

TEMPERATURA WÓD PODZIEMNYCH JAKO WSKAŹNIK ZASILANIA NA PRZYKŁADZIE UJĘCIA DLA WROCŁAWIA

GROUNDWATER TEMPERATURE AS A RECHARGE INDICATOR – A CASE STUDY OF THE INTAKE FOR THE CITY OF WROCŁAW

MAREK BŁACHOWICZ¹, SEBASTIAN BUCZYŃSKI¹, STANISŁAW STAŚKO¹

Abstrakt. Celem badań jest testowanie metody i wstępna ocena wielkości infiltracji efektywnej na podstawie wyników pomiarów temperatury w piezometrach w otoczeniu studni i stawów infiltracyjnych na terenach wodonośnych Wrocławia. Badania zmienności temperatury wód podziemnych w sieci obserwacyjnej na obszarze sztucznej infiltracji przeprowadzono w sieci 11 piezometrów. Wody pierwszego poziomu wodonośnego występują w aluwialnych osadach piaszczystych i zalegają na głębokościach 2–12 m. Roczne pomiary temperatur wód podziemnych w sieci obserwacyjnej na stałej głębokości (3–4 m) wykazały szeroki zakres zmian od 1,5 do 25,9°C. Przedstawiono charakterystyczne i typowe zakresy średnich zmian temperatur w przedziale 9,3–15,6°C zarejestrowane w 2018 r. Na podstawie profilowania termicznego w wybranym punkcie obliczono średnią wartość zasilania, stosując metodykę zaproponowaną przez Taniguchiego (1993, 1994). Obliczona wstępnie wartość sztucznego zasilania wynosi 20,19 mm/d i odpowiada wielkości zasobów obliczonych na podstawie modelowania numerycznego.

Słowa kluczowe: temperatura wód podziemnych, sztuczne zasilanie, ujęcie infiltracyjne.

Abstract. The main goal of the research is to test the method and the preliminary assessment of the amount of the effective infiltration based on temperature measurement results in a piezometers network surrounded by wells and ponds for the infiltration water intake of the city of Wrocław. The study of temperature variation of the groundwater monitoring network in the area of artificial infiltration was conducted in 11 network observation points. Groundwater in the first shallow aquifer occurs in alluvial sediments at depths exceeding 2–12 m. Annual temperature measurements of the groundwater monitoring network for a constant depth (3–4 m) showed a wide range of changes from 1.5 to 25.9°C. The groundwater shows the typical values of medium temperature changes in the range of 9.3–15.6°C recorded in 2018. On the basis of thermal profiling in a selected point, the average recharge rate has been calculated by applying the method proposed by Taniguchi (1993, 1994). The preliminary calculated value of the groundwater artificial recharge is 20.19 mm/d and corresponds to the value evaluated by numerical modelling.

Key words: groundwater temperature, artificial recharge, infiltration water intake.

WSTĘP

Jedną z ważnych i niedocenianych właściwości fizycznych wód podziemnych jest temperatura i jej czasoprzestrzenna zmienność. Temperatura wód podziemnych jest kształtowana głównie przez dwa źródła, tj. strumień ciepłny

podłoża skalnego i dopływ ciepła z powierzchni terenu. Badania temperatury wód podziemnych są łatwe do wykonania i relatywnie tanie, a w zestawieniu z względnie stałymi właściwościami termicznymi skał, znając reżim temperatur wód jesteśmy w stanie ocenić właściwości hydrauliczne warstw wodonośnych. Dodatkowo pomiary temperatur w systemie

¹ Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław; e-mail: stanislaw.stasko@uwr.edu.pl.

przepływu oraz profilowanie termiczne otworów pozwalają oszacować składową pionową prędkość zasilania wód podziemnych jak również wyznaczyć obszary zasilania i drenażu. Szczegółowe rozpoznanie rozkładu temperatur wód podziemnych w systemach wodonośnych można wykorzystać do weryfikacji i uszczegółowienia modeli przepływu wód podziemnych.

Pierwsze prace z tego zakresu to m.in. Domenico i Palciauskas (1973) oraz Downorowicz (1983). W następnych latach zmiany temperatur w zbiorniku wód podziemnych zastosowano do oceny przepuszczalności (Anderson, 2005; Saar, 2011; An i in., 2015), natomiast w literaturze krajowej problem był podejmowany głównie podczas badania zmienności pola temperatur wód podziemnych ujęć infiltracyjnych (np. Pleczyński, 1985; Młynczak, Malina, 1988; Malina, Szczepański, 1993; Przybyłek, Kasztelan, 2017).

