

Zastosowanie metody helowej do datowania i rozpoznania warunków krążenia wód podziemnych w zlewni Gwdy

Tomasz Kotowski¹, Joanna Najman²

Application of the helium method to dating and recognition of the groundwater circulation within the Gwda River catchment area. Prz. Geol., 63: 840–845.

Abstract. ⁴He measurements for groundwater dating and recognition of the groundwater circulation purposes can be replaced by alternative total He (³He + ⁴He) concentration measurements because the content of ³He can be ignored in most cases. In this study the total He concentrations in groundwater were determined using the GC (gas chromatographic) method. To study the variability of He concentrations, a profile of ca. 65 km in length was employed. He concentrations are low compared to the analogous values determined for similar aquifer systems. Variability of He concentrations is also low in the study area. He concentrations determined have made it possible to estimate the residence time of groundwater in Cenozoic aquifers, which is ca. 3,000 years. Taking the mutually noted observations into account, this indicates relatively rapid groundwater flow and a strong hydraulic connection between the aquifers within the study area.

Keywords: dating, groundwater circulation, Helium, gas chromatography

Na obszarze zlewni Gwdy ujęcia wód podziemnych są podstawowym źródłem wody pitnej. Kenozoiczne poziomy wodonośne tworzą system wodonośny o znaczących zasobach wód słodkich dobrej jakości. W celu rozpoznania warunków krążenia wód podziemnych w obrębie tych poziomów zastosowano metodę helową.

Znane dotąd zastosowania metody helowej polegały głównie na pomiarze ⁴He z wykorzystaniem techniki spektrometrii mas (m.in. Beyerle i in., 2000). Pomiar ⁴He stosowane w datowaniu wód podziemnych mogą być zastąpione pomiarami stężenia całkowitego He (³He + ⁴He) (Zuber i in., 2007; Najman, 2008), ponieważ zawartość ³He w większości przypadków może być pominięta. Stosunek ³He do ⁴He zmienia się w zależności od typu środowiska geologicznego (Oxburgh i in., 1986) oraz w czasie (Lupton & Evans, 2013), w większości przypadków jednak nie przekracza $1,0 \cdot 10^{-5}$. W powietrzu atmosferycznym stosunek obu izotopów (³He/⁴He) wynosi $1,382 \pm 0,005 \cdot 10^{-6}$ (Mabry i in., 2013).

W pracy zaprezentowano wyniki badań stężeń helu (He) wykonanych dla próbek wód pochodzących z poziomu mioceńskiego (n = 6) oraz lokalnie z głębokiego poziomu plejstoceńskiego (n = 2). W celach porównawczych pobrano także próbkę z płytkiego poziomu plejstocenu (n = 1).

Obecność ⁴He w wodach podziemnych jest związana z rozpadem pierwiastków promieniotwórczych szeregu uranowo-torowego. Szczegółowy opis powstawania, uwalniania i migracji gazów szlachetnych w obrębie skorupy ziemskiej przedstawili Ballentine i Burnard (2002) oraz Ballentine i in. (2002). Zaletą badań wykorzystujących He jest m.in. znacznie szerszy zakres datowania wód w porównaniu z metodą radiowęglową (Castro i in., 2000). Ponadto, w niektórych przypadkach metoda helowa pozwala uzyskać bardziej wiarygodne wyniki wieku wód podziemnych niż metoda radiowęglowa (Aeschbach-Hertig i in., 2002). Szerszą charakterystykę metody helowej przedsta-

wili także Weise i Moser (1987), Solomon i in. (1996) oraz Aeschbach-Hertig i in. (1999).

W badaniu zmienności stężeń He wykorzystano profil o długości ok. 65 km. Zestawiono go wzdłuż linii prądu, zgodnie z kierunkiem przepływu wód w analizowanych poziomach wodonośnych, od obszaru zasilania do obszaru drenażu (ryc. 1). Dodatkowo wykorzystano oznaczenia radiowęglowe do wyznaczenia wartości zewnętrznego strumienia He (J_{He}).

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Przedmiotem badań są kenozoiczne poziomy wodonośne – głównie mioceński i głęboki poziom plejstoceński, który lokalnie jest w bezpośredniej łączności hydraulicznej z poziomem mioceńskim (ryc. 1). Poziomy te występują w obrębie piasków drobno- i średnioziarnistych, lokalnie z domieszkami frakcji grubszych. Średnia miąższość tych poziomów wynosi 10–20 m, lokalnie – powyżej 30 m. Współczynnik filtracji wynosi średnio $9,3\text{--}11,6 \cdot 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$.

