewczych jedynie z utworów jurajskich i kredowych. Nie można wykluczyć, że w przyszłości zakres ich wykorzystania rozszerzy się na przemysłową eksploatację surowców chemicznych zawartych w silnie stężonych solankach termalnych paleozoiku. Wymagać to jednak będzie przezwyciężenia szeregu problemów technologicznych i ekonomicznych związanych m.in. ze znaczną głębokością wierceń i wysokimi stężeniami składników stałych w tych wodach.

## 2. LOKALIZACJA TERENU I ZAKRES BADAŃ

Wykonane badania i ich wstępne wyniki dotyczą wód eksploatowanych obecnie lub przewidzianych do eksploatacji w najbliższym czasie w pięciu miejscowościach (rys. 1).

Opróbowane ujęcia wód termalnych znajdują się na obszarze synklinorium szczecińskiego (2 ujęcia: Stargard Szczeciński GT-1 i Pyrzyce GT-1), synklinorium mogileńsko-łódzkiego (1 ujęcie: Uniejów PIG/AGH-2), antyklinorium kujawsko-pomorskiego (2 ujęcia: Cieclocinek-14 i Cieclocinek-16) i synklinorium brzeźnego warszawskiego (1 ujęcie Warszawa IG-1 w Konstancinie). Jedynie w Uniejowie woda termalna pochodzi z utworów dolnej kredy, w pozostałych miejscowościach ujęto piaszczyste osady jury dolnej (tab. 1).

Wyniki badań laboratoryjnych zostały zestawione w tabelach 2 i 3



**Rysunek 1.** Lokalizacja opróbowanych ujęć wód termalnych na tle zasięgu prowincji geotermicznej Nizy Polskiego.

**Figure 1.** Position of sampled thermal waters intakes against the background of range of the Polish Lowlands Geothermal Province.

**Tabela 1.** Dane dotyczące występowania i cech badanych wód termalnych  
**Table 1.** Data concerning the occurrence and features of thermal waters studied

Lp.	Nazwa ujęcia	Seria wodonośna	G [ m ]	$t_e$ [ °C ]	M [ % ]	Typ hydrogeochemiczny
1	Stargard Szcz. GT-1	J <sub>3</sub>	2430–2670	92	11,5	Cl - Na
2	Pyrzyce GT-1	J <sub>3</sub>	1423–1620	61	11,6	Cl - Na
3	Ciechocinek XIV	J <sub>3</sub>	650-1365	29	4,4	Cl - Na
4	Ciechocinek XVI			26	6,0	Cl - Na
5	Uniejów PIG/AGH-2	K <sub>3</sub>	1890–2000	70	0,7	Cl - Na
6	Warszawa IG-1	J <sub>3</sub> / J <sub>2</sub>	1534-1738	30	6,2	Cl - Na

G – głębokość ujęcia;  $t_e$  – temperatura eksploatacyjna; M – mineralizacja ogólna

**Tabela 2.** Skład chemiczny badanych wód termalnych.  
**Table 2.** The chemical composition of thermal waters considered

Nazwa ujęcia	Rok wyk. analizy	pH	TDS [g/dm <sup>3</sup> ]	t [°C]	[ mg/dm <sup>3</sup> ]											
					Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Li <sup>+</sup>	Ba <sup>2+</sup>	Si <sup>2+</sup>	B	SiO <sub>2</sub>
Stargard Szcz. GT-1	2005	6,54	114,75	98,0	42300,0	265,0	2263,5	6,1	68841,0	666,0	230,0	2,25	0,50	124,0	15,01	32,0
Pyrzyce GT-1	2004	7,23	116,18	63,0	39603,0	226,0	1713,0	606,0	72608,0	911,0	342,0	2,10	0,57	131,9	15,6	20,0
Ciechocinek XIV	2005	6,46	43,67	29,0	14660,0	181,0	1226,4	435,0	26763,0	18,0	324,0	1,68	3,45	53,8	8,23	10,3
Ciechocinek XVI	2005	6,68	59,66	25,9	20100,0	228,0	1668,3	517,0	36683,0	116,0	254,0	2,03	0,52	76,1	9,69	11,2
Uniejów PIŁ/AGH-2	2005	6,88	6,98	68,0	2490,0	31,0	144,3	28,5	3789,0	86,9	311,0	0,02	0,16	62,0	1,07	35,4
Warszawa IG-1	2005	6,90	62,03	15,1	22200,0	173,0	212,4	635,0	38308,0	266,0	116,0	2,10	0,42	99,0	8,61	10,9