Pleczyński (1985) wskazuje szczególnie na interakcję wód powierzchniowych i podziemnych. W swojej pracy wykazał, że wysokim zmianom rocznym temperatury powietrza rzędu 27,4°C towarzyszy zmiana temperatury wód powierzchniowych 14,6°C na głębokości 10 m. Podczas gdy temperatura wód podziemnych w ujęciu wód podziemnych położonym w odległości 30 m od zbiornika powierzchniowego zmieniała się jedynie o 3,3°C. Obliczony następnie udział wód powierzchniowych w dopływie do studni wyniósł odpowiednio 48,8 i 28,9% na głębokości odpowiednio 10 i 20 m.

Liczne rozważania dotyczące interakcji wód powierzchniowych i podziemnych są również udokumentowane w rejonie ujęcia infiltracyjnego Redy. Temperatura wody w studni badawczej zawierała się w przedziale 6,7–13,9°C, a amplitudy wahań temperatury do głębokości 8 m stwierdzano w zakresie 12–15°C. Ustalono, że strefa wygasania zmian temperatury na terenie ujęcia występuje na głębokości 12–20 m, gdzie stwierdzono że średnia temperatura wody wynosi około 8,5°C (Janik, Młynczak, 1988; Młynczak, Malina, 1988; Malina, Szczepański, 1993). Poprawski (1995) na podstawie 12 serii pomiarowych dla regionu opolskiego wykazał spadek temperatury wód w płytkich warstwach czwartorzędu. Stwierdził zmiany od wartości 18,5°C (na głęb. 0–2 m) do 3–4°C (na głęb. 7–10 m). Głębokość wygasania lub niskich zmian (o wartości 1,1°C) określono na 12 m.

Z kolei Przybyłek i Kasztelan (2017), prezentując wyniki wieloletnich pomiarów temperatury wody powierzchniowej i wody podziemnej na ujęciu w Krajkowie, stwierdzają, że przesunięcie maksimów i minimów temperatur wód podziemnych wynosiło od 28 do 181 dni, średnio 60–90 dni. Na podstawie przesunięcia temperatur określono rzeczywistą prędkość przepływu wód infiltrujących jako 1,4–1,2 m/d.

Innym zastosowaniem termiki wód są badania zmienności temperatur wód podziemnych w otoczeniu zbiorników retencyjnych, które pozwoliły m.in. na lokalizację miejsc ucieczki wód na odcinakach zapór Teleszyna i Pichna zbiornika Jeziorsko (Kasztelan, 2001).

Celem aktualnie prowadzonych badań jest testowanie metodyki i wstępna ocena wielkości infiltracji efektyw-

nej na podstawie wyników profilowania temperaturowego w otoczeniu studni, stawów infiltracyjnych i cieków powierzchniowych na terenach wodonośnych Wrocławia.

OBSZAR BADAŃ

System zaopatrzenia w wodę Wrocławia bazuje na ujęciu infiltracyjnym (Zakład Produkcji Wód Na Grobli) oraz na wodach powierzchniowych rzeki Oławy uzdatnianych przez ZPW Mokry Dwór. Obszar, na którym skupiony jest pobór wód podziemnych pochodzenia infiltracyjnego, obejmuje tereny wodonośne o powierzchni 1026 ha położone na terenie Wrocławia oraz gminy Święta Katarzyna. Szczegółowe pomiary temperatury wód podziemnych przeprowadzono w granicach Wrocławia na obszarze ujęcia infiltracyjnego o powierzchni 340 ha (fig. 1).

