



Skład gazów rozpuszczonych w wodzie termalnej eksploatowanej odwiertem KT-1 w Karpnikach na obszarze granitu karkonoskiego w Sudetach

Tadeusz A. Przylibski¹, Stanisław Żak², Agata Kowalska¹, Elżbieta Domin¹



T.A. Przylibski



S. Żak



A. Kowalska



E. Domin

Composition of gas dissolved in thermal water extracted from borehole BKT-1 at Karpniki (Karkonosze granite area, Sudetes). Prz. Geol. 66: 483–494; doi: 10.7306/2018.2.

Abstract. The detailed research of a gas mixture released from the thermal water, which is extracted from borehole KT-1 at Karpniki, showed the predominance of nitrogen (98.08% by volume) with subordinate Ar (1.52%) and He (0.32%) and trace amounts of CO₂ (0.07%) and CH₄ (0.01%). The ²²²Rn radionuclide is also dissolved in this water, showing an activity concentration of 245 Bq/dm³ at the outflow and 256 Bq/dm³ in the aquifer. A small value of the gas exponent (0.014), and also a value of the δ coefficient close to 1 (0.93) were calculated based on the dissolved Ar and N₂ content in the water examined, as well as on concentrations of argon and nitrogen in water, assuming that atmospheric air is present above the water surface with a contemporary composition and under normal pressure. The data obtained indicate that these gases and additionally CO₂ and CH₄ are of atmospheric origin. These gases were either dissolved in rainwater, which infiltrated deep into the Karkonosze granite massif, or formed within the organic layer covering this exposed intrusion. This is evidenced by concentrations of these gases that can be comparable to their atmospheric equivalents. Helium is a radiogenic gas formed as a result of nuclear transformation of isotopes assigned to natural radioactive series. The radiogenic and also radioactive gas is represented by the ²²²Rn radioisotope which is released from reservoir rocks, in an amount of 5% of the atom pool forming in the reservoir rock, into thermal water that subsequently reaches borehole KT-1 from a distance of 34 m at most. The thermal paleoinfiltration water has been heated up as a result of the conduction, and the source of heat is the temperature of the rocks resulting from an average geothermal gradient of 2.96°C per 100 m. The results of the authors' research indicate that there are no traces of inflow of hot fluids (especially water) from the deeper layers of the crust or from the mantle. If the examined thermal water is considered as paleoinfiltration water, its static resources may be limited, non-renewable.

tration of 245 Bq/dm³ at the outflow and 256 Bq/dm³ in the aquifer. A small value of the gas exponent (0.014), and also a value of the δ coefficient close to 1 (0.93) were calculated based on the dissolved Ar and N₂ content in the water examined, as well as on concentrations of argon and nitrogen in water, assuming that atmospheric air is present above the water surface with a contemporary composition and under normal pressure. The data obtained indicate that these gases and additionally CO₂ and CH₄ are of atmospheric origin. These gases were either dissolved in rainwater, which infiltrated deep into the Karkonosze granite massif, or formed within the organic layer covering this exposed intrusion. This is evidenced by concentrations of these gases that can be comparable to their atmospheric equivalents. Helium is a radiogenic gas formed as a result of nuclear transformation of isotopes assigned to natural radioactive series. The radiogenic and also radioactive gas is represented by the ²²²Rn radioisotope which is released from reservoir rocks, in an amount of 5% of the atom pool forming in the reservoir rock, into thermal water that subsequently reaches borehole KT-1 from a distance of 34 m at most. The thermal paleoinfiltration water has been heated up as a result of the conduction, and the source of heat is the temperature of the rocks resulting from an average geothermal gradient of 2.96°C per 100 m. The results of the authors' research indicate that there are no traces of inflow of hot fluids (especially water) from the deeper layers of the crust or from the mantle. If the examined thermal water is considered as paleoinfiltration water, its static resources may be limited, non-renewable.

Keywords: Gas composition, noble gas, nitrogen, helium, argon, radon

W Polsce w czasie eksploatacji ujęć płytkich i odwiertów ujmujących podstawowe, a jednak specyficzne kopaliny płynne, jakimi są wody termalne, solanki i wody lecznicze, pomiary parametrów eksploatacyjnych ogranicza się zwykle do wydobywanej wody. Mierzy się jej wydatek i zależne od specyfiki kopaliny różne parametry fizykochemiczne. W wielu przypadkach wody takie jak chociażby szczawy, ale także solanki i wody termalne zawierają rozpuszczony gaz o bardzo różnym składzie chemicznym. Często na powierzchni (na głowicy odwiertu) woda jest przesycona gazem, który wydziela się do atmosfery w sposób nie podlegający kontroli. Organy nadzoru górniczego nie wymagają rejestrowania wydatku gazu, który jest wynoszony wraz z eksploatowaną wodą. W czasie eksploatacji wody zgazowanej, podczas jej przepływu w kierunku powierzchni terenu, na skutek spadku ciśnienia gaz wydziela się z wody. Wydzielające się pęcherzyki gazu wspomagają wynoszenie wody ze złoża i w sytuacji, gdy statyczne zwierciadło wody podziemnej znajduje się poniżej powierzchni terenu, mogą umożliwić samoczynną

eksploatację ujęcia. Pomiar objętości gazu wydzielającego się z wody oraz przeprowadzanie analiz składu gazu towarzyszącego eksploatowanej wodzie termalnej czy leczniczej należy wykonywać z częstotliwością odpowiadającą pomiarom parametrów eksploatowanej wody. Utrata informacji o wykładniku gazowym i składzie gazu zubaża wiedzę o eksploatowanym złożu i może prowadzić do zaobserwowania niespodziewanych, trudnych do interpretacji zmian parametrów eksploatacyjnych ujęć. Autorzy wciąż spotykają się z brakiem wiedzy w tej podstawowej kwestii wśród hydrogeologów, którzy projektują ujęcia, wykonują dokumentacje hydrogeologiczne, a także plany ruchu i projekty zagospodarowania złóż takich wód. W każdym przypadku, tj. w ujęciu wody termalnej, solanki lub wody leczniczej zawierającej rozpuszczony gaz, a zwłaszcza przesyconej gazem na wypływie, należy odpowiednio zaprojektować wydajny separator gazu wyposażony we właściwy licznik gazu. Dzięki temu możliwe jest bieżące obserwowanie wykładnika gazowego, co zwiększa kontrolę nad parametrami eksploatacyjnymi ujęcia i pozwala na uzyskanie

¹ Wydział Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii, Politechnika Wroclawska, Wybrzeże S. Wyspiańskiego 27, 50-370 Wrocław; Tadeusz.Przylibski@pwr.edu.pl; Agata.Kowalska@pwr.edu.pl; Elzbieta.Domin@pwr.edu.pl.

² Emerytowany pracownik Wydziału Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wroclawskiej; Stanislaw.Zak@pwr.edu.pl.

znacznie obszerniejszej wiedzy o eksploатовanym złożu. Zmiany wykładnika gazowego i składu gazu mogą najwcześniej sygnalizować zmiany zachodzące w złożu, a w szczególności dotyczące zasobów wód termalnych, solanek czy też wód leczniczych.

W ujęciach wód leczniczych, termalnych i solanek w Polsce separatory gazu są montowane sporadycznie. Z tego względu wyniki badań ilości i składu gazu rozpuszczonego w tych kopalinach płynnych są dostępne bardzo rzadko. W efekcie często brakuje nawet podstawowych informacji o ilości i składzie gazu wydobywającego się z eksploатовanych złóż wód leczniczych, termalnych i solanek w Polsce. Niemożliwe jest w związku z tym śledzenie ewentualnych zmian ilości i składu gazu wydobywającego się z eksploатовanych złóż tych wód.

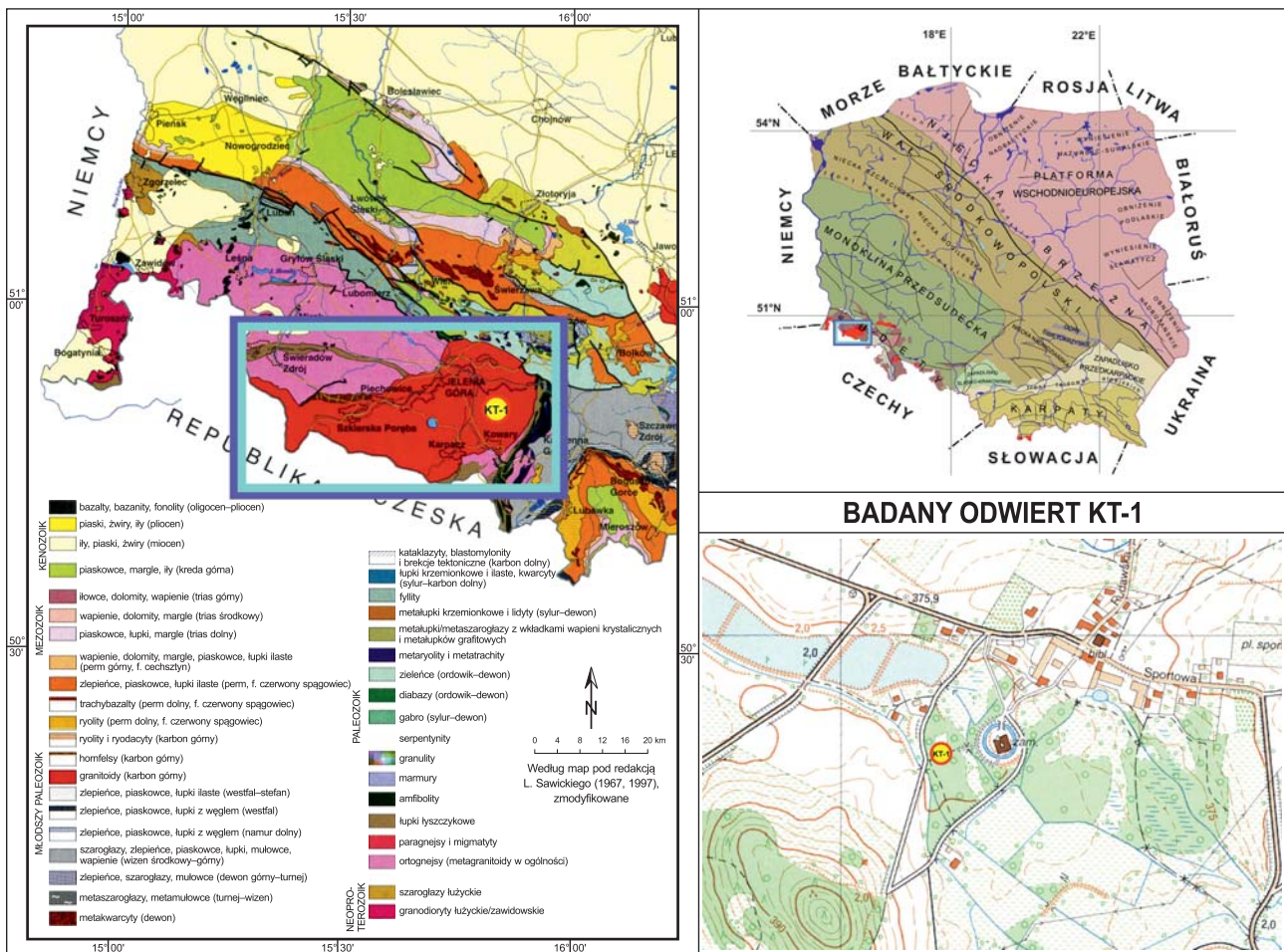
Autorzy od kilkunastu lat podejmują próby przekonania inwestorów oraz służby geologicznej i nadzoru górniczego o konieczności prowadzenia takich pomiarów, dotychczas jednak bez efektów. Z dużą satysfakcją i przyjemnością możemy zaprezentować, dzięki otwartości inwestora na nasze argumenty, wyniki badań gazu towarzyszącego eksploатовanej wodzie termalnej z odwiertu KT-1 w Karpnikach. Badania takie powinny być standardowym elementem rozpoznania tego typu złóż.