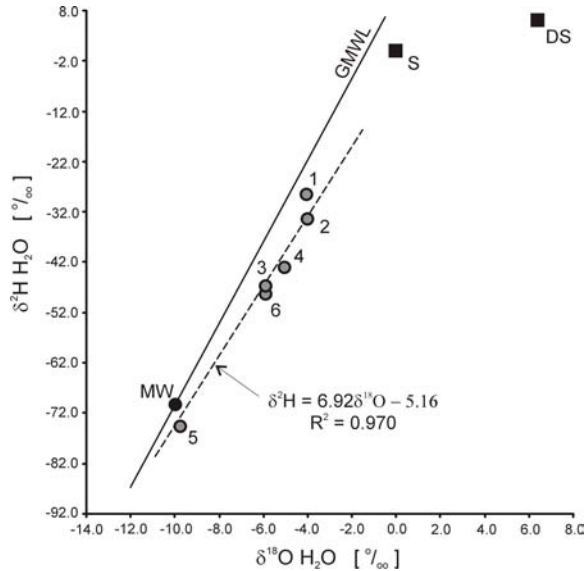
**Tabela 3.** Skład izotopowy badanych wód i rozpuszczonych w nich siarczanów  
**Table 3.** Isotopic composition of waters studied and their dissolved sulfates

Nazwa ujęcia	$\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}$ [‰ vs VSMOW]	$\delta^2\text{H H}_2\text{O}$ [‰ vs VSMOW]	$\delta^{18}\text{O SO}_4$ [‰ vs VSMOW]	$\delta^{34}\text{S SO}_4$ [‰ vs CDT]
Stargard Szczeciński GT-1	-4,0	-28,6	15,09	33,02
Pyrzyce GT-1	-4,0	-33,1	15,20	35,60
Ciechocinek XIV	-5,9	-46,6	16,17	48,35
Ciechocinek XVI	-5,0	-42,8	14,45	39,65
Uniejów PIŁ/AGH-2	-9,7	-74,5	12,87	24,04
Warszawa IG-1	-5,9	-48,06	15,68	37,97

### 3. DYSKUSJA UZYSKANYCH WYNIKÓW

#### 3.1. Pochodzenie wód termalnych

Badane wody są solankami typu Cl-Na o mineralizacji wyższej niż średnia mineralizacja dla wody morskiej. Wyjątek stanowi woda z Uniejowa, której mineralizacja jest niższa niż pozostałych wód. Jej skład izotopowy jest typowy dla współczesnych wód meteorycznych na Niżu Polskim (rys. 2).

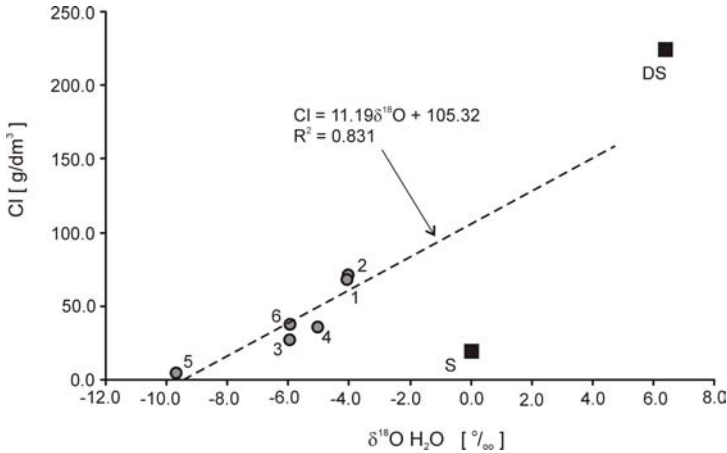


**Rysunek 2.** Skład izotopowy wód termalnych Niżu Polskiego. MW – współczesna woda opadowa (D'Obyrn *et al.*, 1997), S – VSMOW, DS – woda Morza Martwego (Porowski & Kowski, 2005), GMWL – Światowa Linia Wód Opadowych (Róžański *et al.*, 1993). Numeracja punktów zgodna z tab. 1.

