

## Zmienność współczynnika filtracji w strefie hyporeicznej w świetle badań laboratoryjnych

Marciniak Marek<sup>1</sup>, Szczucińska Anna<sup>1</sup>, Kaczmarek Mariusz<sup>2</sup>

Variability of the hydraulic conductivity in the hyporheic zone in the light of laboratory research. *Prz. Geol.*, 65: 1115–1120.

*Abstract.* The interaction between surface water and groundwater throughout the hyporheic zone determines the diurnal water level fluctuations in springs, streams and lakes. The previous studies have listed evapotranspiration, variability of hydraulic conductivity in the hyporheic zone, melting and freeze-thawing processes, thermal expansion and water viscosity among the factors responsible for the water level diurnal fluctuations. The aim of the research was to investigate the variability of hydraulic conductivity in the hyporheic zone and its impact on the diurnal fluctuations of the water level. Experimental series were performed in laboratory conditions using seepage columns. Four types of sand sediments, with a hydraulic conductivity ranging from  $6 \times 10^{-6}$  to  $5 \times 10^{-4}$  m/s, were tested. The obtained values of hydraulic conductivity appeared to depend on the sand grain size, temperature, the direction of the hydraulic gradient, and the fluidization of the sediment (flowing sand). In all tests, higher hydraulic conductivity values were observed when water was set to flow in the direction opposite to gravity (flow up) rather than downward (flow down). In the sediments, which have not reached the state of fluidization, with an increase of the hydraulic gradient, values of hydraulic conductivity were two times higher during flow up than in the case of flow down. In the case of sediments being fluidized, the obtained values of hydraulic conductivity were roughly 3 times higher. The initiation of the fluidization process has been observed at the hydraulic gradient close to one. The results of laboratory experiments allow for a better understanding of the factors that have impact on diurnal fluctuations of the water level, especially when seepage of groundwater is present. Fluidization of the hyporheic zone after precipitation or thawing events may inhibit diurnal fluctuations.

**Keywords:** hyporheic zone, hydraulic conductivity, laboratory research

Strefa hyporeiczna obejmuje obszar współdziałania wód powierzchniowych i podziemnych (ryc. 1). W wodach płynących występuje ona w dnach nisz źródłiskowych, strumieni i rzek (Harvey, Bencala, 1993; Brunke, Gonsler, 1997; Harvey, Wagner, 2000; Duff, Triska, 2000), natomiast w wodach stojących w dnach jezior i zbiorników retencyjnych (Winter, 1999). Na funkcjonowanie strefy hyporeicznej mają przede wszystkim wpływ procesy klimatyczne (Dobek, 2007; Czikiowski, Fitzjarrald, 2004), hydrologiczne (Gribovszki i in., 2006) i hydrogeologiczne (Andrzejewska, 2007; Brunke i in., 1998). Skutkiem jest zróżnicowanie ekologiczne (Danielopol, Mormonier, 1992; Gibert, 1992; Standford, 1998), botaniczne (Szoszkiwicz i in., 2014) a także zoologiczne (Jekaterynczuk-Rudczyk, 2007) i chemiczne (Mazurek i in., 2014) wód strefy hyporeicznej (White, 1993). Najlepiej wykształconą strefę hyporeiczną obserwuje się na obszarach zbudowanych z okruchowych skał osadowych. Największe znaczenie dla tej strefy mają płytko zalegające wody podziemne, stanowiące pierwszy poziom wodonośny (Brunke i in., 1998). Rzeźba terenu i powiązana z nią głębokość występowania pierwszego poziomu wód podziemnych w znaczący sposób decydują o powiązaniu tych wód z siecią wód powierzchniowych. Na skutek stałego drenowania wód podziemnych przez wody powierzchniowe, w strefie hyporeicznej, znajdującej się w obrębie nisz źródłiskowych, dochodzi do fluktuacji zwierciadła wód powierzchniowych.

Przyczyny i uwarunkowania dobowych fluktuacji poziomu wód powierzchniowych i płytkich wód podziemnych nie zostały dotychczas dobrze rozpoznane. Ewapotranspiracja, jest wskazywana jako główny czynnik odpowiedzialny za dobowe fluktuacje poziomu wody i natężenia przepływu w strumieniu (Gribovszki i in., 2008, Cadol

i in., 2012). Dodatkowymi czynnikami wpływającymi na dobowe zmiany zwierciadła wód mogą również być: utrata wody na infiltrację, opady oraz procesy topnienia i naprzemiennego zamarzania–odmarzania, szczególnie w strefach polarnych i obszarach wysokogórskich (Gribovszki i in., 2010). Marciniak i Szczucińska (2016) wymieniają, oprócz ewapotranspiracji i opadów, także zmienność współczynnika filtracji w strefie hyporeicznej, zmienność gradientu hydraulicznego i rozszerzalności termicznej wody oraz materiału skalnego strefy hyporeicznej.