Na analizowanym obszarze wody podziemne występują w czwartorzędowej warstwie wodonośnej o miąższości 6,4–13,4 m. Zwierciadło swobodne lub lokalnie napięte układa się na głębokościach 0,8–1,2 m w dolinach Oławy, do 2–3,5 m na obszarach wyniesionych. Przepływ wód podziemnych następuje zgodnie z biegiem doliny rzeki Oława oraz ku Odrze. Warstwa wodonośna ma dwudzielny charakter: w stropie dominują piaski średnio- i drobnoziarniste, natomiast w partiach spągowych – pospółki i żwiry. Jest podścielona kilkunastometrową warstwą glin. Na znacznych fragmen-

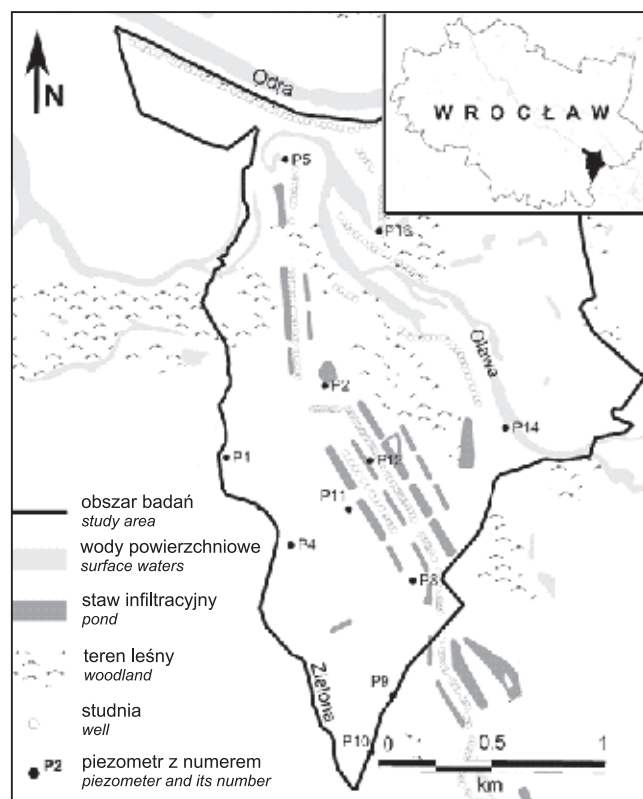


Fig. 1. Obszar badań

Study area

tach powierzchni terenu występują niezbyt miększe namuły, osady glin piaszczystych i ilaste pokrywy oraz lokalnie nasypy antropogeniczne. Wymienione osady tworzą układy facjalne szczegółowo opisane przez Wojewodę i innych (2015).

Zasilanie wód podziemnych pochodzi głównie ze sztucznej infiltracji oraz w następnej kolejności z opadów atmosferycznych i dopływów bocznych. Na badanym obszarze istnieją 22 stawy infiltracyjne zasilane grawitacyjnym przepływem wód (fig. 1). Wielkość zasilania atmosferycznego oszacowano na podstawie stopnia izolacji warstwy wodonośnej od powierzchni terenu, jako procent opadu z roku 2014 (582 mm), który zbliżony jest do średniej dla wielolecia 2004–2014. W zależności od litologii utworów przypowierzchniowych (Wcisło i in., 2016) przyjęto za Pazdrę i Kozerskim (1990) wskaźniki infiltracji dla piasków i żwirów: 30% (175 mm) oraz mułków i namułów gliniastych: 10% (58 mm).

Pobór wód następuje studniami rozmieszczonymi wzdłuż stawów, pracującymi w grupach, w układzie lewarowym. Ich wydajność na obszarze badań w 2014 r. wyniosła 25 944,5 m³/d. Intensywna infiltracja oraz pobór wód powoduje, że układ hydrodynamiczny kształtowany czynnikami naturalnymi ulega silnemu odkształceniu na skutek eksploatacji. Wyniki modelowania numerycznego wykazały, że przepływ wód następuje w kierunku centrów drenażu tworzonych przez studnie oraz w kierunku północno-zachodnim.

METODY BADAŃ

Do scharakteryzowania reżimu temperatury wód podziemnych wykorzystano pomiary z 2018 r. z sieci 11 piezometrów położonych na terenach wodonośnych (fig. 1). Piezometry wykonane są z rur PCV i w badaniach przyjęto brak wpływu materiału PCV na tłumienie zmian termicznych. Badania wykonano za pomocą sond Dipper-PTEC firmy SEBA Hydrometrie o dokładności pomiaru $\pm 0,1^\circ\text{C}$, rejestrujących temperaturę wód na stałej głębokości około 3,5 m poniżej powierzchni terenu, co w pełni nie oddaje charakterystyki termicznej wód.

Obserwowane piezometry położone są zarówno w strefie dopływu wód podziemnych, jak i w obszarach sąsiadujących ze stawami i barierami studni. W części południowo-wschodniej na kierunku dopływu położone są piezometry P9 i P10. Najbardziej na północ wysunięty jest piezometr P5. Pozostałe znajdują się w centralnej części obszaru ujęcia infiltracyjnego.