**Figure 2.** The isotopic composition of thermal waters in Polish Lowlands. MW – modern meteoric water, S – VSMOW, DS – Dead Sea water, GMWL – Global Meteoric Water Line. Numbering according to tab. 1

Najwyższą zawartością ciężkich izotopów tlenu i wodoru charakteryzują się wody termalne z Pyrzyc i Stargardu Szczecińskiego (rys. 2), których mineralizacja przekracza nieco 116 g/dm<sup>3</sup>. Wszystkie rozpatrywane wody sytuują się poniżej Światowej Linii Wód Opadowych (GMWL). Obliczona dla nich linia regresji posiada nachylenie 7,6 i wykazuje położenie niemal równoległe do GMWL (nachylenie 8,1). Przy uwzględnieniu współczesnej wody opadowej (MW) nachylenie linii regresji zmaleje do 6,9 przy współczynniku korelacji wynoszącym  $R^2 = 0,970$  (rys. 2). Tego typu skład izotopowy wód, biorąc pod uwagę ich mineralizację typu Cl-Na, wyższą od mineralizacji wody morskiej, sugeruje, że mogły one po-

wstać w wyniku regionalnego mieszania się wody pochodzenia opadowego ze składnikiem o charakterze odparowanej (zateżonej) wody morskiej. Zależność pomiędzy wartościami  $\delta^{18}\text{O}$  i stężeniem  $\text{Cl}^-$  (rys. 3) w badanych wodach wydaje się potwierdzać taką interpretację.



**Rysunek 3.** Zależność pomiędzy wartościami  $\delta^{18}\text{O}$  i stężeniem  $\text{Cl}^-$  w badanych wodach termalnych. S – woda morska, DS – woda Morza Martwego.

Numeracja punktów zgodna z tab. 1

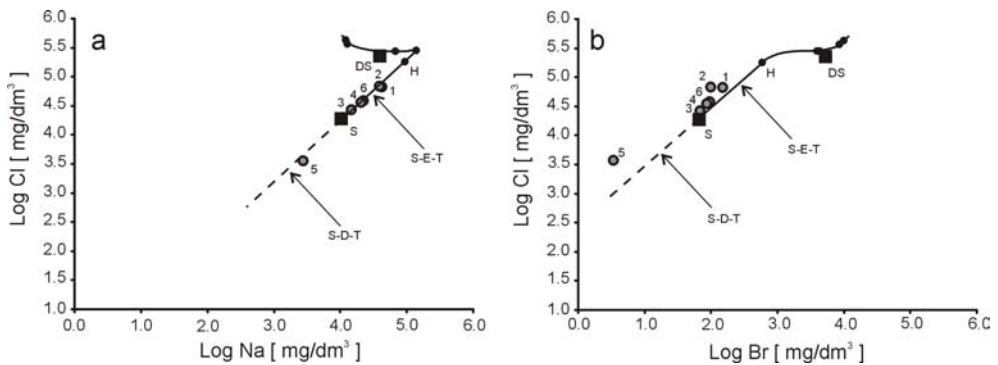
**Figure 3.** Relationship between  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\text{Cl}^-$  concentration in thermal waters considered. S – seawater, DS – Dead Sea water. Numbering according to tab. 1

Na rysunku 3 dla porównania zaznaczono położenie najbardziej stężonej obecnie na ziemi solanki reprezentowanej przez wodę z Morza Martwego (DS). Widać więc, że morskim składnikiem mieszanin był roztwór o dużo mniejszej zawartości chlorków niż średnia ich zawartość w wodzie z Morza Martwego.

Istnienie procesów związanych z parowaniem wody morskiej oraz ługowaniem ewaporatów (w szczególności soli chlorkowych) znajduje potwierdzenie na wykresach krzywych ewaporacji wody morskiej (S-E-T) (Carpenter, 1978) (rys. 4).