Celem badań było rozpoznanie zakresu zmienności współczynnika filtracji w strefie hyporeicznej i jego wpływ na dobowe fluktuacje zwierciadła wody, przy założeniu że ilość dopływającej do strefy hyporeicznej wody zależy w znacznym stopniu od współczynnika filtracji.

### WARUNKI FILTRACJI WODY W STREFIE HYPOREICZNEJ

Filtracja wody w strefie hyporeicznej odbywa się głównie w kierunku pionowym. W przypadku infiltracji wód powierzchniowych do wód podziemnych zachodzi przepływ w dół, a wektor prędkości ma zwrot zgodny z siłą grawitacji. Wówczas warunki filtracji są zgodne z doświadczeniem Darcy'ego (1856). Natomiast w przypadku drenażu wód podziemnych przez wody powierzchniowe zachodzi przepływ w górę, a wektor prędkości ma zwrot przeciwny do siły grawitacji (ryc. 1). W tym przypadku strumień filtrującej wody może unosić ziarna skalne znajdujące się na górnej granicy strefy hyporeicznej, którą jest dno niszy źródłiskowej, rzeki lub jeziora. Można oczekiwać, że wartość współczynnika filtracji w strefie hyporeicznej będzie zależna od kierunku filtracji wody.

<sup>1</sup> Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, ul. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań, mmarc@amu.edu.pl, szana@amu.edu.pl.

<sup>2</sup> Wydział Matematyki, Fizyki i Techniki, Uniwersytet Kazimierza Wielkiego w Bydgoszczy, ul. M.K. Ogińskiego 16, 85-092 Bydgoszcz; mkk@rose.man.poznan.pl.



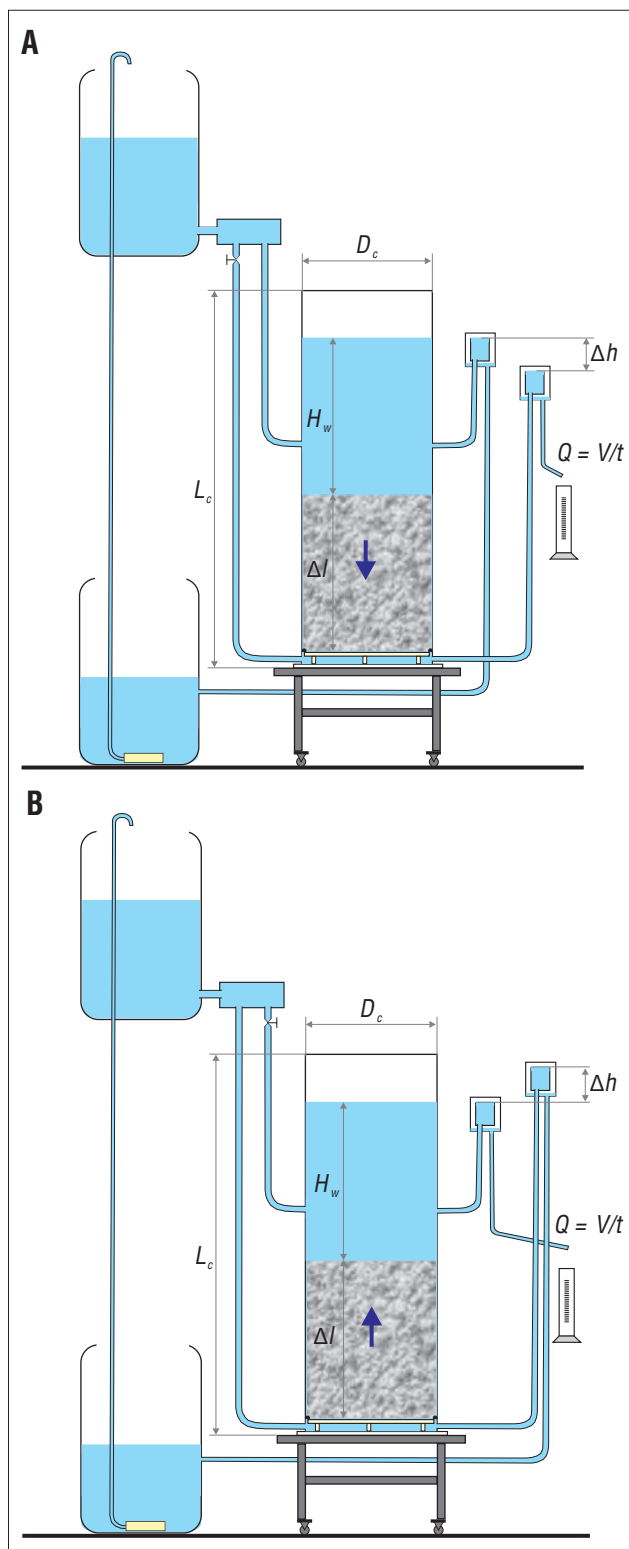
Ryc. 1. Strefa hyporeiczna  
Fig. 1. Hyporheic zone