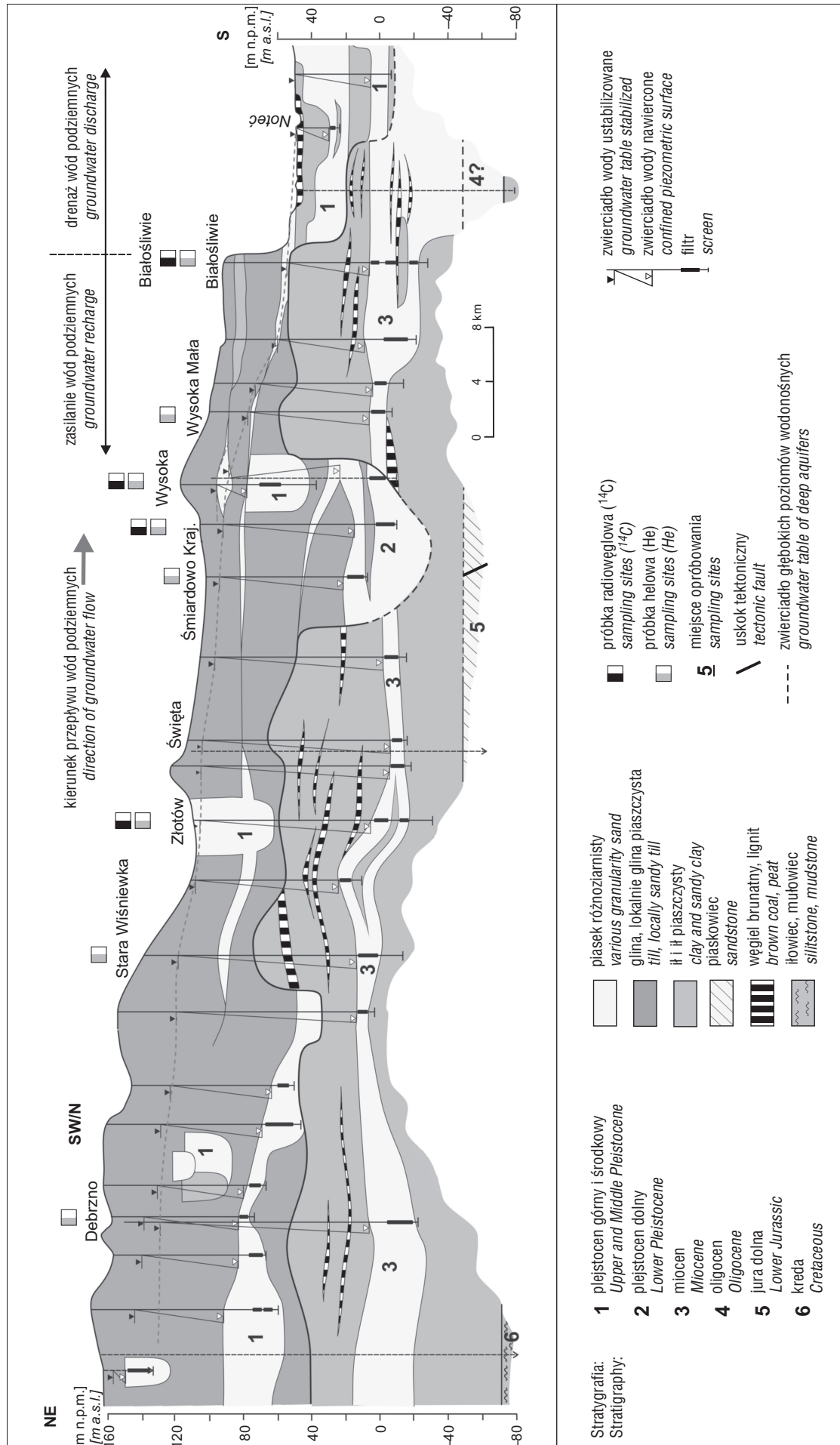
Poziom mioceński charakteryzuje się znacznym rozprężeniem i ciągłością występowania – zajmuje prawie cały analizowany obszar z wyjątkiem głębokich erozyjnych struktur kopalnych. W rejonie Wysokiej istnieje bezpośredni kontakt hydrauliczny, łączący poziom mioceński z głębokim poziomem plejstoceńskim, który leży na bardzo zbliżonych rzędnych do poziomu mioceńskiego (ryc. 1). Z tego względu, pomimo odrębnej litologii i genezy osadów wodonośnych, poziomy te będą rozpatrywane wspólnie jako jeden wspólny element systemu krążenia wód podziemnych.

Na obszarze zlewni Gwdy przepływ wód podziemnych w kenozoicznych poziomach wodonośnych odbywa się ogólnie (poza obszarami dolin) w kierunku południowym, w stronę ujścia Gwdy do Noteci (ryc. 2).

Szerszą charakterystykę warunków hydrogeologicznych występujących na obszarze badań przedstawiono

¹ Katedra Inżynierii Sanitarnej i Gospodarki Wodnej, Wydział Inżynierii Środowiska i Geodezji, Uniwersytet Rolniczy, al. Mickiewicza 24/28, 30-059 Kraków; kotowski.tomasz@gmail.com.