Stosunek  $r\text{Na}/r\text{Cl}$  [w mval/dm<sup>3</sup>] dla wody morskiej wynosi 0,85. Położenie prawie wszystkich badanych wód (z wyjątkiem wody z Uniejowa) na, lub tuż przy, linii ewaporacji wody morskiej (rys. 4a), ale powyżej stężenia reprezentowanego przez wodę morską (S) wskazuje, iż badane wody posiadają taki sam lub bardzo zbliżony stosunek  $r\text{Na}/r\text{Cl}$ . W rzeczywistości w badanych wodach wynosi on od 0,84 do 0,89. Wyższe wartości pojawiają się jedynie w Stargardzie Szczecińskim (0,95) i w Uniejowie (1,01). W tym ostatnim punkcie stosunek ten jest typowy dla procesu rozpuszczania halitu. Na tej podstawie można sądzić, iż pochodzenie badanych wód termalnych związane jest z parowaniem wody morskiej i/lub z ługowaniem ewaporatów (głównie soli chlorkowych) przez wodę morską (w tym wypadku zapewne reliktową), a następnie jej rozcieńczeniem przez wody meteoryczne. Co więcej, przykład Uniejowa (stosunek  $r\text{Na}/r\text{Cl}$  typowy dla ługowania halitu, a skład izotopowy





**Rysunek 4.** Zależność Log Cl od Log Na (a) i Log Br (b) na tle krzywych ewaporacji wody morskiej. S-E-T – krzywa ewaporacji wody morskiej, S-D-L – linia idealnego rozcieńczenia wody morskiej, S – woda morska, H – punkt wytrącania halitu, DS – woda Morza Martwego. Numeracja punktów zgodnie z tab. 1

**Figure 4.** Relationship between Log Cl vs Log Na (a) and Log Br (b) against the background of seawater evaporation trajectories. S-E-T – seawater evaporation trajectory, S-D-L – seawater dilution line, S – seawater, H – point of halite precipitation, DS – Dead Sea water. Numbering according to tab. 1

typowy dla wody współczesnego cyklu hydrologicznego) wskazuje, iż możliwa jest również sytuacja gdy tylko wody meteoryczne infiltrując w głąb ługują pokłady soli chlorkowych. Stosunkowo bliskie sąsiedztwo wysadów solnych Kłodawy (ok. 30 km na N), Rogóżna czy Góry czyni taką sytuację bardzo prawdopodobną. Na rysunku 4b widać wyraźnie, że we wszystkich rozpatrywanych wodach termalnych, z wyjątkiem uniejowskiej, stężenia Cl<sup>-</sup> i Br<sup>-</sup> są wyższe niż w wodzie morskiej. We wszystkich zaś badanych wodach stosunek Br/Cl jest niższy od tego w wodzie morskiej. Wagowy stosunek 1000Br/Cl [w mg/dm<sup>3</sup>] dla badanych wód kształtuje się generalnie w przedziale od 2,16 do 2,58 ze skrajnie niższymi wartościami dla wody z Pyrzyc (1,39) i z Uniejowa (0,89). Sugeruje to wyraźnie istnienie procesu ługowania soli chlorkowych lub mieszania się z wodami będącymi wcześniej w kontakcie z solami chlorkowymi, gdyż mamy tu nadwyżkę Cl<sup>-</sup> nad Br<sup>-</sup> (co sytuuje badane wody ponad krzywą ewaporacji wody morskiej – rys. 4b). Jak wiadomo, halit zawiera z reguły znikome ilości bromu - 1000Br/Cl dla halitu wynosi 0,014 (Hounslow, 1995). Ponadto, należy podkreślić, że nie mamy tu potwierdzenia możliwości mieszania się wód pochodzenia meteorycznego z typowymi ługami postsalinarnymi, powstającymi po wytrąceniu halitu. Ług taki miałby bowiem podwyższone stężenia Br<sup>-</sup> (np. wagowy stosunek 1000Br/Cl dla roztworu po wytrąceniu halitu znajduje się w przedziale 4,7–5,5; zaś dla wody z Morza Martwego wynosi 23,66, co jest wartością typową dla roztworu po wytrąceniu karnalitu, tj. 20,1–23,8). Sytuowałoby to badane wody poniżej krzywej ewaporacji wody morskiej (rys. 4b).