Próbie oceny wielkości infiltracji efektywnej (wielkości zasilania) w oparciu o wyniki pomiarów temperatury w piezometrze wykonano na podstawie wyników profilowania termicznego piezometru P1 ze stycznia i lutego 2019 r. Piezometr położony jest w odległości 420 m od najbliższych stawów infiltracyjnych i 40 m od cieku Zielona oraz znajduje się w zasięgu oddziaływania hydrodynamicznego stawów infiltracyjnych (Wcisło i in., 2016). Profilowanie termiczne wykonano sondą Electric Contact Meter Type KLL-T

(SEBA Hydrometrie). Metodyka profilowań termicznych w płytkich otworach badawczych dla oceny wielkości zasilania została szczegółowo opisana w pracach Taniguchiego (1993, 1994). Opiera się ona na pracy Stallmana (1965), który przyjmuje, że dla termalnego reżimu z wertykalnym ustalonym strumieniem wód podziemnych, można założyć, że średnia temperatura jest stała na poszczególnych głębokościach. Zatem zmiany temperatury w homogenicznym porowym ośrodku można traktować jako reakcję na jednowymiarowy niezotermalny przepływ dla nieściśliwego płynu dla warunków brzegowych (zakładając sinusoidalny rozkład zmian temperatury na głębokości z_0):

$$T(z_0, t) = Tz_0 + \Delta Tz_0 \cos(2\pi t/\tau)$$

na głębokości z_0 , co może być zapisane jako:

$$T - Tz_0 = \Delta Tz_0 \exp^{-a(z-z_0)} \cos[2\pi t/\tau - b(z-z_0)] \quad (1)$$

gdzie:

T – temperatura,

Tz_0 – średnia temperatura na głębokości z_0 ,

ΔTz_0 – amplituda zmian temperatury na tej głębokości referencyjnej powodowana przez sezonowe zmiany temperatury przy powierzchni,

τ – czas zmiany temperatury,

a i b – stałe.

Stallman, rozwiązując równanie (1) dla minimum i maksimum lewej strony równania (± 1), otrzymał:

$$\ln \Delta Tz / \Delta Tz_0 = -a(z-z_0) \quad (2)$$

Względem parametru a , dla amplitudy zmian temperatury z dowolnej głębokości z stwierdził, że:

$$a = [(K^2 + V^4/4)^{1/2} + V^2/2]^{1/2} - V \quad (3)$$

gdzie:

$$K = c \rho \pi / k \tau \quad (4)$$

$$V = q c_0 \rho_0 / 2k \quad (5)$$

q – natężenie przepływu,

c/c_0 – ciepło właściwe skały/płynu,

ρ/ρ_0 – gęstość skały/płynu,

k – przewodnictwo cieplne skały i wody.

By móc ocenić wielkość zasilania Taniguchi (1993) wprowadził bezwymiarowy parametr β definiowany jako:

$$\beta = V/(2K)^{1/2} \quad (6)$$

stąd równanie (2) przyjmie postać:

$$-\ln \Delta Tz / \Delta Tz_0 = K^{1/2}(z-z_0) f(\beta) \quad (7)$$

gdzie:

$$f(\beta) = [(1 + \beta^4)^{1/2} + \beta^2]^{1/2} - 2^{1/2} \beta \quad (8)$$

Znając zatem wartości zmian temperatur na kilku głębokościach w odniesieniu do referencyjnej głębokości z_0 oraz wartość parametru K (4), można wykreślić krzywe β i porównać z wartościami krzywych β oznaczonych przez Taniguchi. Po znalezieniu β możliwe jest obliczenie wielkości zasilania wód podziemnych q na podstawie równań (4), (5) i (6).