Celem prezentowanej pracy jest wykazanie jak wiele cennych informacji o kopalinie i jej złożu można uzyskać dzięki stosunkowo prostej analizie składu rozpuszczonego gazu i pomiarom wykładnika gazowego.

ODWIERT KT-1 W KARPNIKACH

Otwór KT-1 jest zlokalizowany w odległości ok. 100 m na zachód od zamku w Karpnikach, w którym obecnie funkcjonuje hotel. Odwiert wykonano na rzędnej terenu 372,11 m n.p.m., a jego umiejscowienie określają następujące współrzędne geograficzne: szerokość geograficzna północna 50°50'46,43" oraz długość geograficzna wschodnia 15°50'53,54" (Łukaczyński, Polaczek, 2014). Odwiert ten wykonano do głębokości 2010,0 m p.p.t., we wschodniej części granitu karkonoskiego (ryc. 1).

Granit karkonoski jest obszarem, na którym występowanie wód termalnych jest znane od kilkuset lat. Źródła termalne były eksploатовane już od średniowiecza w Cieplicach Śląskich-Zdroju, obecnie będących dzielnicą Jeleńniej Góry. Najstarsze wzmianki o wodach Cieplic pochodzą z 1175 r. (Ciężkowski, 1990, 1994; Ciężkowski i in., 2011). Wschodnia część granitu karkonoskiego jest jednym z najlepiej rozpoznanych obszarów w Sudetach pod względem występowania wód termalnych. Jednak rozpoznanie to wciąż ma charakter punktowy. Jest to związane z typem skał zbiornikowych, jakimi są różne odmiany granitu, w których wody podziemne mogą krążyć i być magazynowane jedynie w drożnych systemach dyslokacji i spękań. Podobne zresztą warunki krążenia wód termalnych występują na całym obszarze Sudetów (Ciężkowski i in., 2011). Niemniej jednak rejon Cieplic Śląskich-Zdroju pozostaje obok Łądko-Zdroju najlepiej rozpoznany rejonem występowania wód termalnych w obrębie sudeckiego



Ryc. 1. Lokalizacja odwiertu KT-1 w Karpnikach ujmującego wodę termalną z granitu karkonoskiego
Fig. 1. Localization of borehole KT-1 in Karpniki extracting thermal water from the Karkonosze granite

regionu geotermicznego. Wyniki zarówno szczegółowych, jak i przeglądowych badań hydrogeologicznych, hydrogeochemicznych, geofizycznych, w tym szczególnie geotermicznych i izotopowych oraz balneologicznych, można znaleźć w kilku najważniejszych publikacjach i bogatej literaturze w nich cytowanej (Dowgiało, 1976, 2002, 2008; Ciężkowski, Mroczkowska, 1985; Ciężkowski, 1990; Ciężkowski i in., 1992, 2011; Bruszezewska, 2000; Dowgiało, Fistek, 2007; Liber, 2008; Porowski, Dowgiało 2009; Dobrzyński i in., 2016, 2017; Rossi i in., 2017).

Źródłem energii podgrzewającym wody podziemne głębokiego krążenia zarówno we wschodniej części granitu Karkonoszy, jak i w całych Sudetach i bloku przedsudectkim, jest ciepło przenoszone z głębokich warstw skorupy ziemskiej lub z płaszczka Ziemi drogą przewodzenia skał (kondukcji) bądź drogą unoszenia (konwekcji) przez wody podziemne. W skałach wzbogaconych w pierwiastki promieniotwórcze, a do takich należy granit karkonoski, źródłem ciepła są zapewne także przemiany promieniotwórcze zachodzące w naturalnych szeregach promieniotwórczych, jak również związane z rozpadem promieniotwórczego izotopu potasu – ^{40}K (Ciężkowski i in., 2011). Konwekcyjne przenoszenie energii może być również związane z dopływem gazów pochodzących z procesów odgazowania płaszczka.

Ze względu na opisany powyżej punktowy charakter rozpoznania występowania wód termalnych w Sudetach, w dalszej części artykułu autorzy zajmą się jedynie charakterystyką odwiertu KT-1 w Karpnikach. Główna strefa dopływu wody do odwiertu zaczyna się na głębokości 1792 m p.p.t. Jej miąższość wynosi ok. 58 m. Dopływ wody następuje z wypełnionej brekcją strefy uskokowej przecinającej granit porfirowaty średniokrystaliczny. Już kilkadziesiąt metrów powyżej tej strefy granit wykazuje wyraźne zmiany hydrotermalne i/lub metasomatyczne. W szczególnym stopniu procesy te dotknęły plagioklazów, a przede wszystkim biotyty. W efekcie, widoczne jest zastępowanie kryształów biotyty oraz wypełnianie wszelkich szczelin i spękań wtórnymi wodorotlenkami żelaza i prawdopodobnie także hematytem. W składzie mineralnym skały występują także akcesoryczne minerały, takie jak magnetyt, cyrkon, apatyt, rutyl, epidot, serycyt i inne niezidentyfikowane minerały nieprzezroczyste, a także kalcyt pochodzący z rozkładu plagioklazów (cząstki anortytowej). Głównymi składnikami mineralnymi skały są K-skalenie, kwarc i plagioklasy. Poziom wodonośny nawiercono na głębokości 1793,5 m p.p.t. Dopływy z innych poziomów szczelin i spękań na mniejszych głębokościach stanowią łącznie mniej niż 17% objętości wody dopływającej do otworu. Całkowitą objętość wody dopływającej do odwiertu oszacowano na 17,5 dm³/s, tj. 63 m³/h. Zwierciadło wody stabilizuje się 3,1 m ponad powierzchnią terenu. Dzięki temu odwiert jest eksploatowany samoczynnie (Łukaczyński, Polaczek, 2014).

Gęstość właściwa skały nad i pod strefą wodonośną waha się w granicach 2,624–2,640 g/cm³, natomiast gęstość objętościowa wynosi od 2,594 do 2,626 g/cm³. Porowatość całkowita skały ok. 40 m ponad strefą wodonośną wynosi 1,14%, a efektywna 0,99%. W całym profilu otworu wartości tych porowatości zmieniają się nieregularnie z głębokością i wynoszą odpowiednio: 0,15–2,72% oraz 0,13–2,18% (Łukaczyński, Polaczek, 2014). Promieniotwórczość skał w strefie wodonośnej jest związana z obecnością izotopów ^{40}K , ^{226}Ra oraz ^{228}Th (^{228}Ra). Analizy ich zawartości wykonał dr inż. Paweł Jodłowski na

Wydziale Fizyki i Informatyki Stosowanej Akademii Górniczo-Hutniczej. Zawartość tych izotopów promieniotwórczych w skałach strefy wodonośnej wynosi odpowiednio: 1026 ± 60 Bq/kg, 81 ± 5 Bq/kg oraz 53 ± 3 Bq/kg (Łukaczyński, Polaczek, 2014). Są to wyraźnie ponadprzeciętne zawartości, szczególnie ^{40}K i ^{226}Ra , w odniesieniu do średnich wartości w skorupie ziemskiej, która dla ^{40}K wynosi 730 Bq/kg (Polański, 1988; Hryniewicz, 2001), a dla ^{226}Ra mieści się najczęściej w zakresie 10–100 Bq/kg, przy średniej wynoszącej 30 Bq/kg (Cothorn, Smith, 1987; Nevissi, Bodansky, 1987; Polański, 1988). Zawartość ^{226}Ra w granicie karkonoskim waha się od 15 do 119 Bq/kg, a w skałach żyłowych związanych z tą intruzją – aplitach, dochodzi do 146 Bq/kg (Przyliński, 2004). W całym profilu otworu KT-1 zawartość izotopów promieniotwórczych ^{40}K , ^{226}Ra oraz ^{228}Th (^{228}Ra) zmienia się odpowiednio w następujących zakresach nieskorelowanych ze zmianami głębokości: 1026–1373, 37–220 oraz 45–96 Bq/kg (Łukaczyński, Polaczek, 2014). W przypadku izotopu ^{226}Ra są to w niektórych strefach wartości większe od dotychczas notowanych w granicie karkonoskim (por. Przyliński, 2004).

Odwiert KT-1 ujmuje 0,05% wodę słabozmineralizowaną, swoistą fluorkową, termalną, radonową. Temperatura wody w strefie wodonośnej na głębokości 1796 m p.p.t. to 59,1°C i jest efektem gradientu geotermicznego wynoszącego 2,96°C na 100 m, czyli nieco poniżej przeciętnego dla skorupy ziemskiej. Suma rozpuszczonych składników stałych w latach 2013–2014 wahała się w granicach 489–515 mg/dm³. Dominującymi anionami były HCO_3^- , SO_4^{2-} oraz Cl^- o zawartościach odpowiednio: 149–165 mg/dm³, 94–98 mg/dm³ i 28–30 mg/dm³. Warto podkreślić również dużą zawartość jonu F^- . Zawartość fluoru w latach 2013–2014 zmieniała się w zakresie 11–16 mg/dm³. Wśród kationów dominują dwa, tj. Na^+ oraz Ca^{2+} . Zakresy ich zawartości wynosiły w latach 2013–2014 odpowiednio 122–149 mg/dm³ i 8–11 mg/dm³. Woda termalna ujęta odwiertem KT-1 zawiera także kwas metakrzemowy w stężeniu 60–68 mg/dm³. Dane o składzie chemicznym eksploatowanej wody termalnej autorzy przytaczają na podstawie wyników analiz fizykochemicznych wykonanych przez Narodowy Instytut Zdrowia Publicznego – Państwowy Zakład Higieny. Zostały one udostępnione przez właściciela odwiertu i są publikowane za jego zgodą. Wchodzi one także w skład dokumentacji hydrogeologicznej (Łukaczyński i Polaczek, 2014).