Na możliwość udziału ługów poewaporacyjnych w wodach zmineralizowanych mezozoiku na Niżu zwrócili uwagę Szpakiewicz (1983) i Dowgiałło (1988), a ostatnio potwierdziła go Kaczor (2007) w odniesieniu do wód występujących w triasie. Odmienne poglądy przedsta-

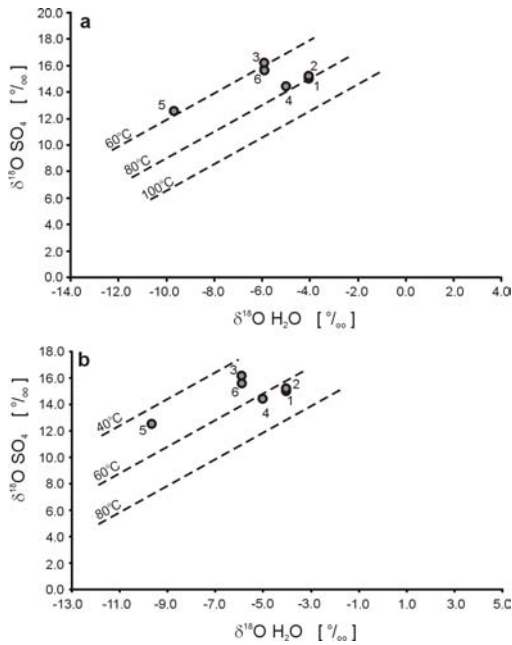
wili natomiast Zuber i Grabczak (1991). Opierając się na wynikach badań składu izotopowego tlenu i wodoru w tych wodach wyrazili oni pogląd, że są to wody infiltracji opadowej, w których podwyższona ilość ciężkich izotopów może być wyjaśniona faktem, iż infiltracja ta następowała w okresach klimatu cieplejszego niż obecny.

Zagadnienie ilości ługów poewaporacyjnych powstałych w zbiornikach morskich cechsztynu, a także triasu, nie doczekało się dotychczas opracowania. Problemu tego nie rozstrzyga praca Prohazki (1982), dotycząca ilości solanki wylugowanej z wysadów solnych na Kujawach. Zagadnienie to na przykładzie Morza Martwego poruszył Anati (1993). Z wysokim prawdopodobieństwem można przypuszczać, że na obszarze Nizy Polskiego objętość tych ługów mogła być przynajmniej rzędu tysięcy km<sup>3</sup>. Pytanie, co stało się z tymi roztworami pozostaje otwarte.

### 3.2. Tlenowa termometria izotopowa SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O

Po raz pierwszy oznaczenia składu izotopowego siarczanów rozpuszczonych w niektórych wodach termalnych Polski dokonali Cortecci i Dowgiałło już w 1975. Obecnie jednak oznaczenia składu izotopowego siarczanów rozpuszczonych w wodach miały na celu przede wszystkim zbadanie możliwości zastosowania geotermometru izotopowego <sup>18</sup>O w systemie SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O jako wskaźnika temperatury wody w warstwie wodonośnej. Geotermometr ten wykorzystuje fakt, że współczynnik frakcjonowania izotopowego tlenu pomiędzy wodą a rozpuszczonymi w niej siarczanami jest funkcją temperatury i pH wody. Został on po raz pierwszy zastosowany do oceny temperatury wód termalnych złoża Wairakei (Nowa Zelandia) przez Mizutaniego i Raftera (1969), a następnie był z powodzeniem wykorzystywany do oceny temperatury podziemnych wód hipertermalnych. W literaturze funkcjonują trzy współczynniki frakcjonowania izotopowego tlenu w systemie SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O wyprowadzone przez Loyda (1968), Mizutaniego i Raftera (1969), Kusakabe i Robinsona (1977) oraz Hałasa i Plutę (2000). Wynika to z różnic pH badanych roztworów, a co za tym idzie i specjacji związków siarki, a w konsekwencji z szybkości wymiany izotopowej pomiędzy wodą i siarczanami (Sakai 1977, Chiba i Sakai, 1985). Zastosowanie różnych współczynników frakcjonowania prowadzi do różnic w oszacowaniu równowagowej temperatury wody dochodzących nawet do kilkudziesięciu °C. Stosując współczynniki frakcjonowania izotopowego tlenu w systemie SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O wyprowadzone przez Mizutaniego i Raftera (1969) oraz Kusakabe i Robinsona (1977) oszacowano temperatury badanych wód termalnych w warstwie wodonośnej (rys. 5). Wyniki takiej kalkulacji temperatury podano w tabeli 4.