² Zakład Fizykochemii Ekosystemów, Instytut Fizyki Jądrowej im. Henryka Niewodniczańskiego Polskiej Akademii Nauk, ul. E.W. Radzikowskiego 152, 31-342 Kraków.



Ryc. 1. Przekrój hydrogeologiczny A-A' obszaru badań
Fig. 1. Hydrogeological cross-section A-A' of the study area

w pracach dotyczących tego rejonu (np. Kotowski & Kachnic, 2007). Istniejące tu warunki hydrogeologiczne sprzyjają zastosowaniu metody helowej – na dużym obszarze występuje ciągła warstwa wodonośna o relatywnie niewielkim zróżnicowaniu miąższości i głębokości zalegania oraz jest obecny uszczelniający nadkład, który zapobiega ucieczce He.

Pod względem hydrogeochemicznym na tym terenie dominują wody typu Ca–HCO₃ (88% populacji) i Ca–Mg–HCO₃ (8% populacji) (n = 101). Lokalnie, w obrębie dolnego poziomu plejstocenu na obszarze doliny kopalnej występują wody typu Ca–HCO₃–SO₄. Obserwowane jest niewielkie zróżnicowanie składu chemicznego wszystkich kenozoicznych poziomów wodonośnych, również płytszych (plejstocenu środkowego i górnego). Różnice między średnimi wartościami TDS czy stężeń jonów Ca²⁺, Mg²⁺ i Na⁺ dla płytszych i głębszych poziomów wodonośnych wynoszą zazwyczaj tylko 5–10% (Kotowski, 2009). Nieco większe różnice występują dla jonów HCO₃⁻, których średnie stężenia w poziomach głębszych są o ok. 25% wyższe niż w poziomach płytkich.

METODA POMIARÓW STĘŻEŃ He

Oznaczenie stężenia He w wodzie podziemnej wykonano z wykorzystaniem metody chromatografii gazowej GC (Pusz i in., 2007; Najman, 2008). Oznaczenie stężenia He w wodzie podziemnej odbywa się w następujących etapach:

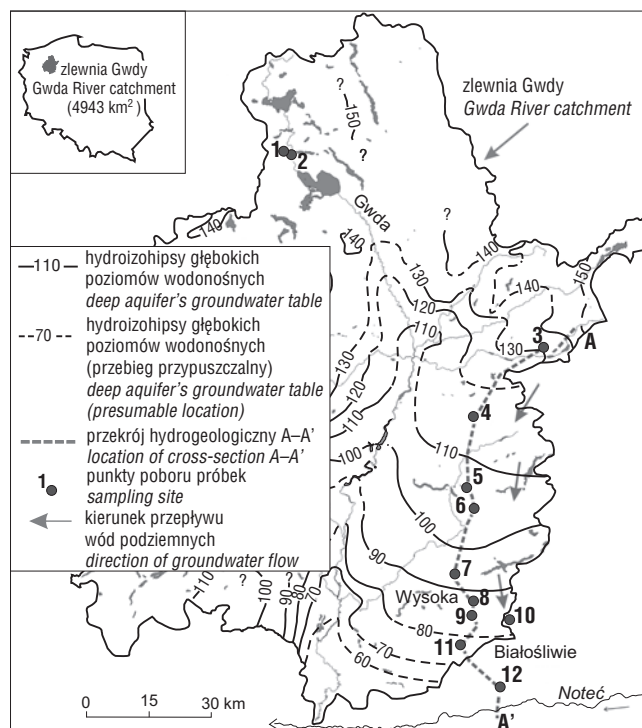
- 1) pobór próbki wody bez kontaktu z powietrzem,
- 2) wydzielenie gazów z próbki wody metodą fazy nadpowierzchniowej,
- 3) wzbogacenie kriogeniczne próbki gazowej,
- 4) analiza w układzie chromatograficznym z detektorem cieploprzewodnościowym TCD.

Szerszy opis metody opróbowania i pomiarów stężeń He został przedstawiony przez Kotowskiego i Najmana (2015).

REZULTATY BADAŃ

Wszystkie próbki wód podziemnych pobrano w dniach 4–5 czerwca 2007 r. Oznaczenia stężenia He we wszystkich próbkach przeprowadzono do końca lipca 2007 r. Wykonano także pomiary kontrolne stężeń He w celu oceny możliwości dyfuzji tego pierwiastka podczas transportu i magazynowania pobranych próbek. Otrzymane rezultaty wskazują na brak możliwości dyfuzyjnej ucieczki He przed wykonaniem oznaczenia jego stężenia w próbkach.