Wyniki badań izotopowych tlenu i wodoru przeprowadzone dla prób wody z odwiertu KT-1 pozwoliły uzyskać interesujące informacje o wieku i genezie wody. Zostały one wykonane i opracowane przez zespół: Marek Duliński, Tadeusz Kuc i Kazimierz Różański w Towarzystwie Badań Przemian Środowiska GEOSFERA. Wyniki oznaczeń izotopowych przedstawiono w tabeli 1 (Łukaczyński, Polaczek, 2014). Wyniki badań stężenia ^3H wskazują, że woda jest pozbawiona trytu. Oznacza to, że była ona zasilana przed rokiem 1952 i nie posiada domieszek wód młodszych. W badanej próbce wody termalnej z odwiertu KT-1 nie stwierdzono także obecności promieniotwórczego izotopu ^{14}C . Brak zawartości radiowęglu w wodzie może być spowodowany tym, że badana woda jest starsza niż ok. 35 tys. lat albo zachodzi wymiana izotopowa z minerałami węglanowymi w skale, które są pozbawione izotopu ^{14}C lub też dochodzi do wymiany izotopowej z dwutlenkiem węgla pochodzenia endogenicznego, tj. z głębokich partii skorupy lub z płaszczka Ziemi (Łukaczyński, Polaczek, 2014). Skład izotopowy tlenu i wodoru w

Tab. 1. Wyniki analiz izotopowych próby wody termalnej z odwiertu KT-1 w Karpnikach (wg Dulińskiego, Kuca i Różańskiego, za Łukaczyńskiego i Polaczek, 2014)**Table 1.** Results of isotopic analysis of thermal water sample from borehole KT-1 at Karpniki (after Duliński, Kuc, Różański, in Łukaczyński, Polaczek, 2014)

Miejscowość <i>Localization</i>	Ujęcie <i>Name of borehole</i>	Data poboru <i>Date of sampling</i>	$\delta^{18}\text{O}$ [‰] VSMOW	$\delta^2\text{H}$ [‰] VSMOW	Tryt [TU]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰] VPDB	^{14}C pmc
Karpniki k. Jeleniej Góry <i>Karpniki near by Jelenia Góra</i>	Odwiert KT-1 <i>BoreholeKT-1</i>	25.06.2014	-10,55 ± 0,1 -10,52 ± 0,1 -10,53 ± 0,1	-75,7 ± 1,0	0,0 ± 0,3	-8,3 ± 0,2	0,0 ± 1,0

badanej wodzie termalnej charakteryzuje się wartościami mniejszymi niż przeciętny skład izotopowy wód infiltracji współczesnej i holoceniowej w okolicach Jeleniej Góry. Wspomniany zespół badaczy stwierdził, opierając się na wynikach badań Ciężkowskiego (1990), że wartość $\delta^{18}\text{O} = -10,5\text{‰}$ odpowiada zasilaniu infiltracyjnemu na wysokości ok. 900 m n.p.m. W najbliższej okolicy Karpnik taką wysokością charakteryzuje się Skalnik (944 m n.p.m.) z wychodniami granitu karkonoskiego. Zmierzony skład izotopowy tlenu i wodoru może także odzwierciedlać znaczny wiek wody. Być może zasilanie miało miejsce w jednym z cieplejszych okresów ostatniego zlodowacenia, tj. którymś z interstadiałów (Łukaczyński, Polaczek, 2014).

ZAKRES I METODY BADAŃ

Zakres badań obejmował prace terenowe wykonane w dniu 24.11.2017 r. bezpośrednio w odwiercie KT-1 oraz analizy laboratoryjne i prace kameralne. W czasie tych pierwszych zmierzono wartości wybranych właściwości fizykochemicznych eksploatowanej wody termalnej, określono niektóre parametry eksploatacyjne ujęcia oraz pobrano próbki gazu i wody, które były następnie przedmiotem badań laboratoryjnych. Wszystkie wyniki badań terenowych i laboratoryjnych opracowano ostatecznie w ramach prac kameralnych w Zakładzie Geologii i Wód Mineralnych na Wydziale Geoinżynierii, Górniczego i Geologii Politechniki Wrocławskiej.

W czasie prac terenowych wykonano pomiary wykładnika gazowego za pomocą separatora gazu własnej konstrukcji. Autorzy pobrali również próbki gazu o objętości ok. 4 dm³ każda do czterech specjalnych gazoszczelnych worków w celu oznaczenia ich składu chemicznego. Do oznaczenia stężenia aktywności promieniotwórczej ²²²Rn w wodzie pobrano trzy próbki wody o objętości 10 cm³ do naczynek scyntylacyjnych wypełnionych ciekłym scyntylatorem. Następnie przewieziono je do laboratorium, gdzie zostały umieszczone w ultraniskotłowym spektrometrze ciekłoscyntylacyjnym α/β Quantulus 1220, za pomocą którego wykonywano pomiary.

Autorzy wykonali na miejscu również pomiary temperatury wody (T), przewodności elektrolitycznej właściwej (PEW), odczynu wody (pH) oraz potencjału redox (Eh). Do tego celu został wykorzystany miernik multiparametrowy WTW Multi 3430 wyposażony w trzy elektrody pomiarowe. Sondy do pomiaru potencjału redox oraz odczynu pH są zintegrowanymi sondami zawierającymi wbudowane elektrody wzorcowe i pomiarowe, natomiast do pomiaru przewodnictwa elektrolitycznego właściwego wykorzystano sondę konduktometryczną.

Badania laboratoryjne obejmowały analizę ilościową składu chemicznego gazów w pobranych próbkach za pomocą chromatografii gazowej. Zawartość promieniotwórczego gazu – izotopu ²²²Rn zmierzono, stosując spektrometrię ciekłoscyntylacyjną α/β . Metodę tę wykorzystano także do oznaczenia stężenia aktywności ²²⁶Ra rozpuszczonego w wodzie, który jest izotopem macierzystym ²²²Rn.

Metodę chromatografii gazowej zastosowano do oznaczenia zawartości poszczególnych gazów wchodzących w skład mieszaniny wydzielającej się z wody termalnej wpływającej z odwiertu KT-1 w Karpnikach. Jest to najbardziej powszechna metoda analizy instrumentalnej, służącej do określania składu jakościowego i ilościowego badanych mieszanin gazów. Opiera się ona na zjawiskach oddziaływań międzycząsteczkowych pomiędzy poszczególnymi składnikami analizowanej mieszaniny a wypełnieniem kolumn chromatograficznych, będących sitami molekularnymi. Do pomiarów zastosowano chromatograf gazowy wyposażony w trzy detektory termokonduktometryczne (TCD), umożliwiające pomiar stężenia procentowego objętościowego następujących gazów: helu (He), wodoru (H₂), argonu (Ar), tlenu (O₂), azotu (N₂), metanu (CH₄), tlenku węgla (CO), dwutlenku węgla (CO₂), etylenu (C₂H₄), etanu (C₂H₆), acetyleny (C₂H₂) i siarkowodoru (H₂S). Hel, wodór, azot, metan, tlenek węgla, dwutlenek węgla, etylen, etan oraz acetylen są mierzone w zakresie od 0,01 do 100% obj., siarkowódór – 0,02–100% obj., tlen – 0,01–30% obj., a argon – od 0,01 do 50% obj.

Pomiary stężenia aktywności ²²²Rn przeprowadzono za pomocą techniki ciekłoscyntylacyjnej z wykorzystaniem scyntylatora InstaFLUOR Plus. Metoda ta opiera się na zjawisku fotoelektrycznym zewnętrznym oraz na scyntylacji. Scyntylacja pozwala na detekcję promieniowania jonizującego poprzez rejestrację błysków świetlnych powstających w momencie reakcji cząstek alfa i beta ze scyntylatorem. Błyski świetlne są rejestrowane w postaci mierzalnego impulsu prądu elektrycznego dzięki zjawisku fotoelektrycznemu. Liczba rejestrowanych impulsów jest wprost proporcjonalna do liczby przemian promieniotwórczych zachodzących w próbce. Spektrometr jest kalibrowany za pomocą certyfikowanych wzorców w postaci roztworów zawierających ²²⁶Ra o ściśle określonym stężeniu aktywności. Aktywność ²²⁶Ra po uzyskaniu równowagi promieniotwórczej z jego bezpośrednim produktem rozpadu, jakim jest izotop ²²²Rn, jest równa aktywności ²²²Rn, co pozwala kalibrować spektrometr do pomiarów stężenia aktywności ²²²Rn.

W celu wykonania pomiaru stężenia aktywności ²²²Rn, z odwiertu KT-1 pobrano trzy próbki wody termalnej, każda o objętości 10 cm³. Próbki wody zostały pobrane do specjalnych naczynek zawierających po 10 cm³ scyntylatora InstaFLUOR Plus. Wielokrotne wstrząśnięcie naczyn-

kiem wypełnionym próbką wody i scyntylatorem umożliwia przejście gazowego radonu z warstwy wodnej do fazy organicznej scyntylatora, w którym radon jest lepiej rozpuszczalny. Zapewnia to rejestrację wszystkich rozpadów promieniotwórczych przez spektrometr.

Każdą z trzech próbek poddaje się dziewięciu 1-godzinnym pomiarom, co daje 27 wyników stężenia aktywności radonu ^{222}Rn . Dzięki temu statystyczne opracowanie wyników umożliwia zredukowanie niepewności oznaczenia do poniżej 1%. Dolny limit detekcji zastosowanej metody wynosi $0,05 \text{ Bq/dm}^3$.

Te same próbki po czasie niezbędnym do całkowitego zaniku ^{222}Rn , który jako gaz uwalniany ze skał zbiornikowych rozpuścił się w badanej wodzie termalnej, wykorzystano do oznaczenia stężenia aktywności ^{226}Ra rozpuszczonego w tej wodzie. Wówczas ^{222}Rn pozostający w scyntylatorze pochodzi wyłącznie z przemian alfa promieniotwórczych macierzystego izotopu ^{226}Ra rozpuszczonego w badanej wodzie termalnej i jest z nim w równowadze promieniotwórczej. Powtórzenie pomiarów stężenia aktywności ^{222}Rn po czasie niezbędnym do całkowitego zaniku ^{222}Rn , który jako gaz uwolniony ze skał zbiornikowych rozpuścił się w wodzie termalnej, pozwala otrzymać wartość stężenia aktywności ^{226}Ra w wodzie termalnej z odwiertu KT-1 w Karpnikach. Dla próbek wody z odwiertu KT-1 wymagany czas pomiędzy tymi badaniami, w trakcie którego stężenie początkowe ^{222}Rn wynoszące 245 Bq/dm^3 spadło poniżej limitu detekcji, tj. poniżej $0,05 \text{ Bq/dm}^3$, wyniósł 47 dni. Pomiar stężenia aktywności ^{226}Ra autorzy wykonali 75 dni po pobraniu próbek, a więc w stanie równowagi promieniotwórczej pomiędzy rozpuszczonymi w wodzie ^{226}Ra i ^{222}Rn .