W przypadku solanek termalnych Nizy Polskiego uzyskane za pomocą omawianego geotermometru wartości temperatury w warstwie wodonośnej są niejednoznaczne. W kilku przypadkach uzyskane temperatury są nawet niższe od pomierzonych na wypływie, co jednoznacznie wskazuje na błędne wskazania geotermometru (np. Stargard Szczeciński czy Uniejów). Ocena przydatności jego zastosowania do solanek o niskiej entalpii wymaga jednak dalszych badań. Mamy bowiem tutaj niewątpliwie do czynienia z procesami, które zaburzają równowagę izotopów tlenu w systemie SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O. Po pierwsze, takim procesem może być mieszanie się wód o różnym pochodzeniu, różnym składzie chemicznym (w tym – różnej zawartości siarczanów z różnych źródeł) i różnym czasie przebywania w warstwie



**Rysunek 5.** Zależność pomiędzy  $\delta^{18}\text{O}$  wody i  $\delta^{18}\text{O}$  rozpuszczonych w wodzie siarczanów na tle izoterm wg. współczynników frakcjonowania izotopowego Mizutaniego i Raftera (1969) (a) oraz Kusakabe i Robinsona (1977) (b). Numeracja punktów zgodnie z tab. 1

**Figure 5.** Relationship between  $\delta^{18}\text{O}$  of water and  $\delta^{18}\text{O}$  of dissolved sulfates against the isotherms derived based on fractionation factor proposed by Mizutani & Rafter (1969) (a) and Kusakabe & Robinson (1977) (b). Numbering according to tab. 1

**Tabela 4.** Porównanie temperatury badanych wód pomierzonej na wypływie i oszacowanej na podstawie geotermometru izotopowego  $^{18}\text{O}$  w systemie  $\text{SO}_4\text{--H}_2\text{O}$

**Table 4.** Comparison of waters' temperatures measured at the outflow and evaluated by means of the  $^{18}\text{O}$  isotopic geothermometer in the  $\text{SO}_4\text{--H}_2\text{O}$  system

Nazwa ujęcia	Głębokość całkowita [m]	$t_0$ [°C]	$t_{M\&R}$ [°C]	$t_{K\&R}$ [°C]
Stargard Szczeciński GT-1	2549	92	79	64
Pyrzyce GT-1	1637	63	78	64
Ciechocinek XIV	757	29	59	47
Ciechocinek XVI	1368	26	77	62
Uniejów PIG/AGH-2	2025	68	58	46
Warszawa IG-1	1650	15.1	62	50

$t_0$  – temperatura na wypływie;  $t_{M\&R}$  – temperatura oszacowana z uwzględnieniem współczynnika frakcjonowania izotopowego tlenu w systemie  $\text{SO}_4\text{--H}_2\text{O}$  Mizutaniego i Raftera (1969);  $t_{K\&R}$  – temperatura oszacowana z uwzględnieniem współczynnika frakcjonowania izotopowego tlenu w systemie  $\text{SO}_4\text{--H}_2\text{O}$  Kusakabe i Robinsona (1977)

wodonośnej. Po drugie, takim procesem jest też redukcja siarczanów zachodząca przy udziale bakterii. Źródłem wysokich stężeń siarczanów w wodach termalnych są najprawdopodobniej ewaporaty – w szczególności gipsy i anhydryty powstające w wyniku ewaporacji zbiorników morskich w przeszłości geologicznej (np. Thode, Monster 1965; Hałas, Mioduchowski, 1978). Na skutek procesów redukcji siarczanów, zawartości ciężkich izotopów  $^{34}\text{S}$  i  $^{18}\text{O}$  w siarczanach rozpuszczonych w badanych wodach termalnych są jednak zawyżone. Szczegółowa ocena ilościowa i jakościowa procesów wpływających na obecny skład izotopowy badanych wód i rozpuszczonych w nich siarczanów niewątpliwie przyczyni się do ostatecznej oceny przydatności geotermometru izotopowego tlenu w systemie  $\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O}$  jako narzędzia do szacowania temperatury solanek w warstwie wodonośnej na Niżu Polskim.