Przy uwzględnieniu, że można z dobrym przybliżeniem zastąpić pomiary ⁴He pomiarami całkowitego stężenia He oraz korzystając z oznaczeń wieku wód uzyskanych metodą ¹⁴C, obliczono dla obszaru badań wartość zewnętrznego strumienia He (J_{He}). Obliczenia wykonano korzystając z zależności 1 (przedstawionej w dalszej części tekstu) i przyjmując jako reprezentatywne wartości wieku wód 1640 lat (próbka nr 3) i 2010 lat (próbka nr 5), określone za pomocą metody ¹⁴C (Kotowski & Śmietński, 2010). Przy przyjęciu niepewności oznaczenia aktywności ¹⁴C na poziomie ±1 pmC, niepewność oznaczenia wieku wód podziemnych metodą ¹⁴C (dla modelu tłokowego) kształtuje się na



Ryc. 2. Mapa hydroizohips wraz z lokalizacją miejsc poboru próbek
Fig. 2. Map showing hydroisohypses together with the locations of sampling sites

poziomie ok. 210 lub ok. 250, zakładając, że niepewności pomiaru $\delta^{13}C$ wynoszą odpowiednio $\pm 0,1$ lub $\pm 0,2\%$.

W większości przypadków nie stwierdzono trytu lub jego zawartość nieznacznie przekraczała wartość błędu oznaczenia, który wynosi średnio $\pm 0,5$ (Kotowski & Śmietński, 2010). Wskazuje to na brak istotnego dopływu do głębokich poziomów wodonośnych wód najmłodszych, o czasie przebywania w ośrodku wodonośnym <50 lat.

Obliczona dla obszaru badań średnia wartość zewnętrznego strumienia He (J_{He}) wynosi $1,57 \cdot 10^{-6}$ [$cm^3 STP cm^{-2} \cdot rok^{-1}$]. Jest to wartość zbliżona do prezentowanych w literaturze, np. średnia wartość podana w pracach Torgersena i Clarke'a (1985) i Torgersena (1989) wynosi $(1,0 \pm 0,4) \cdot 10^{-6}$ [$cm^3 STP cm^{-2} \cdot rok^{-1}$]. Obliczona wartość J_{He} mieści się także w zakresie wartości $(0,36 \div 6,0) \cdot 10^{-6}$ [$cm^3 STP cm^{-2} \cdot rok^{-1}$] podanym przez Castro i in. (2000) dla trzech dużych systemów wodonośnych.

Przy założeniu, że nastąpił równomierny rozkład He (⁴He) w profilu warstwy wodonośnej i że pierwiastek ten nie ma możliwości dyfuzyjnej ucieczki (Torgersen & Ivey, 1985) do obliczenia wieku wody, na podstawie oznaczonych stężeń He, wykorzystano następujące zależności:

$$\text{Wiek [tys. lat]} = He_{exc} \cdot nh\rho_f / (J_{He} + nh\rho_f AP_{He}) \quad [1]$$

$$P_{He} [cm^3 STP g^{-1} \cdot rok^{-1}] = (\rho_r / n) (1,19 \cdot 10^{-13} C_U + 0,288 \cdot 10^{-13} C_{Th}) \quad [2]$$

gdzie:

He_{exc} – stężenie helu otrzymane z badanej próbki, pomniejszone o jego stężenie wynikające z nadmiaru powietrza i o stężenie równowagowe z atmosferą, czyli nadmiar helu wynikający jedynie z wieku wody;

n – współczynnik porowatości aktywnej, przyjęto wartość 20%, oprócz próbki nr 2 (Spore), gdzie z uwagi na niewielką głębokość studni przyjęto 25%;

h – miąższość warstwy wodonośnej, obliczona wartość wynosi 19 m, obliczenia wykonano dla danych z obszaru ponad 900 km², z uwzględnieniem miąższości poziomów mioceńsko-plejstocenijskich, dla studni w miejscowości Spore $h = 15$ m;

J_{He} – zewnętrzny strumień He (⁴He) dopływający do warstwy wodonośnej, obliczona wartość wynosi $1,57 \cdot 10^{-6}$ [cm³STPcm⁻²·rok⁻¹], obliczoną wartość J_{He} zastosowano do określenia wieku wody dla wszystkich próbek;

ρ_f – gęstość wody, przyjęto 1,0 g·cm⁻³;

A – frakcja He (⁴He) uwalniająca się z matrycy skalnej ośrodka wodonośnego, przyjęto wartość 1 (wg Zuber, 2007);

P_{He} – produkcja He (⁴He) *in situ* z matrycy skalnej, obliczona wartość wynosi $3,55 \cdot 10^{-12}$ [cm³STPg⁻¹·rok⁻¹], obliczenia wykonano korzystając z zależności 2;

C_U – stężenie uranu, przyjęto wartość 0,8 ppm na podstawie danych z literatury (Lehmann i in., 2003);

C_{Th} – stężenie toru, przyjęto wartość 6 ppm na podstawie danych z literatury (Lehmann i in., 2003);

ρ_r – gęstość matrycy skalnej ośrodka wodonośnego, przyjęto 2,65 g·cm⁻³.