WYNIKI I DYSKUSJA

Średnie roczne temperatury wód podziemnych na terenie ujęcia zawierały się w przedziale 9,3–15,6°C. Wartości maksymalne (11,6–25,9°C) odnotowywano z reguły w sierpniu lub we wrześniu, natomiast minimalne (1,5–9,5°C) w marcu i kwietniu (fig. 2, tab. 1). Analiza amplitud wahań temperatury wód podziemnych pozwala wyróżnić trzy grupy piezometrów. Do pierwszej grupy (piezometry P4, P16) można zaliczyć punkty charakteryzujące się niskimi amplitudami temperatur wód (do 5°C). Druga najliczniejsza grupa obejmuje piezometry (P1, P8, P9, P10, P11), w których roczne wahania temperatury wód zawierały się w przedziale 5–10°C (tab. 1). Trzecia grupa obejmuje cztery piezometry, w których zanotowano największe amplitudy od 11,2 aż do 22,7°C (P2/22,7°C, P5/21°C, P12/21,5°C, P14/11,2°C). Zarówno wartości temperatur, jak i amplitudy ich wahań wykazują związek z położeniem w polu hydrodynamicznym oraz

odległością od wód powierzchniowych (stawów infiltracyjnych, rzek). Średnia temperatura wód podziemnych oraz zmiany temperatur są najwyższe w pobliżu stawów infiltracyjnych, w punktach położonych w centrum obszarów infiltracji, co świadczy o znaczącym udziale wód powierzchniowych w zasilaniu wód podziemnych. Stąd też stwierdza się tam nawet temperatury w zakresie 23–25,9°C, a pomierzone wartości przyrostu temperatur wód wynoszą do 22,7°C – patrz P2 (fig. 2, tab. 2).

Profilowanie termiczne w piezometrze P1 w 2019 r. wykazało w przedziale głębokości 2–12 m różnice temperatury wód dochodzące do 3,3°C (fig. 3). Rejestrowane temperatury wód rosły do głębokości 8–10 m, by na głębokości 12 m osiągnąć wartość 10°C w obu seriach pomiarowych. Na mniejszych głębokościach różnice w temperaturach w zależności od serii pomiarowej różniły się do 1,4°C.

Wyniki profilowania termicznego w otworze P1 oraz podstawowe parametry przyjęte do obliczeń zestawiono w tabeli 2. W oszacowaniu wielkości zasilania nie wykorzystano danych z głębokości $z = 12$ m, ponieważ zmiany temperatury na tej głębokości w okresie pomiarowym są znikome. Wyniki pomiarów i obliczeń potwierdzają położenie otworu badawczego w strefie zasilania (dodatni parametr β – fig. 4).

Wykorzystując przedstawioną metodykę, obliczono zasilanie wód podziemnych na podstawie danych uzyskanych z profilowania termicznego w piezometrze P1 zarejestrowano