## Literatura

- Anati D. A., 1993: *How much salt precipitates from the brines of a hypersaline lake? The Dead Sea as a case study*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 57: 2191-2196
- Carpenter A. R., 1978: *Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins*. *Oklahoma Geol. Survey Circular*, vol. 79: 60-77
- Chiba H., Sakai H., 1985: *Oxygen isotope exchange rate between dissolved sulfate and water at hydrothermal temperatures*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 49: 993-1000
- Cortecchi G., Dowgiałło J., 1975: *Oxygen and sulfur isotopic composition of the sulfate ions from mineral and thermal waters of Poland*. *Juornal of Hydrology*, vol. 24: 271-282
- D'Obyrn K., Grabczak J., Zuber A., 1978: *Mapy składów izotopowych infiltracji holocenińskiej na obszarze Polski*. *Współczesne problemy hydrogeologii*, T. VIII: 331-333
- Dowgiałło J., 1988: *Geneza wód chlorkowych Niżu Polskiego. Aktualne poglądy i kierunki badań*. *Aktualne problemy hydrogeologii*, T. 4: 1-11
- Górecki W. (red.), 1990: *Atlas wód geotermalnych Niżu Polskiego. Zbiorniki dolnojurajski i dolnokredowy*. Instytut Surowców Energetycznych AGH, Kraków.
- Hałas S., Mioduchowski L., 1978: *Skład izotopowy tlenu w wapniowych i strontowych minerałach siarczanowych i siarczanach z różnych okolic Polski*. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, T. XXXIII: 115-130
- Hałas S., Pluta I., 2000: *Empirical calibration of isotope thermometer  $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4^{2-}) - \delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$  for low temperature brines*. *Book of Abstracts. ESIR V Isotope Workshop*: 68-71
- Hounslow A., 1995: *Water quality data. Analysis and interpretation*. Lewis Publishers, Boca Raton: 397 s.
- Kaczor D., 2007: *Groundwater salinity in Mesozoic and Cenozoic aquifers of NW Poland: origin and evolution*. *Studia Geologica Polonica*, vol. 126: 1-76
- Kusakabe D., Robinson B.W., 1977: *Oxygen isotopic fractionation factor between barite and  $\text{H}_2\text{O}$  at hydrothermal temperature. Oxygen and sulfur isotope equilibria in the  $\text{BaSO}_4\text{-HSO}_4\text{-H}_2\text{O}$  sys-*

- tem from 110 to 350°C and its applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 44: 1033-1040
- Lloyd R. M., 1968: *Oxygen Isotopic behaviour in the sulfate-water system*. *Journal of Geophysical research*, vol. 73: 6099-6110
- Mizutani Y., Rafter T. A., 1969: *Oxygen isotopic composition of sulphates – Part 3. Oxygen isotopic fractionation in the bisulfate ion – water system*. *New Zealand Journal of Science*, vol. 12: 54-59
- Porowski A., Kowski P., 2005: *Determination of  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  in brackish and saline natural waters. Part I. The question of distillation of water samples prior to isotopic analysis*. W: Strauch G., Weise S. M. (red.), UFZ – Report 02/2005. ESIR VIII Isotope Workshop. Extended Abstracts Volume: 48-51
- Prohazka K., 1982: *Formation of saline solutions in diapir stage*. *Geologia*, vol. 6: 35-49
- Różański K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R., 1993: *Isotopic patterns in modern global precipitation*. W: Stewart P.K., Lohmann K.C., Mc Kenzie J., Savin S. (red.), *Climate change in continental isotopic records*. AGU Geophysical Monograph, vol. 76: 1-36
- Rychłowski B., 1917: *Materyały do hydrologii Królestwa Polskiego i Ziemi przyległych*. Towarzystwo Naukowe Warszawskie, Wyd. III Nauk Matematyczno-Przyrodniczych, Warszawa: 5-14
- Sakai H., 1977: *Sulfate-water isotope thermometry applied to geothermal systems*. *Geothermics*, vol. 5: 67-74
- Samsonowicz J., 1954: *Wyniki hydrogeologiczne dwu głębokich wierceń w Ciechocinku*. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, vol. 91: 39 s.
- Szewczyk J., 2004: *Terrestrial heat flow density analysis as an element of palaeohydrogeological investigations*. International Conference on Hydrogeological Transboundary Problems, Warszawa 22-26 listopad. (poster abstract)
- Szpakiewicz M., 1983: *Formowanie się składu chemicznego solanek w basenach sedymentacyjnych Niżu Polskiego*. *Kwartalnik Geologiczny*, vol. 27: 781-795
- Thode H.G., Monster J., 1965: *Sulphur-isotope geochemistry of petroleum, evaporates, and ancient seas*. In: *Fluids in subsurface environment*. AAPG Memoir, vol. 4: 367-377
- Zuber A., Grabczak J., 1991: *O pochodzeniu solanek mezozoiku Polski centralnej i północnej*. *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, Z. 48, Warszawa-Jachranka: 202-207