Wyniki oznaczeń stężenia He w wodzie podziemnej oraz obliczony wiek wody zestawiono w tabeli 1.

Oznaczone stężenia He są niskie w porównaniu do wartości oznaczanych stężeń ⁴He w zbliżonych dużych systemach wodonośnych przez innych autorów (m.in.: Castro i in., 2000; Aeschbach-Hertig i in., 2002; Zuber i in., 2004). Z uwagi na niskie wartości stężeń He oraz stosunkowo duże błędy ich oznaczenia σ (tab. 1) istotny wpływ na poprawność określenia wieku wody ma przyjęta wartość zewnętrznego strumienia He (⁴He) (J_{He}) lub też pominięcie tej składowej w obliczeniach. Zbliżony przypadek występowania niskich stężeń ⁴He w osadach piaszczystych paleogenu został zaprezentowany w pracy Aeschbacha-Hertiga i in. (2002). Wspomniani autorzy, interpretując uzyskane wyniki, założyli brak dopływu zewnętrznego strumienia ⁴He do warstwy wodonośnej. W przypadku oznaczonych stężeń He z obszaru zlewni Gwdy nie uwzględnienie zewnętrznego strumienia He prowadzi do

ponad 20-krotnego zawyżenia oznaczanego wieku wody względem dat wyznaczonych przy zastosowaniu metody ¹⁴C. Z tego powodu odrzucono taką interpretację danych helowych i w określaniu wieku wody przyjęto występowanie na obszarze badań zewnętrznego strumienia He (J_{He}) o obliczonej wartości $1,57 \cdot 10^{-6}$ [cm³STPcm⁻²·rok⁻¹]. Przyjęcie do obliczeń wieku wody wyższych wartości J_{He} (np. $3,0 \cdot 10^{-6}$ [cm³STPcm⁻²·rok⁻¹]) prowadzi do obniżenia ich wieku od kilkuset do ponad tysiąca lat w poszczególnych przypadkach.

Pośrednio na obecność zewnętrznego strumienia He mogą wskazywać najwyższe stężenia tego pierwiastka obserwowane w rejonie doliny kopalnej (próbka nr 7, ryc. 3). Tam też zauważono ascenzję wód z poziomów mezozoicznych (Kotowski & Kachnic, 2007), co wskazuje na występowanie czynnych hydraulicznie uskoków tektonicznych i możliwość lokalnie zwiększonego napływu starszych wód o wyższych stężeniach He.

Ogólnie jest zauważalny wzrost stężenia He podczas przepływu w strumieniu wód podziemnych do stref drenażu w dolinie Noteci. Jednocześnie obserwowane stężenia He wykazują bardzo niewielkie zróżnicowanie. Należy podkreślić, że obserwowane różnice stężeń He podczas przepływu między kolejnymi studniami są bardzo niewielkie i nieznacznie przekraczają granice wykrywalności metody (GC) pomiaru He, czyli $0,67 \cdot 10^{-8}$ [cm³STP·g⁻¹_{H₂O}] (Pusz i in., 2007).

Oznaczone stężenie He dla próbki nr 12 (Białośliwie) wskazuje na możliwość mieszania się wód o różnej genezie w tym rejonie. Przy uwzględnieniu niewielkiego trendu wzrostu stężenia He (ryc. 3) w wyniku przepływu poziomego w warstwie wodonośnej, należałoby oczekiwać najwyższej wartości He dla próbki nr 12. Dane pomiarowe, uwzględniając wysokie niepewności pomiarów stężenia He, jednak wskazują najprawdopodobniej na spadek stężenia He w tej próbce. Efekt ten może być wynikiem dopływu wód młodszych o mniejszym stężeniu tego pierwiastka. Zjawisko mieszania się wód o odmiennej genezie w Białośliwie potwierdzają m.in. badania aktywności ¹⁴C w wodach podziemnych w tym rejonie (Kotowski & Śmietański, 2010).

Dla wód o podwyższonej zawartości jonów Cl⁻ często obserwuje się wprost proporcjonalną zależność między

Tab. 1. Rezultaty oznaczeń stężeń He [10^{-8} cm³STP·g⁻¹], błąd oznaczeń oraz wiek wody [lata]

Table 1. He concentrations determined [10^{-8} cm³STP·g⁻¹], uncertainty of He concentration and groundwater age [years]

Nr	Lokalizacja Localization	Stratygrafia Stratigraphy	$He_{exc}^{1)}$	$\sigma(He_{exc})^{2)}$	Wiek wody ¹⁾ Groundwater age ¹⁾
2	Spore	Q	4,2	2,4	950
3	Debrzno	M	6,7	1,7	1550
4	Stara Wiśniewka	M	7,1	2,0	1640
5	Złotów	M	9,2	2,1	2130
6	Święta	M	9,2	2,0	2130
7	Śmiardowo Krajeńskie	Q	13,7	3,0	3170
9	Wysoka	Q	10,6	3,7	2450
11	Wysoka Mała	M	11,7	3,0	2700
12	Białośliwie	M	10,2	2,0	2360

¹⁾ Szerszy opis interpretacji danych helowych przedstawiono w pracy Kotowskiego i Najman (2015).