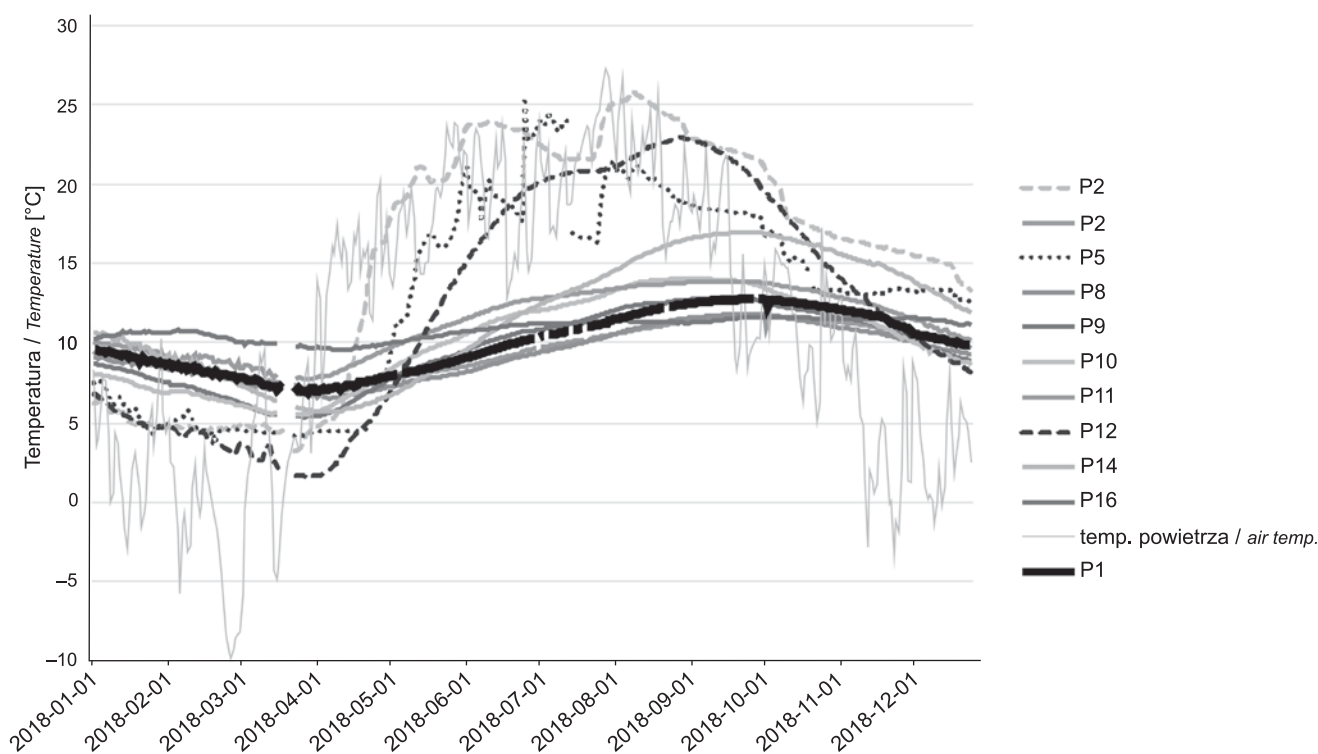


Fig. 2. Temperatury wód podziemnych na tle średniej temperatury powietrza

Groundwater temperatures on the background of average air temperature

Tabela 1

Zmiany temperatur wód i głębokości do zwierciadła na podstawie sieci monitoringowej na terenach wodonośnych MPWiK Wrocław w 2018 r.

Groundwater temperature and level changes based on the monitoring network in the MPWiK Wrocław area in 2018

Numer piezometru	Temperatura średnia [°C]	Temperatura minimalna [°C]	Data pomiaru temperatury minimalnej [°C]	Temperatura maksymalna [°C]	Data pomiaru temperatury maksymalnej [°C]	ΔT [°C]	Głębokość średnia [m p.p.t.]	ΔH [m]
P1	10,0	6,9	25.03	12,8	26.09	5,9	1,68	0,41
P2	15,6	3,2	25.03	25,9	13.08	22,7	2,63	2,01
P4	9,5	7,1	28.03	11,7	29.09	4,6	1,68	0,42
P5	13,0	4,2	24.03	25,2	04.08	21,0	3,28	2,23
P8	9,3	6,6	09.04	11,8	30.09	5,2	2,27	0,89
P9	9,7	5,4	29.03	12,9	26.09	7,5	2,84	0,79
P10	10,2	5,5	16.03	14,1	31.08	8,6	2,65	0,51
P11	11,3	7,7	22.03	13,9	13.09	6,2	2,03	0,95
P12	12,6	1,5	31.03	23,0	02.09	21,5	3,97	0,77
P14	11,7	5,8	09.04	17,0	29.09	11,2	2,55	0,81
P16	10,9	9,5	13.04	11,6	02.11	2,1	3,24	2,28

Tabela 2

Wyniki profilowania termicznego w piezometrze P1 oraz podstawowe parametry przyjęte do obliczeń wielkości zasilania

P1 thermal profiling results and parameters used for recharge rate calculations

z [m]	$z - z_0$	ΔT_z [°C]	Przyjęte parametry	q – zasilanie	
2	–	1,41	$\beta = 0,72^*$	[m s ⁻¹]	[mm d ⁻¹]
4	2	1,36	$c \rho = 2,63 \cdot 10^6$ [J m ⁻³ °C ⁻¹]**	2,34E ⁻⁰⁷	20,19
6	4	0,73	$K = 0,298^{**}$		
8	6	0,46	$k = 8,78 \cdot 10^{-1}$ [W °C m ⁻¹]**		
10	8	0,67			
12	10	0,05			

* na podstawie figury 4 / from Figure 4; ** na podstawie Taniguchiego (1994) / based on Taniguchi (1994)

wartość 20,19 mm/d. Wielkość ta wydaje się wysoka. Jednak uwzględniając tryb pracy stawów infiltracyjnych i wielkość obszaru zasilania odpowiada to wcześniej obliczonej wartości zasobów pochodzących ze sztucznej infiltracji. Dotychczasowe pomiary w sieci obserwacyjnej prowadzono na stałym poziomie (3–4 m p.p.t.), co nie pozwalało uzyskać