Kontakt wód podziemnych z powierzchniowymi jest opisany w wielu pracach (m.in. Wörman i in., 2002; Smith, 2005; Mugnai i in., 2015). Na niejednorodność warunków przepływu wód zwrócił uwagę Calver (2001). Wykazano, że współczynnik filtracji może się różnić nawet o siedem rzędów wielkości i przyjmować wartości w granicach  $10^{-9}$ – $10^{-2}$  m/s. Przy czym większość wartości znajdowała się w zakresie  $10^{-7}$ – $10^{-3}$  m/s. W tym zakresie również Freeze i Cherry (1979) uzyskali wartości dla współczynnika filtracji w kierunku pionowym dla mieszaniny piasku i żwiru ( $5 \times 10^{-4}$  m/s). Packman i Selehin (2003), badając interakcję pomiędzy wodami podziemnymi i powierzchniowymi, stwierdzili, że interakcja ta jest proporcjonalna do przepuszczalności osadów dennych rzeki i kwadratu prędkości wody płynącej, a odwrotnie proporcjonalna do głębokości strefy i porowatości osadów.

### STANOWISKO LABORATORYJNE DO BADANIA FILTRACJI

Dla sprawdzenia hipotezy o zmienności współczynnika filtracji w strefie hyporeicznej przeprowadzono badania laboratoryjne na kolumnach filtracyjnych, zbliżonych rozmiarami do kolumny Darcy’ego (1856).

Budowę i działanie kolumny filtracyjnej pokazano na rycinie 2. Zasadniczym elementem stanowiska laboratoryjnego jest kolumna filtracyjna o średnicy  $D_c = 340$  mm i wysokości  $L_c = 1000$  mm. W dolnej części kolumny jest umieszczone sito z siatką filtracyjną, na którym zasypała została warstwa piasku o miąższości  $\Delta l$ . Po saturacji uformowane zostało złożo piaszczyste odzwierciedlające w warunkach laboratoryjnych strefę hyporeiczną. Poziom wody w komorze poniżej złoża odpowiada potencjałowi hydraulicznemu wód podziemnych, zaś poziom w komorze powyżej złoża symuluje położenie zwierciadła wód powierzchniowych. Obie komory poniżej i powyżej złoża piaszczystego zostały podłączone do dwóch przelewów nadmiarowych, widocznych po prawej stronie kolumny. Przelewy nadmiarowe można przesuwając w górę i w dół, przez co można regulować wysokość poziomu wody poniżej i powyżej złoża. Układ zasilania wodą stanowiska badawczego jest widoczny po lewej stronie kolumny. Kolum-



Ryc. 2. Kolumna filtracyjna. A – przepływ w dół; B – przepływ w górę  
Fig. 2. Filtration column. A – flow down; B – flow up

na filtracyjna jest zasilana wodą spływającą grawitacyjnie ze zbiornika górnego. Woda z przelewów nadmiarowych spływa do zbiornika dolnego, w którym jest umieszczony nadmiarowy czujnik poziomu wody załączający pompkę przepompowującą wodę do zbiornika górnego. Poprzez odpowiednie ustawienie przelewów nadmiarowych można uzyskać dwa kierunki filtracji wody przez złożo: z góry na dół (ryc. 2A) oraz z dołu do góry (ryc. 2B).

W celu sprawniejszego przeprowadzenia badań laboratoryjnych stanowisko laboratoryjne wyposażono w cztery kolumny filtracyjne, osobną dla każdego rodzaju piasku. Układ zasilania wodą kolumn był wspólny.