²⁾ Błąd określony z wykorzystaniem metody przenoszenia błędów.

¹⁾ The extended interpretation of helium data was presented by Kotowski and Najman (2015).

²⁾ Uncertainty (measurement error) of He concentration determined using the uncertainty propagation method.

stężeniami ^4He a jonami Cl^- (np. Lehman i in. 1995; Zuber i in., 2004). Wykres obrazujący zmiany stężenia He i jonów Cl^- podczas przepływu w strumieniu wód podziemnych przedstawiono na rycinie 3.

W rejonie doliny kopalnej są obserwowane najwyższe stężenia He oraz jonów Cl^- . Wysokie stężenia jonów Cl^- są związane z występowaniem ascenzji wód mezozoicznych. Bardzo wyraźny (ponad 7-krotny) wzrost stężeń jonów Cl^- w obrębie doliny kopalnej jednak nie znajduje odzwierciedlenia w proporcjonalnie wysokim wzroście stężenia He. W tym przypadku trudno określić wpływ ascenzji wód mezozoicznych na zmiany stężenia He w wodach poziomów kenozoicznych w dolinie kopalnej, ponieważ nie jest znane jego stężenie w wodach z utworów mezozoicznych.

WNIOSKI

Na obszarze badań zaobserwowano niskie stężenia He oraz ich niewielkie zróżnicowanie podczas przepływu w strumieniu wód podziemnych na długim odcinku (ok. 65 km). Widoczny niewielki wzrost stężeń He podczas przepływu wód podziemnych jest związany z coraz dłuższym czasem przebywania wody w ośrodku wodonośnym.

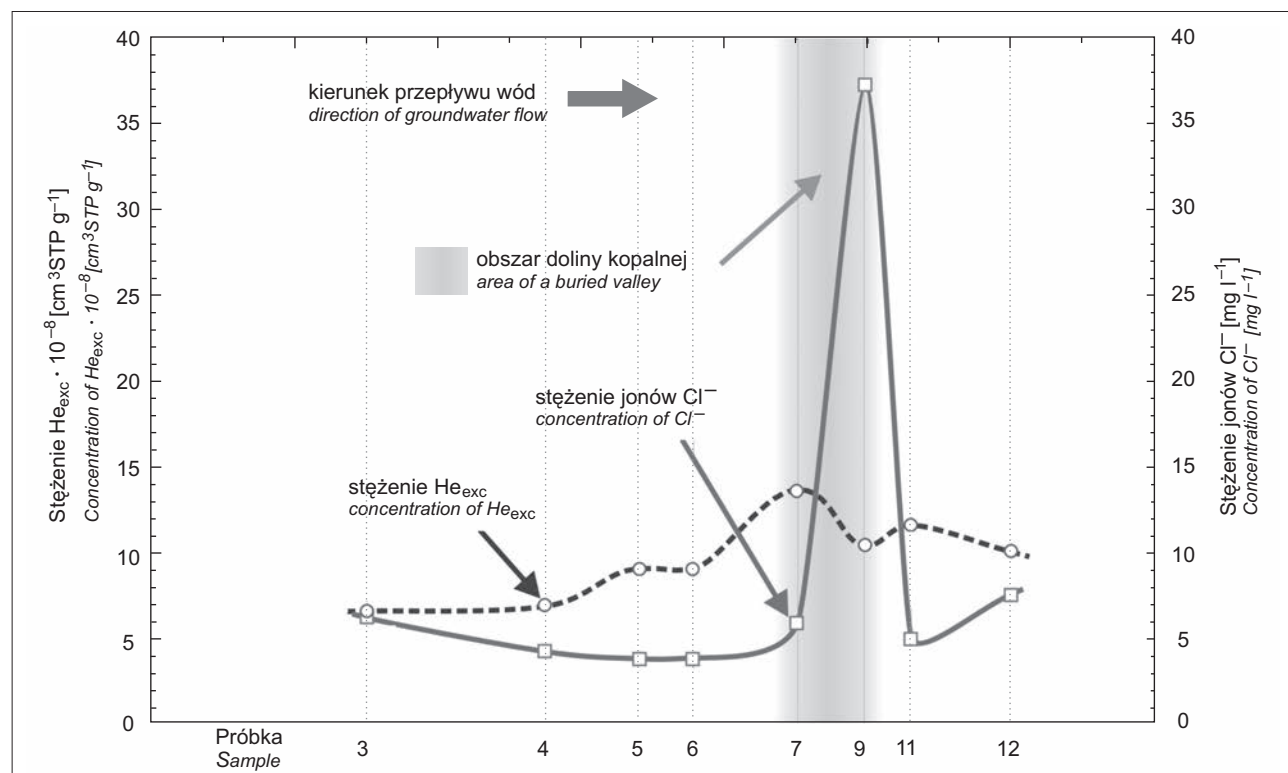
Przy założeniu, że przepływ wód podziemnych jest sumą składowych pionowej i poziomej można stwierdzić, że składowa pionowa ma prawdopodobnie znaczną wartość na obszarze badań. Przepuszczalność występuje istotne pionowe (lub zbliżone do pionowego) przesiąkanie przez warstwy rozdzielające piaszczyste poziomy wodonośne. Uzyskane wyniki wskazują na istnienie silnej więzi hydraulicznej między poziomami wodonośnymi na obszarze