Wyniki oznaczeń stężenia aktywności ^{222}Rn w wodzie na wypływie przeliczono następnie na stężenie występujące w warstwie wodonośnej. W tym celu obliczono najpierw objętość wody w otworze, a następnie czas przepływu wody z warstwy wodonośnej do separatora. Objętość wody w otworze określono, uwzględniając następujące średnice odwiertu: od poziomu 1 m powyżej powierzchni terenu do głębokości 600 m p.p.t – 0,244 m, od 600 m do 1300 m p.p.t – 0,178 m i od 1300 do środka warstwy wodonośnej, tj. do 1821 m p.p.t – 0,216 m (otwór bez zarurowania). Obliczona objętość wody w otworze V_w wynosi $64,67 \text{ m}^3$. Przy wydatku $Q_w = 11,33 \text{ m}^3/\text{h}$ czas przepływu wody t z warstwy wodonośnej do separatora wynosi:

$$t = \frac{V_w}{Q_w} = \frac{64,67 \text{ m}^3}{11,33 \text{ m}^3/\text{h}} = 5,71 \text{ h} \quad [1]$$

W takim czasie część jąder ^{222}Rn rozpuszczonych w wodzie ulegnie rozpadowi. Stąd stężenie aktywności ^{222}Rn w wodzie znajdującej się w warstwie wodonośnej wynosi:

$$c_{pRn} = c_{pRn(s)} e^{-\lambda t} \quad [2]$$

gdzie:

c_{pRn} – stężenie promieniotwórcze ^{222}Rn w wodzie znajdującej się w warstwie wodonośnej [Bq/m^3],

$c_{pRn(s)}$ – stężenie promieniotwórcze ^{222}Rn w wodzie w separatorze [Bq/m^3],

λ – stała rozpadu ^{222}Rn , równa $2,09882 \cdot 10^{-6} \text{ [s}^{-1}\text{]}$,

t – czas dopływu wody z warstwy wodonośnej do separatora [s].

Prace kameralne obejmowały wykonanie niezbędnych przeliczeń wyników otrzymanych bezpośrednio z pomiarów chromatograficznych i spektrometrycznych, określenie niepewności pomiarowych, jak również porównanie uzyskanych wyników badań z wynikami wcześniejszych analiz archiwalnych. Wykonano również niezbędne obliczenia związane z szacowaniem wykładnika gazowego W_g , korzystając z zależności:

$$W_g = \frac{Q_g}{Q_w} \quad [3]$$

gdzie:

W_g – wykładnik gazowy [-],

Q_g – wydatek gazu [m^3/h],

Q_w – wydatek wody [m^3/h].

Oszacowany wykładnik gazowy dla ujęcia KT-1 wynosi 0,014. Znając wykładnik gazowy, obliczono stężenia poszczególnych gazów w wodzie podziemnej. Ponieważ na wypływie jest zainstalowany separator, w którym założono, że utrzymuje się stan równowagi termodynamicznej między fazą gazową a ciekłą, to stężenie objętościowe i -tego gazu w wodzie znajdującej się w warstwie wodonośnej c_{Vi} można obliczyć z zależności (Żak, 2009):

$$c_{Vi} = \frac{c_{si} (P_s - P_{H20})}{100P_n} \left(\alpha_i + \frac{W_g T_n (P_s - P_{H20})}{T_s P_s Z_i} \right) \quad [4]$$

gdzie:

c_{Vi} – stężenie objętościowe i -tego gazu w wodzie podziemnej [m^3/m^3],

c_{si} – stężenie objętościowe i -tego gazu w mieszaninie gazowej wydzielającej się z wody w separatorze [% obj.],

P_s – ciśnienie na wypływie (w separatorze) [bar],

P_{H20} – ciśnienie pary wodnej w separatorze [bar],

P_n – ciśnienie normalne, równe 1,01325 [bar],

α_i – współczynnik absorpcji Bunsena dla i -tego gazu [m^3/m^3],

W_g – wykładnik gazowy [-],

T_n – temperatura normalna, równa 273,15 [K],

T_s – temperatura na wypływie (w separatorze) [K],

Z_i – współczynnik ściśliwości (kompresji) i -tego gazu [-].

Ze względu na stosunkowo wysoką temperaturę wody wypływającej z odwiertu uwzględniono ciśnienie pary wodnej. Przyjęto, że w separatorze występuje para nasycona, a ciśnienie jest równe ciśnieniu atmosferycznemu. Ciśnienie cząstkowe pary nasyconej P_{H20} zależy od temperatury i zasolenia. Do jego określenia wykorzystano zależność (Weiss, Price, 1980):

$$P_{H20} = P_n \exp \left[\begin{aligned} & 24,453 - \frac{6745,09}{T} - \\ & -4,8489 \ln \left(\frac{T}{100} \right) - 0,000544S \end{aligned} \right] \quad [5]$$

gdzie:

P_n – ciśnienie normalne, równe $P_n = 1,01325$ [bar],

T – temperatura [K],

S – zasolenie, mineralizacja ogólna [‰].

Dla otworu KT-1 zasolenie obliczono na podstawie przewodności elektrolitycznej właściwej z wzoru:

$$S = \frac{0,83 \cdot PEW}{1000} \quad [6]$$

gdzie:

S – zasolenie, mineralizacja ogólna [$\text{g}/\text{dm}^3 = \text{‰}$],
 PEW – przewodność elektrolityczna właściwa [$\mu\text{S}/\text{cm}$].

Współczynnik absorpcji Bunsena α dla He, N₂, Ar i CH₄ określano, uwzględniając temperaturę i mineralizację ogólną wody (zasolenie) z wzoru:

$$\alpha = \exp \left\{ A_1 + A_2 \left(\frac{100}{T} \right) + A_3 \ln \left(\frac{T}{100} \right) + \left[S \cdot \left[B_1 + B_2 \left(\frac{T}{100} \right) B_3 \left(\frac{T}{100} \right)^2 \right] \right] \right\} \quad [7]$$

a dla CO₂ z wzoru:

$$\alpha = V_{mn} \exp \left\{ A_1 + A_2 \left(\frac{100}{T} \right) + A_3 \ln \left(\frac{T}{100} \right) + A_4 \left(\frac{T}{100} \right)^2 + \left[S \cdot \left[B_1 + B_2 \left(\frac{T}{100} \right) B_3 \left(\frac{T}{100} \right)^2 \right] \right] \right\} \quad [8]$$

gdzie:

α – współczynnik absorpcji Bunsena [$\text{dm}_n^3/\text{dm}^3$],
 T – temperatura [K],
 S – zasolenie, mineralizacja ogólna [‰],
 V_{mn} – objętość molowa CO₂ ($V_{mn} = 22,263 \text{ dm}_n^3/\text{mol}$).

Przyjęte wg Sarmiento i Gruber (2004) wartości współczynników A_i i B_i dla poszczególnych gazów przedstawiono w tabeli 2.

Natomiast stężenie masowe i -tego gazu c_{pi} w wodzie znajdującej się w warstwie wodonośnej i ciśnienie nasyce-
 nia dla poszczególnych gazów P_{nsi} wyniosą odpowiednio (Żak, 2009):

$$c_{pi} = c_{vi} \rho_{ni} \quad [9]$$

$$P_{nsi} = \alpha_i c_{vi} \quad [10]$$

gdzie:

c_{pi} – stężenie masowe i -tego gazu w wodzie podziemnej [kg/m^3],

ρ_{ni} – gęstość i -tego gazu w warunkach normalnych [kg/m_n^3].

Korzystając z obliczonych wartości stężeń gazów rozpuszczonych w wodzie termalnej z odwiertu KT-1, autorzy podjęli próbę obliczenia wieku wody i oceny jej genezy. Korzystali przy tym z zależności zaproponowanych przez różnych autorów, głównie rosyjskich, zebranych w podręczniku hydrogeochemii (Macioszczyk, Dobrzyński, 2002). Do oszacowania wieku wody pochodzącej z zamkniętej struktury węgłnej autorzy wykorzystali równanie zaproponowane przez Korotkova i Pawłowa oraz Andrewsa i Lee (*vide* Macioszczyk, Dobrzyński, 2002):

$$t = 2,95 \cdot 10_{11} c_{He} \quad [11]$$

gdzie:

t – orientacyjny wiek wody [lat],
 c_{He} – stężenie He [$\text{m}_n^3 \text{ He}/\text{m}^3 \text{ H}_2\text{O}$].

Do oceny wieku wody autorzy skorzystali także z innej zależności zaproponowanej przez Pawłowa i Samarinę (*vide* Macioszczyk, Dobrzyński, 2002):

$$t = 115 \frac{c_{He}}{c_{Ar}} \quad [12]$$

gdzie:

t – orientacyjny wiek wody [mln lat],
 c_{He} – stężenie He [$\text{m}_n^3 \text{ He}/\text{m}^3 \text{ H}_2\text{O}$],
 c_{Ar} – stężenie Ar [$\text{m}_n^3 \text{ Ar}/\text{m}^3 \text{ H}_2\text{O}$].

Autorzy postanowili także przetestować zależność zaproponowaną przez Samarinę, która pozwala ustalić genezę azotu rozpuszczonego w wodzie podziemnej (*vide* Macioszczyk, Dobrzyński, 2002) za pomocą współczynnika δ :

$$\delta = \frac{c_{Ar}}{c_{N_2}} \cdot \frac{100}{2,52} \quad [13]$$

gdzie:

c_{Ar} – stężenie Ar [$\text{m}_n^3 \text{ Ar}/\text{m}^3 \text{ H}_2\text{O}$],
 c_{N_2} – stężenie N₂, [$\text{m}_n^3 \text{ N}_2/\text{m}^3 \text{ H}_2\text{O}$].

Wartość współczynnika δ równa 1 oznacza, że azot jest pochodzenia atmosferycznego (Macioszczyk, Dobrzyński, 2002), co z kolei oznacza, że proporcje stężenia argonu i azotu w wodzie podziemnej odpowiadają stężeniom, jakie występują przy rozpuszczaniu tych gazów z powietrza

Tab. 2. Wartości współczynników A_i i B_i wykorzystane do określania współczynnika absorpcji Bunsena α wg Sarmiento, Gruber (2004)
Table 2. Values of A_i and B_i coefficients used to determine the Bunsen absorption coefficient α (after Sarmiento, Gruber, 2004)

Gaz Gas	Współczynnik Factor							Dokładność α [%] Measurement precision α [%]
	A_1	A_2	A_3	A_4	B_1	B_2	B_3	
He	-34,6261	43,0285	14,1391		-0,042340	0,022624	-0,0033120	0,5
N ₂	-59,6274	85,7761	24,3696		-0,051580	0,026329	-0,0037252	0,4
Ar	-55,6578	82,0262	22,5929		-0,036267	0,016241	-0,0020114	0,4
CH ₄	-68,8862	101,4956	28,7314		-0,076146	0,043970	-0,0068672	1,0
CO ₂	-160,7333	215,4152	89,8920	-1,47759	0,029941	-0,027455	0,0053407	0,3

atmosferycznego. Wówczas argon powinien mieć również genezę atmosferyczną.

Wykonane obliczenia autorzy traktują przede wszystkim jako test przydatności i wiarygodności zależności [11]–[13]. Uzyskane dzięki tym równaniom dane powinny zostać potwierdzone także innymi niezależnymi metodami, przede wszystkim analizami składu izotopowego gazów szlachetnych i azotu.

Autorzy wykonali również obliczenia współczynnika emanacji K_{em}^{222Rn} ze skał zbiornikowych granitu karkonoskiego do wody termalnej ujętej odwiertem KT-1 w Karpnikach. Wykorzystali w tym celu równanie zaproponowane przez Przylibskiego (2000a, 2005):

$$K_{em} = (c_{pRn} - c_{pRa0}) \cdot \frac{n}{(1-n) \cdot \rho_s \cdot q} \quad [14]$$

gdzie:

K_{em} – współczynnik emanacji ^{222}Rn ze skały zbiornikowej do wody podziemnej [–],

c_{pRn} – stężenie promieniotwórcze ^{222}Rn w wodzie podziemnej w warstwie wodonośnej [Bq/m^3],

c_{pRa0} – stężenie promieniotwórcze ^{226}Ra w wodzie podziemnej w warstwie wodonośnej [Bq/m^3],

n – współczynnik porowatości efektywnej skały zbiornikowej [–],

ρ_s – gęstość szkieletu ziarnowego [kg/m^3],

q – zawartość ^{226}Ra w skale zbiornikowej [Bq/kg].