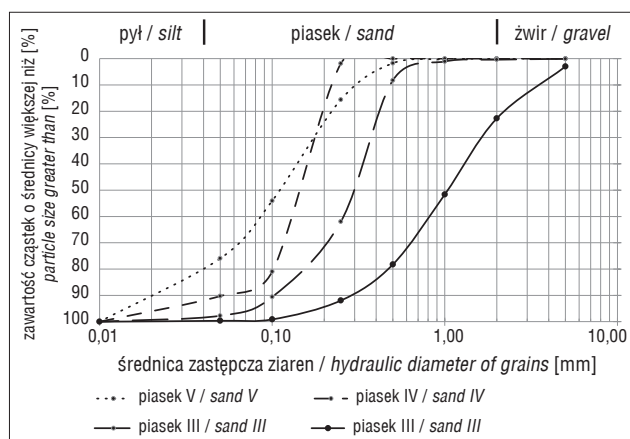
### METODY BADAŃ

Do badań wykorzystano cztery rodzaje piasków, których charakterystykę granulometryczną pokazuje rycina 3. Wartości współczynników filtracji badanych piasków obejmowały zakres  $6 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-4}$  m/s. Doświadczenia wykonano w temperaturze pokojowej około  $21,5 \pm 1,5^\circ\text{C}$ .

Napełnienie kolumny filtracyjnej wykonywano poprzez powolne zasypywanie piasków niewielkimi porcjami od góry na złożę saturowane od dołu wodą. Miąższość poszczególnych złóż była zależna od granulacji piasków, natomiast słup wody nad złożem był jednakowy w każdej kolumnie i wynosił około 40 cm (tab. 1). Po całkowitym zasypaniu złoża stabilizowano je poprzez tygodniową infiltrację w warunkach ustalonych. Dla każdego z czterech złóż wykonano badania według jednolitego schematu. W pierwszej kolejności realizowano przepływ w dół zwiększając skokowo, w kilku krokach, gradient hydrauliczny. Następnie w podobny sposób zmniejszano gradient hydrauliczny. Dalej realizowano przepływ w górę przy skokowo rosnącym gradientie hydraulicznym, aż do fluidyzacji złoża. Po fluidyzacji skokowo zmniejszano gradient hydrauliczny, aż do zatrzymania filtracji wody przez złożę. Przy każdej zmianie gradientu hydraulicznego stabilizowano warunki filtracji, a następnie rejestrowano natężenie filtracji poprzez trzykrotny pomiar objętości filtrującej wody w czasie.

### WYNIKI BADAŃ LABORATORYJNYCH

Zarejestrowane podczas eksperymentów laboratoryjnych zależności dla przepływów w dół  $q_d$  oraz w górę  $q_g$  od gradientu hydraulicznego  $i$  przedstawiono na wykresach funkcji  $q_d = f(i)$  oraz  $q_g = f(i)$ , pokazanych na rycinie 4. Skale poziome wykresów są identyczne dla wszystkich rodzajów piasków i ich zakres wynika z możliwości zadawania gradientów na stanowisku laboratoryjnym. Natomiast skale pionowe wykresów są różne i ich zakresy zostały dostosowane do przepuszczalności hydraulicznej poszczegól-



Ryc. 3. Analizy granulometryczne badanych piasków  
Fig. 3. Granulometric analysis of the sands studied

nych piasków. Wyniki obliczeń współczynników filtracji dla poszczególnych piasków zestawiono w tabeli 1.

Na poszczególnych wykresach poprzez zróżnicowanie znaczników odróżniono kolejne etapy eksperymentu laboratoryjnego: przepływ w dół przy rosnącym gradientie hydraulicznym, przepływ w dół przy gradientie malejącym oraz przepływ w górę przy gradientie rosnącym, fluidyzacja i przepływ w górę przy gradientie malejącym.

### DYSKUSJA

Wartości współczynników filtracji zależały od: rodzaju (granulacji) piasku, zwrotu wektora prędkości filtracji (przepływu w dół lub w górę), kierunku zmian gradientu hydraulicznego (wzrostu lub zmniejszania się) oraz fluidyzacji (upłynnienia) złoża.