zlewni Gwdy. Istotne znaczenie dla systemu krążenia wód podziemnych mają również mocno wcięte doliny rzek i jezior oraz głębokie rynny erozyjne i doliny kopalne, które znacznie ułatwiają przesiąkanie wód do głębszych poziomów wodonośnych. Może to mieć istotne znaczenie z punktu widzenia jakości wód podziemnych, ponieważ płytsze poziomy wodonośne są lokalnie znacznie zanieczyszczone antropogenicznie.

Występowanie pionowej składowej przepływu o dużym natężeniu potwierdza pośrednio niewielkie zróżnicowanie składu chemicznego wszystkich kenozoicznych poziomów wodonośnych. Dodatkowo, na istnienie przepływu pionowego o znacznym natężeniu wskazuje również duża głębokość (ok. 700–800 m) występowania strefy aktywnej wymiany wód w bezpośrednim sąsiedztwie zlewni Gwdy (rejon Połczyna-Zdroju).

Wykonane badania stężeń He umożliwiły oszacowanie czasu przebywania wód w kenozoicznych poziomach wodonośnych, który wynosi ok. 3000 lat. Przy uwzględnieniu wielkości badanego obszaru oraz warunków hydrogeologicznych oszacowany czas przebywania wód w kenozoicznych poziomach wodonośnych należy uznać za krótki. Czas ten w dużej mierze zależy od przyjętej do obliczeń wartości zewnętrznego strumienia ^4He .

Badania wieku wód prowadzono przy wykorzystaniu dwóch metod – radiowęglowej i helowej. W rezultacie wykonanych obliczeń otrzymano wysoką zgodność wieku wody, obliczonego za pomocą metody helowej i metody radiowęglowej. Tak wysoka zgodność wynika ze sposobu obliczenia wartości J_{He} . Uzyskane wymienionymi wyżej metodami różnice w oznaczeniu wieku wody dla poszczególnych próbek (poza próbką nr 12) nie przekraczają 15%.



Ryc. 3. Zmienność stężenia He_{exc} i jonów Cl^- podczas przepływu wód podziemnych (nr próbek wg tabeli 1; zachowano proporcje odległości pomiędzy studniami) wg Kotowskiego i Najman (2015), zmienione

Fig. 3. Variability of He_{exc} and Cl^- ion concentrations along the groundwater flow path (sample no. as in Table 1; distances between wells are shown in scale proportion) after Kotowski i Najman (2015), modified