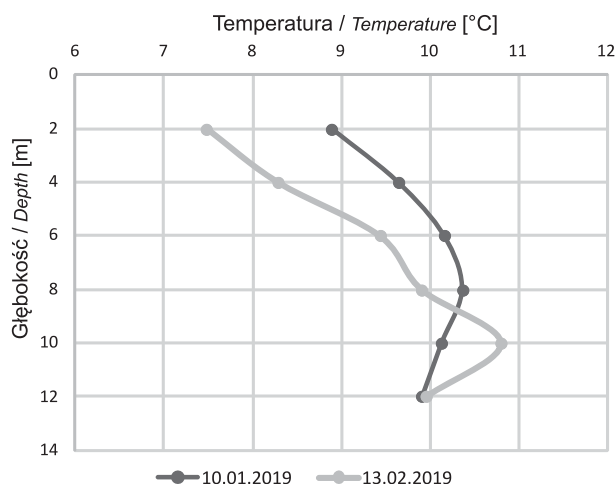


Fig. 3. Wyniki profilowania termicznego w piezometrze P1

Piezometer P1 thermal profiling results

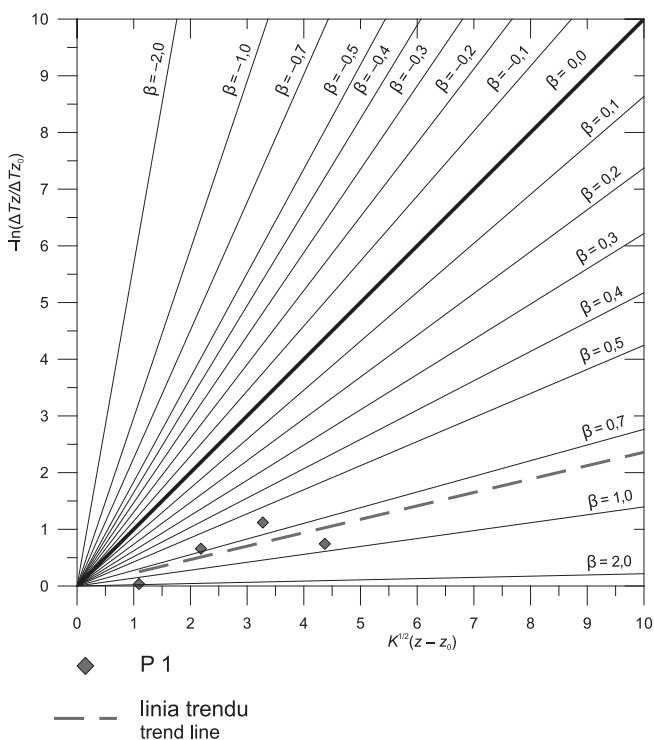


Fig. 4. Wykres temperatury wód w piezometrze P1 i krzywych Taniguchiego (1993)

P1 groundwater temperature plots and type curves of Taniguchi (1993)

obrazu zmian temperatury w warstwie wodonośnej wraz z głębokością. Otrzymane wysokie wartości zasilania można w tym przypadku uzasadnić intensywnym, sztucznym zasilaniem infiltracyjnym. Jednak wstępne wyniki badań nasuwają wątpliwości metodyczne, należy więc prowadzić szczegółowe badania w celu uzyskania rocznych wartości w profilach termicznych w większej liczbie punktów obserwacyjnych.

Badania przeprowadzono w ramach badań statutowych Uniwersytetu Wrocławskiego nr 0401/1017/18.

Podziękowania. Autorzy wyrażają podziękowania dla MPWiK Wrocław za udostępnienie sieci obserwacyjnej i wyników stacjonarnych pomiarów temperatur wód. Dziękujemy recenzentom w osobach prof. S. Witczaka i prof. J. Małeckiego za cenne uwagi, które pozwoliły na udoskonalenie końcowej wersji artykułu.