Autorzy oszacowali również objętość V_{sk} skał zasilających w ^{222}Rn odwiert KT-1, obszar S_{Rn} zasilania odwiertu KT-1 w ^{222}Rn , jak również odległość L_{Rn} , z jakiej ^{222}Rn jest transportowany wraz z wodą termalną do odwiertu KT-1. Obliczenia te wykonano, wykorzystując wzory zaproponowane przez Przylibskiego (2000b, 2005):

$$V_{sk} = \frac{38,224Q_w}{n} \quad [15]$$

gdzie:

V_{sk} – objętość skał zasilających w ^{222}Rn odwiert KT-1 [m^3],

Q_w – wydatek wody termalnej dopływającej do odwiertu KT-1 [$m^3/dobę$],

n – współczynnik porowatości efektywnej skał zbiornikowych [–],

38,224 – 10 okresów półrozpadu ^{222}Rn , tj. czas, po jakim z początkowej ilości pozostanie mniej niż 0,1% jąder tego izotopu [doby].

$$S_{Rn} = \frac{V_{sk}}{h} \quad [16]$$

gdzie:

S_{Rn} – obszar zasilania odwiertu KT-1 w ^{222}Rn [m^2],

h – miąższość strefy wodonośnej [m].

$$L_{Rn} = \sqrt{\frac{S_{Rn}}{\pi}} \quad [17]$$

gdzie:

L_{Rn} – odległość z jakiej ^{222}Rn jest transportowany wraz z wodą termalną do odwiertu KT-1 [m].

REZULTATY BADAŃ

Przed pobraniem prób gazu i wody autorzy zmierzili podstawowe parametry fizykochemiczne wody, żeby stwierdzić reprezentatywność pobranych prób. W tym celu uzyskane wyniki pomiarów własnych autorzy porównali z archiwalnymi danymi będącymi w posiadaniu właściciela odwiertu. Zostały one zestawione w tabeli 3. W czasie opróbowania odwiert pracował z wydajnością $Q = 11,33 m^3/h$.

Ponieważ parametry fizykochemiczne wody termalnej eksploatowanej odwiertem KT-1 zarejestrowane w czasie prac terenowych w dniu 24.11.2017 r. są porównywalne z wynikami pomiarów z roku 2014, dlatego też pobierane próby można traktować jako w pełni reprezentatywne.

Wyniki analiz stężenia aktywności ^{222}Rn i ^{226}Ra w wodzie termalnej wypływającej z odwiertu KT-1 w Karpnikach oraz gazów wydzielających się z tej wody na wypływie przedstawiono odpowiednio w tabelach 4 i 5. Następnie uzyskane wyniki autorzy przeliczyli na wartości stężenia aktywności ^{222}Rn i stężenia pozostałych gazów w warstwie wodonośnej, korzystając z równań [1]–[10]. Wyniki obliczeń stężenia gazów w wodzie podziemnej i ciśnienia nasycenia przedstawiono w tabeli 6. Sumaryczne ciśnienie nasycenia wynosi 2,02 bar. Ponieważ średnia wartość ciśnienia atmosferycznego w miejscu ujęcia wynosi 0,97 bar, dlatego też jeżeli ciśnienie w wypływającej wodzie będzie mniejsze niż 1,05 bar, to z wody zacznie wydobywać się gaz. Oznacza to, że w trakcie wypływu wody na powierzchnię dopiero od ok. 10 m p.p.t. gaz zacznie wydzielać się z wody.

Tab. 3. Wybrane parametry fizykochemiczne wody termalnej z odwiertu KT-1 zmierzone przez autorów 24.11.2017 r. w odniesieniu do wartości archiwalnych uzyskanych z czterech analiz wykonanych pomiędzy 25.06.2014 a 1.08.2014 r.

Table 3. Selected physico-chemical parameters of thermal water from borehole KT-1 measured by the authors on November 24, 2017 vs. archival values obtained from four analyses performed between June 25 and August 1, 2014

Data pomiaru Date of measurement	Parametr Parameter			
	T [°C] T [°C]	PEW [S/cm] EC [S/cm]	pH [–] pH [–]	Eh [mV] ORP [mV]
24.11.2017 r.	50,8	595	8,5	–234
2014 r.	53,1–56,3	575–615	8,21–8,27	–297,6

Tab. 4. Stężenia aktywności ^{222}Rn i ^{226}Ra w wodzie termalnej z odwiertu KT-1 w Karpnikach zmierzone przez autorów w próbce wody pobranej w 2017 r. w odniesieniu do wyniku archiwalnej analizy z roku 2014

Table 4. ^{222}Rn and ^{226}Ra activity concentrations in thermal water from borehole KT-1 at Karpniki measured by the authors on a water sample collected in 2017 in relation to the result of archival analysis from 2014

Data poboru Date of sampling	Stężenie aktywności ^{222}Rn na wypływie [Bq/dm^3] ^{222}Rn activity concentration at the outflow [Bq/dm^3]	Stężenie aktywności ^{226}Ra na wypływie [Bq/dm^3] ^{226}Ra activity concentration at the outflow [Bq/dm^3]
24.11.2017 r.	245 ± 2	< 0,06
1.08.2014 r.	290,1 ± 1,6	n.b. n.d.

n.b. – nie badano / n.d. – not determined

Tab. 5. Skład mieszaniny gazów wydzielających się z 0,05% wody słabozmineralizowanej, swoistej fluorkowej, termalnej, radonowej eksploatowanej odwiertem KT-1 w Karpnikach. Zestawiono wyniki autorów z dnia 24.11.2017 r. z danymi archiwalnymi z dnia 1.08.2014 r.

Table 5. The composition of the gas mixture released from the 0.05% low-mineralized, specific fluoride, thermal and radon water extracted from borehole KT-1 at Karpniki. The authors' results from November 24, 2017 were compared with the archival data from August 1, 2014

Gaz Gas	Stężenie objętościowe c_{Vi} [% obj.] Volume concentration c_{Vi} [Vol. %]					
	Próba 1, pomiar 1 Sample 1, measurement 1	Próba 1, pomiar 2 Sample 1, measurement 2	Próba 2, pomiar 1 Sample 2, measurement 1	Próba 2, pomiar 2 Sample 2, measurement 2	Średni skład Average composition	Skład archiwalny Archival composition
Hel (He) Helium	0,33	0,33	0,31	0,31	0,32	0,139
Wodór (H ₂) Hydrogen	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.b. / n.d.
Dwutlenek węgla (CO ₂) Carbon dioxide	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	n.b. / n.d.
Etan (C ₂ H ₆) Ethane	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.b. / n.d.
Azot (N ₂) Nitrogen	98,09	98,08	98,07	98,09	98,08	99,724
Tlen (O ₂) Oxygen	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	n.b. / n.d.
Argon (Ar) Argon	1,50	1,52	1,53	1,52	1,52	n.b. / n.d.
Metan (CH ₄) Methane	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,136
Suma Sum	100,00	100,00	99,99	99,99	100,00	99,999

n.b. – nie badano / n.d. – not determined

Tab. 6. Obliczone przez autorów wartości stężenia aktywności ²²²Rn i stężenia pozostałych gazów w warstwie wodonośnej

Table 6. Values of ²²²Rn activity concentration calculated by the authors and concentrations of other gases in the aquifer

Gaz Gas	Stężenie gazów w wodzie podziemnej Concentration of gases dissolved in groundwater		Ciśnienie nasycenia P_{nsi} [bar] Saturation pressure P_{nsi} [bar]
	c_{Vi} [m ³ /m ³]	c_{pi} [mg/dm ³]	
Hel (He) Helium	$0,065 \cdot 10^{-3}$	0,011	0,0073
Dwutlenek węgla (CO ₂) Carbon dioxide	$0,267 \cdot 10^{-3}$	0,502	0,0007
Azot (N ₂) Nitrogen	$21,97 \cdot 10^{-3}$	26,09	1,9923
Argon (Ar) Argon	$0,516 \cdot 10^{-3}$	0,875	0,0227
Metan (CH ₄) Methane	$0,0034 \cdot 10^{-3}$	0,0023	0,0001
Suma Sum	$22,82 \cdot 10^{-3}$	27,48	2,02
Radon (²²² Rn) [Bq/dm ³] Radon	256 ± 2		

Określony na podstawie równania [11] wiek wody wynosi 19,1 mln lat, tj. dolny miocen. Natomiast obliczony zgodnie z równaniem [12] wiek wody wynosi 14,4 mln lat, tj. środkowy miocen. Wyniki te wykazują dużą zgodność, jednak mają tylko orientacyjny charakter. Autorzy postanowili także niezależnie zweryfikować uzyskane wartości wieku wody. Obliczenia przeprowadzono na podstawie stężenia He w wodzie przy następujących założeniach:

– dopływ helu do warstwy wodonośnej i jego odpływ wynosi zero;

– źródłem helu w wodzie jest rozpad ²³⁸U i ²³²Th i ich pochodnych;

– wszystkie pochodne ²³⁸U i ²³²Th są w równowadze promieniotwórczej. Oznacza to, że aktywności ²³⁸U i ²³²Th są takie same jak aktywności ²²⁶Ra i ²²⁸Ra (Bq/kg), a więc proporcje ich aktywności wynoszą 103 do 53 Bq/dm³;

– takie samo stężenie He na jednostkę objętości jest w litej skale jak i w porach (w wodzie).

Uwzględniając gęstość właściwą granitu i przyjęty współczynnik porowatości ($n = 0,05$), autorzy obliczyli stężenie aktywności ²³⁸U i ²³²Th na jednostkę objętości skały (Bq/dm³). Przyjmując wiek wody t , obliczono następnie stężenie aktywności ²³⁸U i ²³²Th na jednostkę objętości, cofając się w czasie o przyjęty wiek wody. Następnie obliczono liczbę emisji cząstek alfa w czasie t przypadającą na jednostkę objętości skały, przyjmując, że jednemu rozpadowi ²³⁸U towarzyszy 8 emisji cząstek alfa, a jednemu rozpadowi ²³²Th towarzyszy 6,36 emisji cząstek alfa (wartości na podstawie szeregu uranowo-radowego i torowego). Zakładając, że jednemu rozpadowi alfa odpowiada utworzenie jednego jądra He, obliczono sumaryczną liczbę powstałych jąder He w czasie t w jednostce objętości skały. Założono, że pory są małe i taka sama ilość jąder He na jednostkę objętości będzie znajdowała się zarówno w litej skale, jak i w porach. Przeliczono liczbę jąder He w jednostce objętości na masę He w jednostce objętości przez co otrzymano stężenie objętościowe He, tj. masę He na jednostkę objętości wody (mgHe/dm³ H₂O). Czas t zmieniano w taki sposób, żeby uzyskać stężenie odpowiadające zmierzonemu stężeniu He w wodzie pomniejszonymu

o stężenie wynikające z zawartości He pochodzącego z powietrza atmosferycznego. Według powyższych obliczeń wiek wody wynosi 18 mln lat. Jest to wynik bardzo zbliżony do wyników uzyskanych z wzorów rosyjskich.