LITERATURA

- AESCHBACH-HERTIG W., PEETERS F., BEYERLE U. & KIPFER K. 1999 – A paleotemperature record derived from noble gases in groundwater of the Aquia Aquifer (Maryland, USA). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66: 797–817.
- AESCHBACH-HERTIG W., STUTE M., CLARK J., REUTER R. & SCHLOSSER P. 2002 – Interpretation of dissolved atmospheric noble gas in natural waters. *Water Resour. Res.*, 35 (9): 2779–2792.
- BALLENTINE C.J., BURGESS R. & MARTY R. 2002 – Tracing fluid origin, transport and interaction in the crust. [W:] Porcelli D., Ballentine C.J., Wieler R. (red.), *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry*. *Rev. Miner. Geochem.*, 47 (1): 539–614.
- BALLENTINE C.J. & BURNARD P.G. 2002 – Production release and transport of noble gases in the continental crust. [W:] Porcelli D., Ballentine C.J., Wieler R. (red.), *Noble gases in geochemistry and cosmochemistry*. *Rev. Miner. Geochem.*, 47 (1): 481–538.
- BEYERLE U., AESCHBACH-HERTIG W., IMBODEN D.M., BAUR H., GRAF T. & KIPFER R. 2000 – A mass spectrometric system for the analysis of noble gases and tritium from water samples. *Environ. Sci. Technol.*, 34: 2042.
- CASTRO M.C., STUTE M. & SCHLOSSER P. 2000 – Comparison of ^4He ages and ^{14}C ages in simple aquifer systems: implications for groundwater flow and chronologies. *Appl. Geochem.*, 15: 1137–1167.
- KOTOWSKI T. 2009 – Procesy kształtujące skład chemiczny płytkich poziomów wodonośnych plejstocenu w obszarze zlewni Gwdy. *Tech. Poszuk. Geol.*, 244: 133–149.
- KOTOWSKI T. & KACHNIC M. 2007 – Formowanie składu chemicznego wód podziemnych w warstwach miocenu i plejstocenu w rejonie występowania głębokiej doliny kopalnej w pobliżu Wysokiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 427: 47–60.
- KOTOWSKI T. & ŚMIETAŃSKI L. 2010 – Wstępne wyniki badań hydrogeochemicznych, izotopowych i modelowych wykonanych w zlewni Gwdy. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 442: 121–128.
- KOTOWSKI T. & NAJMAN J. 2015 – Results of the determination of He in Cenozoic aquifers using the GC method. *Groundwater*, 53: 47–55.
- LEHMANN B.E., LOOSLI H.H., PURTSCHERT R. & ANDREWS J.N. 1995 – A comparison of chloride and helium concentration in deep groundwater. [W:] *Isotopes in Water Resources Management*, vol. 1 IAEA, Vienna: 3–17.
- LEHMANN B.E., LOVE A., PURTSCHERT R., COLLON P., LOOSLI H.H., KUTSCHERA W., BEYERLE U., AESCHBACH-HERTIG W., KIPFER R., FRAPE S.K., HERCZEG A., MORAN J., TOLSTIKHIN I.N. & GRÖNING M. 2003 – A comparison of groundwater dating with ^{81}Kr , ^{36}Cl and ^4He in four wells of the Great Artesian Basin, Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 211: 237–250.
- LUPTON J. & EVANS L. 2013 – Changes in the atmospheric helium isotope ratio over the past 40 years. *Geophys. Res. Lett.*, 40 (23): 6271–6275.
- MABRY J., LANT T., BURNARD P. & MARTY B. 2013 – High-precision helium isotope measurements in air. *J. Anal. At. Spectrom.*, 28 (12): 1903–1910.
- NAJMAN J. 2008 – Elaboration of gas chromatographic method of helium concentration measurements in groundwater for dating in hydrological problems [pr. doktor.]. Institute of Nuclear Physics Polish Academy of Sciences, Kraków, Poland.
- OXBURGH E.R., O'NIONS R.K. & HILL R.I. 1986 – Helium isotopes in sedimentary basins. *Nature*, 324 (18): 632–635.
- PUSZ J., LASA J. & ŚLIWKA I. 2007 – The gas chromatographic method in measurements of helium concentration in groundwater. [W:] Szczepański A. i in. (red.), *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 13: 303–311. WGGiOŚ AGH, Kraków.
- SOLOMON D.K., HUNT A. & POREDA J. 1996 – Source of radiogenic helium 4 in shallow aquifers: implications for dating young groundwater. *Water Resour. Res.*, 32: 1805–1813.
- TORGERSEN T. 1989 – Terrestrial helium degassing fluxes and the atmospheric helium budget: Implications with respect to the degassing processes of continental crust. *Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.)*, 79: 1–14.
- TORGERSEN T. & IVEY G.N. 1985 – Helium accumulation in groundwaters II: A model for the crustal ^4He degassing flux. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 2425–2452.
- TORGERSEN T. & CLARKE W.B. 1985 – Groundwater dating with helium isotope. An evaluation of sources and the continental flux of crustal ^4He in the Great Artesian Basin, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 1211–1218.
- WEISE S.M. & MOSER H. 1987 – Groundwater dating with helium isotopes. [W:] *Isotope techniques in water resources development*. *Proc. Intern. Symp.*, 30 March–3 April 1987, IAEA, Vienna: 105–126.
- ZUBER A. 2007 – Groundwater dating by helium method. [W:] Szczepański A. i in. (red.), *Współczesne Problemy Hydrogeologii*, 13: 381–388. WGGiOŚ AGH, Kraków.
- ZUBER A., WEISE S.M., MOTYKA J., OSENBÜCK K. & RÓŻAŃSKI K. 2004 – Age and flow pattern of groundwater in a Jurassic limestone aquifer and related Tertiary sands derived from isotope, noble gas and chemical data. *J. Hydrol.*, 286: 87–112.
- ZUBER A., CIĘŻKOWSKI W. & RÓŻAŃSKI K. (red.) 2007 – *Metody znacznikowe w badaniach hydrogeologicznych – poradnik metodyczny*. Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej, Wrocław, s. 402.