LITERATURA

- AN R., JIANG X.W., WANG J.Z., WAN L., WANG X.S., LI H.A., 2015 – Theoretical analysis of basin-scale groundwater temperature distribution. *Hydrogeol. J.*, **23**: 397–404.
- ANDERSON M.P., 2005 – Heat as a groundwater tracer. *Ground Water*, **43**, 6: 951–968.
- DOMENICO P.A., PALCIAUSKAS V.V., 1973 – Theoretical analysis of forced convective heat transfer in regional groundwater flow. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **84**: 3803–3814.
- DOWNOROWICZ S., 1983 – Geotermika złoża rud miedzi monokliny przesuudeckiej. *Pr. Inst. Geol.*, **106**.
- JANIK B., MŁYŃCZAK A., 1988 – Wykorzystanie zmian temperatury wód gruntowych o swobodnym zwierciadle wody dla określenia wód infiltracyjnych. *Tech. Poszuk. Geol., Geosynoptyka i Geotermia*, **3/4**: 91–94.
- KASZTELAN D., 2001 – Wpływ ucieczek wody ze zbiornika retencyjnego Jeziersko na temperaturę wód podziemnych. *W: X Sympozjum „Współczesne problemy hydrogeologii”*, 1: 175–181. Inst. Nauk Geol. UWroc., Wrocław.
- MALINA G., SZCZEPAŃSKI A., 1993 – Badania zmienności pola temperatur w ocenie krążenia wód podziemnych w warunkach naturalnych i zmienionych eksploatacją. *W: VI Sympozjum „Współczesne problemy hydrogeologii”*: 387–395. Oficyna Wydawnicza Sudety, Wrocław.
- MŁYŃCZAK A., MALINA G., 1988 – Rozkład temperatur wód gruntowych pierwszego poziomu wodonośnego o swobodnym zwierciadle wody na przykładzie ujęcia infiltracyjnego Reda III. *Tech. Poszuk. Geol., Geosynoptyka i Geotermia*, **5/6**: 53–59.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B., 1990 – Hydrogeologia ogólna. Wydaw. Geol., Warszawa.
- POPRAWSKI L., 1995 – Hydrogeologia doliny Odry między Krapkowicami i ujściem Nisy Kłodzkiej. *Acta Univ. Wratisl.*, **1585**, *Pr. Geol.-Miner.*, **42**: 3–81.
- PLECZYŃSKI J., 1985 – Temperatura jako wskaźnik badania związków wód powierzchniowych i podziemnych. *W: Mat. III Symp. pt. „Aktualne problemy hydrogeologii”*: 513–520. AGH, Kraków.
- PRZYBYŁEK J., KASZTELAN D., 2017 – Badania zmienności i zależności temperatury wód podziemnych od wód rzecznych na ujęciach infiltracyjnych. *Prz. Geol.*, **65**, 11/2: 1356–1362.

- SAAR M.O., 2011 – Geothermal heat as a tracer of large-scale groundwater flow and as a means to determine permeability fields. *Hydrogeol. J.*, **19**: 31–52.
- STALLMAN R.W., 1965 – Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **70**, 12: 2821–2827.
- TANIGUCHI M., 1993 – Evaluation of vertical groundwater fluxes and thermal properties of aquifers based on transient temperature-depth profiles. *Water Resources Research*, **29**, 7: 2021–2026.
- TANIGUCHI M., 1994 – Estimated Recharge Rates From Groundwater Temperatures In The Nara Basin, Japan. *Applied Hydrogeology*, **2**, 4: 7–14.
- WCISŁO M., BUCZYŃSKI S., STAŚKO S., OLICHWER T., TARKA R., 2016 – Hydrogeologiczne uwarunkowania intensyfikacji poboru wód na potrzeby miasta Wrocławia w rejonie Mokrego Dworu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **466**: 301–312
- WOJEWODA J., GOTOWAŁA R., SOBCZYK A., KOWALSKI A., 2015 – Dokumentacja i model budowy geologicznej na potrzeby intensyfikacji infiltracji na terenach wodonośnych. Raport dla MPWIK, Fundacja dla Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.

SUMMARY

The study presents the results of testing method and the preliminary assessment of the effective infiltration/recharge based on temperature measurements in a piezometers network near wells and ponds at an infiltration water intake. Groundwater measurements commonly conducted for a constant depth have been extended by water temperature profiling at selected points. The average annual groundwater temperature in 2018 was in the range of 9.3–15.6°C and showed significant changes depending on the observation point po-

sition. Based on measurements of temperature change with depth in selected points the value of the artificial recharge has been calculated in accordance with the method described by Taniguchi (1993, 1994). The calculation includes the thermal conductivity of rocks and water, and the dimensionless parameter β . The calculated preliminary value of artificial recharge is 20.19 mm/d. This corresponds to the amount of resources calculated on the basis of numerical modelling.