Obliczona z równania [13] wartość współczynnika δ wynosi 0,93 i jest zbliżona do 1. Na tej podstawie można przyjąć, że gazy występujące w wodzie są pochodzenia atmosferycznego. Dla zweryfikowania tej tezy obliczono stężenie argonu i azotu w wodzie w sytuacji, gdy nad powierzchnią wody występuje powietrze atmosferyczne o współczesnym składzie i pod ciśnieniem normalnym (1,01325 bar). Otrzymane wyniki są zbliżone do obliczonych stężeń w wodzie podziemnej i wynoszą: stężenie azotu $18,52 \cdot 10^{-3} \text{ m}_n^3/\text{m}^3$ oraz stężenie argonu $0,499 \cdot 10^{-3} \text{ m}_n^3/\text{m}^3$. Wyniki te potwierdzają, że gazy występujące w wodzie podziemnej mogą mieć pochodzenie atmosferyczne. Na różnicę mogą składać się niedokładności pomiaru, stratyfikacja zawartych w wodzie gazów wraz z głębokością (zróznicowanie stężenia gazów wywołane długim czasem przebywania wody w warstwie wodonośnej), jak również inne wartości ciśnienia atmosferycznego i składu atmosfery w momencie infiltracji wody opadowej.

W tabeli 7 zebrano wartości parametrów użytych do obliczenia współczynnika emanacji $K_{em}^{222}\text{Rn}$ ze skał zbiornikowych wody termalnej ujętej odwiertem KT-1 oraz objętości skał V_{sk} zasilających w ^{222}Rn odwiert KT-1, obszaru zasilania S_{Rn} odwiertu KT-1 w ^{222}Rn , jak również odległości L_{Rn} , z jakiej ^{222}Rn jest transportowany wraz z wodą termalną do odwiertu KT-1 określone wg równań [14]–[17]. W tabeli tej znajdują się dwa parametry, których wartość można było jedynie oszacować. W przypadku współczynnika porowatości efektywnej skały zbiorniko-

Tab. 7. Wartości parametrów charakteryzujących dopływ ^{222}Rn wraz z wodą termalną ze skał zbiornikowych do odwiertu KT-1 (pogrubioną czcionką) oraz wartości parametrów użytych do ich obliczenia

Table 7. Values of parameters characterizing the inflow of ^{222}Rn together with thermal water from reservoir rocks into borehole KT-1 (in bold) and the parameter values used for computing

Parametr Parameter	Jednostka Unit	Wartość Value
c_{pRn}	[Bq/m ³]	256000
c_{pRa0}	[Bq/m ³]	<60
n	[-]	0,05
ρ_s	[kg/m ³]	2630
q	[Bq/kg]	103
h	[m]	58
Q_w	[m ³ /d]	271,92
K_{em}	[-]	0,05
V_{sk}	[m ³]	$2,1 \cdot 10^5$
S_{Rn}	[m ²]	$3,6 \cdot 10^3$
L_{Rn}	[m]	34

K_{em} – współczynnik emanacji ^{222}Rn ze skał zbiornikowych wody termalnej ujętej odwiertem KT-1;

V_{sk} – objętość skał zasilających w ^{222}Rn odwiert KT-1;

S_{Rn} – obszar zasilania odwiertu KT-1 w ^{222}Rn ;

L_{Rn} – odległość z jakiej ^{222}Rn jest transportowany wraz z wodą termalną do odwiertu KT-1.

K_{em} – ^{222}Rn emanation coefficient from the thermal water reservoir rocks extracted by borehole KT-1 ;

V_{sk} – rock volume supplying borehole KT-1 with ^{222}Rn ;

S_{Rn} – supplying area of the borehole KT-1 with ^{222}Rn ;

L_{Rn} – distance from which ^{222}Rn is transported along with the thermal water to borehole KT-1.

wej (n) autorzy uznali, że zmierzone wartości n skał poza strefą wodonośną wynoszące średnio 0,012, a maksymalnie 0,022 nie są miarodajne, a duży dopływ ze strefy wodonośnej sugeruje zwiększoną wartość n , jednak znacznie ograniczoną przez ciśnienie petrostatyczne na głębokości rzędu 1800 m p.p.t. Z tego względu do obliczeń przyjęto wartość $n = 0,05$. Tego rzędu wartości są przyjmowane dla stref tektonicznych w skałach krystalicznych Sudetów, m.in. w rejonie Łąka-Zdroju (gnejsy) i Cieplic Śląskich-Zdroju (granity) (Przylibski, 2005). Drugim parametrem, który autorzy musieli oszacować, była wartość średniego stężenia aktywności ^{226}Ra w skałach zbiornikowych w strefie wodonośnej (q). Uzyskana bezpośrednio z pomiarów archiwalnych jedna wartość 81 Bq/kg (Łukaczyński, Polaczek, 2014) nie może być uwzględniona w obliczeniach, ponieważ stężenie aktywności ^{222}Rn w wodzie byłoby wówczas większe niż średnie stężenie aktywności ^{226}Ra w skale odniesione do łącznej objętości skały i porów $c_{pRa0(s+p)}$, co w przypadku braku radu rozpuszczonego w wodzie nie ma żadnego fizycznego uzasadnienia. Jeżeli stężenie aktywności ^{226}Ra w wodzie jest równe zeru, to maksymalne stężenie aktywności ^{222}Rn w wodzie wyniesie:

$$c_{pRn} = c_{pRa(s+p)} = c_{pRa(s)} \frac{V_s}{V_s + V_p} = c_{pRa(s)} (1-n) \quad [18]$$

gdzie:

$$c_{pRa(s)} = \rho_s q \quad [19]$$

Natomiast, wobec stwierdzonego braku ^{226}Ra rozpuszczonego w wodzie, współczynnik emanacji K_{em} jest określony z wzoru:

$$K_{em} = c_{pRn} \frac{n}{(1-n)c_{pRa(s)}} \quad [20]$$

Oznacza to, że jego maksymalna wartość wynosi:

$$K_{em} = c_{pRa(s)} (1-n) \frac{n}{(1-n)c_{pRa(s)}} = n \quad [21]$$

Z tego względu do obliczeń współczynnika emanacji ^{222}Rn ze skał zbiornikowych do wody termalnej K_{em} przyjęto wartość średniego stężenia aktywności ^{226}Ra w skałach zbiornikowych q równą 103 Bq/kg. Wartość ta mieści się w zakresie wartości zanotowanych w skałach rdzenia odwiertu KT-1 (Łukaczyński, Polaczek, 2014) i spełnia wyżej opisane warunki fizyczne.

DYSKUSJA UZYSKANYCH WYNIKÓW

Wykładnik gazowy, wynoszący 0,014 świadczy o tym, że ilość gazu rozpuszczonego w wodzie termalnej z odwiertu KT-1 w Karpnikach nie jest duża. Jak wskazują przeprowadzone obliczenia wydziela się on z wody podczas jej wypływu dopiero płytko pod powierzchnią terenu, tj. począwszy od głębokości ok. 10 m p.p.t. W efekcie znaczna część gazu, która wydziela się z wody tworzy bardzo małe pęcherzyki w wodzie wypływającej na powierzchnię. Mała ilość gazu rozpuszczonego w wodzie może świadczyć o tym, że jego geneza jest atmosferyczna,

tzn. był on rozpuszczony w infiltrującej wodzie opadowej, wraz z którą przedostał się do skał zbiornikowych wód podziemnych. W związku z tym nie ma nadmiaru gazu, który powinien się pojawić wówczas, gdyby istniało jego dodatkowe źródło związane np. z odgazowaniem płaszczu lub zbiorników magmowych w skorupie ziemskiej, czy też uwalnianego na skutek procesów metamorficznych. Brak dużej ilości rozpuszczonego CO₂ także zdaje się to potwierdzać. Dopływ juwenilnego CO₂ spowodowałby przesyconienie wody dwutlenkiem węgla, czego nie obserwujemy. Jednak najważniejszym argumentem za atmosferycznym źródłem gazu rozpuszczonego w wodzie termalnej ujętej otworem KT-1 jest wartość współczynnika δ wynosząca 0,93, a więc bliska jedności. Potwierdzają to dodatkowo wykonane przez autorów obliczenia stężeń argonu i azotu w wodzie w sytuacji, gdy nad powierzchnią wody występuje powietrze atmosferyczne o współczesnym składzie i pod ciśnieniem normalnym. Uzyskane z obliczeń wartości są bliskie tym występującym w badanej wodzie podziemnej. Genezę atmosferyczną można przypisać przede wszystkim azotowi (N₂). Brak tlenu (O₂), który powinien być najbardziej istotnym obok azotu składnikiem gazów atmosferycznych rozpuszczonych w infiltrującej wodzie opadowej, wynika najprawdopodobniej z długiego czasu przepływu podziemnego wody, dużego wieku wody, co jest zgodne z brakiem zarówno trytu, jak i radiowęglu w badanej wodzie termalnej. W tym czasie tlen został całkowicie zużyty do utlenienia przede wszystkim żelaza dwuwartościowego, będącego składnikiem magnetytu (Fe₃O₄) utlenianego do hematytu (Fe₂O₃), a także pirytu (FeS₂) i przede wszystkim biotyty (K(Mg, Fe, Mn)₃[(OH, F)₂ | AlSi₃O₁₀]), z rozkładu których powstają powszechnie obserwowane wodorotlenki żelaza, wypełniające szczeliny i przestrzenie pomiędzy kryształami głównych składników skałotwórczych. Zmiany te są powszechnie obserwowane w próbach granitu pochodzących z rdzenia odwiertu KT-1. O całkowitym zużyciu tlenu i jego braku w wodzie świadczy także zanotowana przez autorów ujemna wartość potencjału redox (Eh = -234 mV). Wartość obliczonego współczynnika δ , dla którego wykorzystano zawartość argonu również oznacza, że gaz ten jest także pochodzenia atmosferycznego. Należy przypuszczać także, że zmierzone, niewielkie domieszki CO₂ i CH₄ są również pochodzenia atmosferycznego. Oba te gazy mogły rozpuścić się w wodzie opadowej w atmosferze lub też w najpłytszej warstwie organicznej litosfery, gdzie ich źródłem mogły być procesy biochemiczne. Nie można jednak wprost odnosić ich procentowej zawartości w obecnej wodzie termalnej do ich zawartości w atmosferze w czasie infiltracji wody, gdyż zawartość tych gazów może być modyfikowana różnymi procesami geochemicznymi zachodzącymi w skałach zbiornikowych. Szczególnie w przypadku CO₂ obserwowany powszechnie proces rozkładu anortytu i rekrytalizacji kalcytu świadczy o mobilizacji węglanów w skałach zbiornikowych, w które to procesy niewątpliwie zaangażowany był dwutlenek węgla. Procesy te mogły znacząco zmienić zawartość CO₂ rozpuszczonego w wodzie termalnej ujętej odwiertem KT-1.

Wszystkie ustalone przez autorów fakty zdają się świadczyć o tym, że gazy rozpuszczone w badanej wodzie termalnej mają genezę atmosferyczną. Niewątpliwie jednak będzie konieczne potwierdzenie tego wniosku poprzez wykonanie analiz składu izotopowego N₂ oraz gazów szlachetnych – Ar i He.

Ponieważ stężenie helu jest większe w badanej wodzie termalnej, niż zawartość wynikająca z kontaktu z powietrzem atmosferycznym, dlatego też musi istnieć dodatkowe jego źródło. Pochodzi on zapewne z okresu kiedy woda znajdowała się już w zbiorniku podziemnym, jaki stanowi spękany masyw granitu Karkonoszy. Ze względu na dużą zawartość w badanych próbach granitu karkonoskiego z rdzenia odwiertu KT-1 ²²⁶Ra i ²²⁸Ra, świadczących także o znacznej ilości macierzystych izotopów ²³⁸U oraz ²³²Th, w skale zbiornikowej powstaje radiogeniczny izotop helu (⁴He). Jest on produktem każdej przemiany jądrowej alfa w naturalnych szeregach promieniotwórczych zaczynających się od izotopów uranu i toru. Niewątpliwie He rozpuszczony w wodzie termalnej z odwiertu KT-1 praktycznie w całości jest gazem radiogenicznym.

Dokładne badania składu izotopowego gazów szlachetnych (He i Ar) pozwolą w przyszłości potwierdzić ich genezę.

Rozpuszczony w wodzie termalnej ujętej odwiertem KT-1 radon (²²²Rn) jest typowym gazem radiogenicznym i jednocześnie najcięższym promieniotwórczym gazem szlachetnym. Jego geneza jest związana z przemianą promieniotwórczą alfa macierzystego izotopu radu – ²²⁶Ra, który wchodzi w skład naturalnego uranowo-radowego szeregu promieniotwórczego. W odróżnieniu jednak od helu i argonu ²²²Rn nie może gromadzić się w podziemnej wodzie termalnej, gdyż jego stężenie promieniotwórcze jest wynikiem osiągnięcia równowagi promieniotwórczej pomiędzy liczbą produkowanych w skałach zbiornikowych i uwalnianych do wody jąder ²²²Rn, a liczbą jąder ²²²Rn ulegających przemianie promieniotwórczej alfa, dającej początek kolejnym promieniotwórczym izotopom Po, Bi, Tl i Pb. W wyniku wykonanych obliczeń autorzy stwierdzili, że niespełna 5% tworzonych w skałach zbiornikowych jąder ²²²Rn na skutek rozpadu jąder ²²⁶Ra może przedostać się do podziemnej wody termalnej. Tylko nieznaczna część z tych rozpuszczonych w wodzie jąder ²²²Rn mogą dotrzeć do separatora gazu na głowicy odwiertu. Autorzy oszacowali, że przy wydatku wody wynoszącym 11 m³/h, i zakładając współczynnik porowatości efektywnej $n = 0,05$, na powierzchnię wydostają się tylko te jądra ²²²Rn, które są uwalniane do wody termalnej w odległości nie większej niż 34 m od otworu w strefie wodonośnej. Uzyskana przez autorów wartość stężenia aktywności ²²²Rn (256 ± 2 Bq/dm³) w warstwie wodonośnej mieści się w zakresie wyznaczonego dla granitu Karkonoszy przez Adamczyk-Lorenc (2007) tła hydrogeochemicznego ²²²Rn, wynoszącego 21–868 Bq/dm³. Jest to jednocześnie wartość znacznie wyższa od średniej geometrycznej (71,1 Bq/dm³) i mediany (103,5 Bq/dm³) dla wód podziemnych z obszaru granitu karkonoskiego (Przylibski, Gorecka, 2014).

Przeprowadzona przez autorów weryfikacja poprawności określenia orientacyjnego wieku wody na podstawie wzorów [11] i [12] wskazuje, że wzory te musiały zostać sformułowane przy założeniach podobnych do zastosowanych przez autorów. Według nowszych badań (Torgersen, Stute, 2013) założenia te nie odzwierciedlają rzeczywistych procesów zachodzących w litosferze. Wpływa to zasadniczo na możliwość stosowania wzorów [11] i [12] do określania orientacyjnego wieku wody. W świetle nowszych badań nieprawdziwe są założenia o braku dopływu i odpływu helu z warstwy wodonośnej, a także o jednakowym stężeniu He zarówno w skale, jak i w wodzie wypełniającej pory. Według danych literaturowych (Torgersen, Stute, 2013) istotny wpływ na stężenie He w wodzie pod-

ziemnej ma strumień tego gazu przepływający w kierunku powierzchni Ziemi. Ponadto po odpowiednio długim czasie praktycznie cała objętość He jest uwalniana ze skały do wody wypełniającej pory. W efekcie zmierzone przez autorów wartości koncentracji He w wodzie termalnej tworzyłyby się w dużo krótszym czasie, a więc wiek wody byłby znacznie mniejszy.

W oparciu o przeprowadzoną dyskusję (z recenzentem prof. M. Dulińskim), w czasie której wskazano, że w dużo cieplejszym, niż współczesny klimacie miocenu wartości $\delta^{18}\text{O}$ oraz $\delta^2\text{H}$ powinny być przesunięte znacząco ku mniej ujemnym wartościom, które dla $\delta^{18}\text{O}$ można szacować na od -8‰ do -5‰ , należy odrzucić miocenijski wiek wody. Jednocześnie należy uznać, że wzory [11] i [12] nie nadają się do określania nawet orientacyjnego wieku wód podziemnych. Oznacza to, że aby określić wiek wody termalnej z odwiertu KT-1 należy wykonać ponowne oznaczenia izotopowe tlenu i wodoru, uzupełniając je analizami izotopowymi gazów szlachetnych.

Zestawienie kompleksowych wyników analiz izotopowych tlenu, wodoru i gazów szlachetnych może rzucić nie tylko nowe światło na wiek wody z odwiertu KT-1, ale także na wiek innych termalnych wód głębokiego krążenia w granicie karkonoskim, m.in. w rejonie Cieplic Śląskich-Zdroju.

W odwiercie KT-1 mamy do czynienia z termalną wodą paleoinfiltracyjną, która została podgrzana w wyniku kondukcji. Źródłem ciepła jest temperatura skał wynikająca z bardzo przeciętnego gradientu geotermicznego i zapewne w mniejszym stopniu także ciepło radiogeniczne, którego źródłami są występujące w zwiększonych koncentracjach w granicie karkonoskim izotopy należące do naturalnych szeregów promieniotwórczych oraz ^{40}K . Wyniki badań autorów wskazują, że nie ma śladów dopływu gorących fluidów (zwłaszcza wody) z głębszych warstw skorupy czy z płaszczu. Intruzja karkonoska w świetle naszych badań stanowi pod tym względem szczelną strukturę, przynajmniej w rejonie Karpnik.

Eksploatowana odwiertem KT-1 w Karpnikach woda termalna jest wodą paleoinfiltracyjną, a więc jej zasoby statyczne mogą być ograniczone, nieodnawialne, co oznacza, że z upływem czasu do odwiertu będzie dopływała woda o zmienionych wartościach parametrów fizykochemicznych. Ze względu na trudność oszacowania objętości zbiornika tej wody przewidzenie tych zmian jest obecnie niemożliwe. Niemniej jednak konieczne jest prowadzenie ciągłych obserwacji wykładnika gazowego i właściwości fizykochemicznych wody oraz składu wydzielających się gazów. Każde zmiany tych parametrów będą sugerowały szczypanie zasobów. Pozwolą także określić jego tempo i w miarę rozwoju sytuacji określić zasoby struktury wodonośnej oraz ich odnawialność lub jej brak.

WNIOSKI

W mieszaninie gazów wydzielających się z wody termalnej eksploatowanej odwiertem KT-1 w Karpnikach dominuje azot (N_2), który stanowi 98,08% obj., a skład uzupełniają: Ar (1,52% obj.), He (0,32% obj.) oraz śladowe ilości CO_2 (0,07% obj.) i CH_4 (0,01% obj.). Istotnym składnikiem jest także promieniotwórczy ^{222}Rn , którego stężenie aktywności promieniotwórczej na wypływie wynosi 245 Bq/dm^3 , a w warstwie wodonośnej jest równe 256 Bq/dm^3 . Takie stężenie radonu powoduje, że wody te można wg klasyfikacji Przylibskiego (2005) uznać za

wody radonowe. Jest to także wartość mieszcząca się w tle hydrogeochemicznym ^{222}Rn dla granitu Karkonoszy, aczkolwiek jest ona znacznie większa od wartości średniej geometrycznej i mediany dla wód podziemnych tej jednostki geologicznej Sudetów.

Niewielka wartość wykładnika gazowego (0,014), a także zbliżona do 1 wartość współczynnika δ (0,93), obliczona na podstawie zawartości Ar i N_2 rozpuszczonych w wodzie termalnej eksploatowanej odwiertem KT-1 w Karpnikach, jak również wykonane przez autorów obliczenia stężeń argonu i azotu w wodzie w sytuacji, gdy nad powierzchnią wody występuje powietrze atmosferyczne o współczesnym składzie i pod ciśnieniem normalnym wskazują, że gazy te są pochodzenia atmosferycznego. Podobnie genezę atmosferyczną autorzy są skłonni przypisać CO_2 i CH_4 , które rozpuszczały się w wodach opadowych infiltrujących w głąb granitu karkonoskiego. Mogą o tym świadczyć stężenia tych gazów porównywalne z atmosferycznymi. Należy zaznaczyć, że w odniesieniu do He atmosfera odpowiada zapewne tylko za dostarczenie zaniedbywalnej ilości tego gazu rozpuszczonego w wodzie termalnej. Hel jest gazem radiogenicznym, tworzącym się w wyniku przemian jądrowych alfa izotopów będących członami naturalnych szeregów promieniotwórczych. Zawartość tych izotopów promieniotwórczych jest wyraźnie zwiększona w obrębie skał granitu Karkonoszy, w tym również w skałach pobranych z rdzenia odwiertu KT-1 w Karpnikach. Radiogenicznym, a zarazem promieniotwórczym gazem jest także izotop radonu – ^{222}Rn , który jest uwalniany ze skał zbiornikowych w ilości niespełna 5% tworzących się atomów w skale zbiornikowej do wody termalnej, wraz z którą dociera do odwiertu KT-1 z odległości nieprzekraczającej 34 m.

Na podstawie ilości rozpuszczonego w badanej wodzie termalnej He oraz He i Ar autorzy podjęli próbę oszacowania wieku wody. Uzyskany przez autorów jej miocenijski wiek jest mało wiarygodny w świetle poczynionych założeń, które nie oddają procesów zachodzących w zbiorniku wód podziemnych. Uzyskane wartości wynoszące 19,1, 14,4 oraz 18 mln lat są sprzeczne z archiwalnymi wartościami $\delta^{18}\text{O}$ oraz $\delta^2\text{H}$, które dla wód miocenijskich infiltrujących w znacznie cieplejszym klimacie powinny być mniej ujemne. W związku z tym testowane przez autorów wzory służące do obliczania orientacyjnego wieku wody podziemnej na podstawie zawartości rozpuszczonych w niej gazów szlachetnych – He i Ar, należy uznać za nieprzydatne do tego celu. Wobec tego dokładny wiek wody nadal pozostaje nieznany. Obecnie wiadomo, że woda termalna z odwiertu KT-1 jest pozbawiona trytu (^3H) i nie zawiera radiowęglu (^{14}C), co oznacza, że jest ona starsza niż 35 tys. lat. Konieczne jest przeprowadzenie dalszych, bardziej szczegółowych analiz zawartości gazów, a przede wszystkim ich składu izotopowego. Dopiero na podstawie wyników tych badań będzie możliwe dokładniejsze ustalenie wieku wody termalnej oraz genezy gazów w niej rozpuszczonych.

Eksploatowana odwiertem KT-1 w Karpnikach termalna woda paleoinfiltracyjna została podgrzana w wyniku kondukcji. Źródłem ciepła jest temperatura skał wynikająca z przeciętnego gradientu geotermicznego, wynoszącego $2,96^\circ\text{C}$ na 100 m i zapewne w mniejszym stopniu także ciepło radiogeniczne, którego źródłami są występujące w granicie karkonoskim w zwiększonych koncentracjach izotopy należące do naturalnych szeregów promieniotwórczych oraz ^{40}K . Wyniki badań autorów wskazują, że

nie ma śladów dopływu gorących fluidów (zwłaszcza wody) z głębszych warstw skorupy czy z płaszcza. Intruzja karkonoska w świetle naszych badań stanowi pod tym względem szczerłą strukturę, przynajmniej w rejonie Karpnik.

Woda termalna z odwiertu KT-1 jest wodą paleoinfiltracyjną, a zatem jej zasoby statyczne mogą być ograniczone, nieodnawialne. W takim przypadku z upływem czasu do odwiertu będzie dopływała woda o zmienionych parametrach fizykochemicznych. Obecnie nie jest możliwe przewidzenie tych zmian ze względu na brak możliwości oszacowania objętości zbiornika tej wody. Niemniej jednak konieczne jest prowadzenie ciągłych obserwacji wykładnika gazowego i właściwości fizykochemicznych wody oraz składu wydzielających się gazów. Każde zmiany tych parametrów będą sugerowały szczypanie zasobów. Przewidzone obserwacje pozwolą także na określenie tempa zmian, a następnie być może umożliwią także określenie zasobów struktury wodonośnej oraz ich odnawialność lub jej brak.

Badania podobne do przeprowadzonych i opisanych przez autorów można stosować w przypadku innych wód termalnych, solanek i wód leczniczych (zwłaszcza szczaw) głębokiego krążenia nie tylko w obszarze granitu Karkonoszy, ale także innych struktur geologicznych, zwłaszcza w skałach krystalicznych, w tym budujących obszar Sudetów i bloku przedsudeckiego. Mogą one być źródłem bezcennych danych o genezie gazów i wody, w której są one rozpuszczone. Obserwowanie zmian wykładnika gazowego oraz składu gazów rozpuszczonych może dostarczać wczesnych sygnałów o niekorzystnych zmianach zachodzących w złożu, które mogą rzutować na jakość i zasoby eksploatowanej wody termalnej. Zdaniem autorów przedstawione wyniki badań dowodzą konieczności rutynowego prowadzenia tego typu badań, zwłaszcza w czasie eksploatacji wód z głębszych struktur wodonośnych.

Uzyskane wyniki badań mogą być także istotną przesłanką do określenia genezy innych wód termalnych głębokiego krążenia z obszaru granitu karkonoskiego.

Badania zostały sfinansowane przez Termy Zamek Karpniki Sp. z o.o. w ramach zlecenia 4002/0018/17/11 realizowanego w Zakładzie Geologii i Wód Mineralnych Wydziału Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej. Część badań szczegółowych sfinansowano ze zlecenia 0401/0125/17 realizowanego również w Zakładzie Geologii i Wód Mineralnych Wydziału Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii Politechniki Wrocławskiej. Autorzy składają szczególne podziękowania Panom Jackowi i Wojciechowi Masiorem za udostępnienie i możliwość publikacji wyników badań. Jesteśmy także bardzo wdzięczni za konstruktywne i wnikliwe recenzje oraz dyskusję wyników przedstawionych badań profesorom Markowi Dulińskiemu i Stanisławowi Staśko.

LITERATURA

ADAMCZYK-LORENC A. 2007 – Tło hydrogeochemiczne radonu w wodach podziemnych Sudetów. Rozprawa doktorska. Wyd. Geoinżynierii, Górnictwa i Geologii, PWroc. (niepublikowana).
BRUSZEWSKA B. 2000 – Warunki geotermiczne Dolnego Śląska. *Prz. Geol.*, 48 (7): 639–643.
CIĘŻKOWSKI W. 1990 – Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. *Pr. Nauk. Inst. Geotech. PWroc.*, (60). Monogr., 19.
CIĘŻKOWSKI W. 1994 – Cieplickie wody termalne. Karkonosz, 3–4 (10–11)/93: 20–29.
CIĘŻKOWSKI W., MROCZKOWSKA B. 1985 – Anomalia hydrogeochemiczna Cieplice Śląskich Zdroju. *Rocz. PTG*, 3–4 (55): 473–484.
CIĘŻKOWSKI W., GRÖNING M., LEŚNIAK P.M., WEISE S.M., ZUBER A. 1992 – Origin and age of thermal waters in Cieplice Spa,

Sudeten, Poland, inferred from isotope, chemical and noble gas data. *J. Hydrology*, 140: 89–117.

CIĘŻKOWSKI W., MICHNIEWICZ M., PRZYLIBSKI T.A. 2011 – Wody termalne na Dolnym Śląsku. [W:] Żelaźniewicz A., Wojewoda J., Ciężkowski W. (red.) – *Mezozoik i Kenozoik Dolnego Śląska*, WIND, Wrocław: 107–120.

COTHERN C.R., SMITH J.E. Jr. (red.) 1987 – *Environmental Radon*. Plenum Press, New York.

DOBRZYŃSKI D., LATOUR T., ROSSI D., ŁUKACZYŃSKI I., REALDON N. 2016 – Thermal Waters in Karpniki and Stanisławów (Jelenia Góra Valley, the Sudetes, Poland). Part 1 – Geochemical Characteristics. *Acta Balneologica*, 58, 3 (145): 208–213.

DOBRZYŃSKI D., GRUSZCZYŃSKI T., BIRSKI Ł. 2017 – German jako wskaźnik warunków hydrogeochemicznych w jeleniogórskim systemie geotermalnym. *Prz. Geol.*, 65 (11/1): 946–950.

DOWGIAŁŁO J. 1976 – Wody termalne Sudetów. *Acta Geol. Pol.*, 4 (26): 617–643.

DOWGIAŁŁO J. 2002 – The Sudetic geothermal region of Poland. *Geothermics*, 31 (3): 343–359.

DOWGIAŁŁO J. 2008 – Stan rozpoznania zasobów wód termalnych regionu sudeckiego i perspektywy ich wykorzystania. *Materiały Ogólnopolskiego Kongresu Geotermalnego, Radziejowice, 17–19.10.2007 r.*, Kraków: 32–34.

DOWGIAŁŁO J., FISTEK J. 2007 – Prowincja sudecka. [W:] Paczyński B., Sadurski A. (red.), *Hydrogeologia regionalna Polski, tom II: Wody mineralne, lecznicze i termalne oraz kopalniane*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

HRYNKIEWICZ A.Z. (red.) 2001 – *Człowiek i promieniowanie jonizujące*. Wyd. PWN, Warszawa.

LIBER E. 2008 – Zmiany w dynamice wód termalnych Cieplice Śląskich Zdroju wpływające na zasoby eksploatacyjne ujęć. *Materiały Ogólnopolskiego Kongresu Geotermalnego, Radziejowice, 17–19.10.2007 r.*, Kraków: 103–108.

ŁUKACZYŃSKI I., POLACZEK P. 2014 – Dokumentacja hydrogeologiczna ustalająca zasoby eksploatacyjne ujęcia wód termalnych otworem KT-1 w Karpnikach k. Jeleniej Góry. *Nowe Przedsiębiorstwo Geologiczne S.C., Częstochowa. Maszynopis*.

MACIOSZCZYK A., DOBRZYŃSKI D. 2002 – *Hydrogeochemia strefy aktywnej wymiany wód podziemnych*. Wyd. PWN, Warszawa.

NEVISSI A.E., BODANSKY D. 1987 – Radon sources and levels in the outside environment. Chapter 4 [W:] Bodansky D., Robkin M.A., Stadler D.R. (red.), *Indoor radon and its hazards*. University of Washington Press. Seattle and London: 42–50.

POLAŃSKI A. 1988 – *Podstawy geochemii*. Wyd. Geol., Warszawa.

POROWSKI A., DOWGIAŁŁO J. 2009 – Application of selected geothermometers to exploration of low enthalpy thermal water: the Sudetic Geothermal Region in Poland. *Environ. Geol.*, 58: 1629–1638.

PRZYLIBSKI T.A. 2000a – Estimating the radon emanation coefficient from crystalline rocks into groundwater. *Appl. Radiat. Isotop.*, 53 (3): 473–479.

PRZYLIBSKI T.A. 2000b – Size estimation and protection of the areas supplying radon to groundwater intakes. *Arch. Environ. Protect.*, 26 (1): 55–71.

PRZYLIBSKI T.A. 2004 – Concentration of ²²⁶Ra in rocks of the southern part of Lower Silesia (SW Poland). *J. Environ. Radioactiv.*, 75 (2): 171–191.

PRZYLIBSKI T.A. 2005 – Radon. Składnik swoisty wód leczniczych Sudetów. *Oficyna Wyd. PWroc.*

PRZYLIBSKI T.A., GORECKA J. 2014 – ²²²Rn activity concentration differences in groundwaters of three Variscan granitoid massifs in the Sudetes (NE Bohemian Massif, SW Poland). *J. Environ. Radioactiv.*, 134: 43–53.

ROSSI D., LATOUR T., DOBRZYŃSKI D., ŁUKACZYŃSKI I., REALDON N. 2017 – Thermal Waters in Karpniki and Stanisławów (Jelenia Góra Valley, the Sudetes, Poland). Part 2 – Balneotherapeutic assessment. *Acta Balneologica*, 59, 1 (147): 59–64.

SARMIENTO J.L., GRUBER N. 2004 – *Ocean biogeochemical dynamics*. Princeton Univer. Press.

TORGERSEN T., STUTE M. 2013 – Helium (and other noble gases) as a tool for understanding long timescale groundwater transport. Chapter 8 from: *Isotope methods for dating old groundwater*. International Atomic Energy Agency, Vienna: 179–216.

WEISS R.F., PRICE B.A. 1980 – Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Mar. Chem.*, 8: 347–358.

ŻAK S. 2009 – Wydzielanie się gazów z wód podziemnych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 436 (9/2): 583–588.

Praca wpłynęła do redakcji 19.03.2018 r.

Akceptowano do druku 16.07.2018 r.