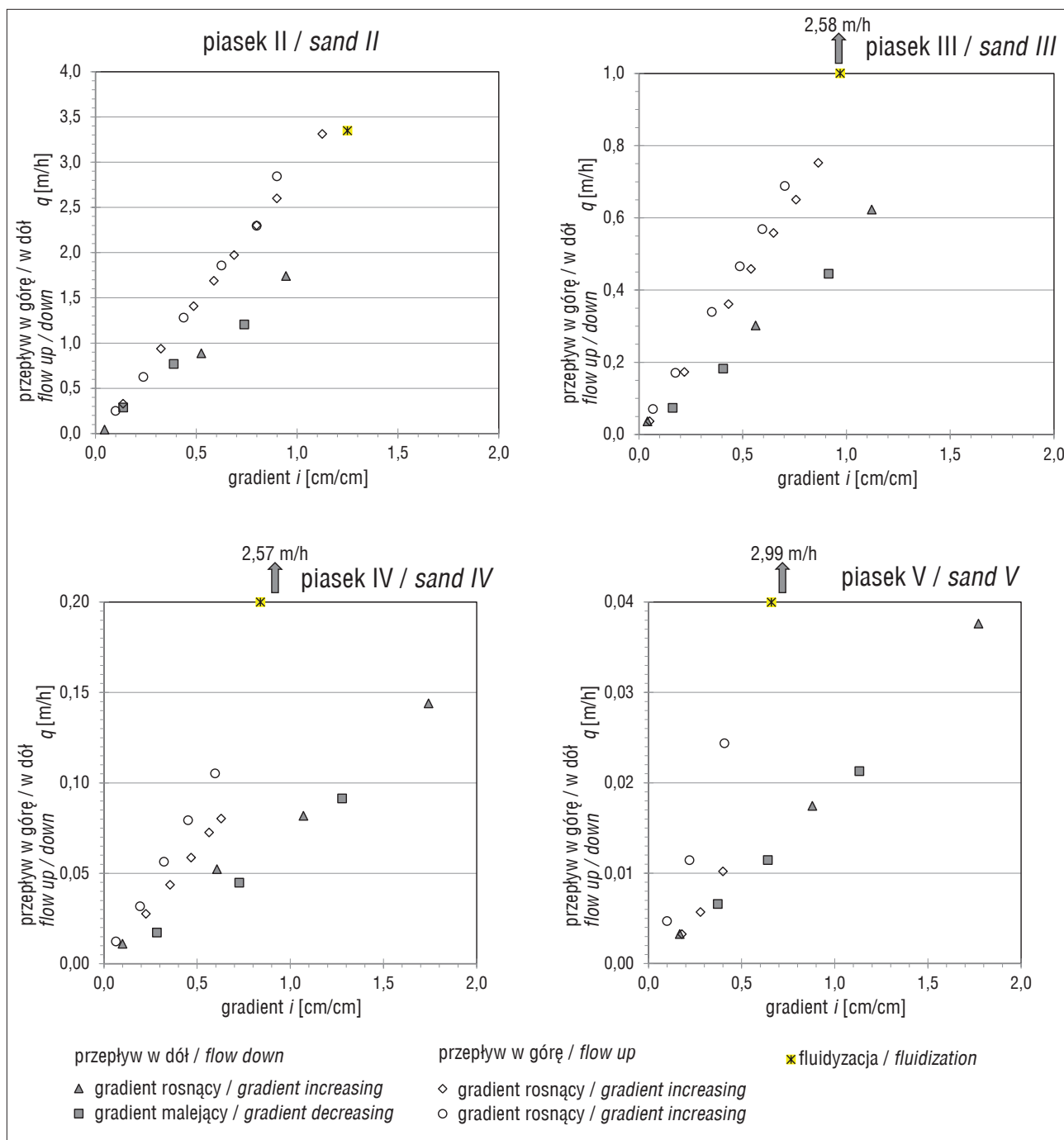
W przypadku filtracji wody z góry na dół, współczynniki filtracji dla malejącego gradientu były niższe niż dla gradientu rosnącego ( $k_d/\text{grad.mal./grad.ros.} < 1$ ), co świadczy o zagęszczaniu złoża podczas wzrostu gradientu. Natomiast podczas filtracji wody z dołu do góry ziarenka piasków były nieznacznie unoszone w górę, co skutkowało rozluźnieniem złoża ( $k_i/\text{grad.mal./grad.ros.} < 1$ ). Efekt rozluźniania złoża jest bardziej widoczny dla drobnych frakcji (piaski IV oraz V) (tab. 1).

Tabela 1. Charakterystyka badanych piasków oraz uzyskane wartości współczynnika filtracji  
Table 1. Characteristics of the tested sands and the values of the hydraulic conductivity obtained

Piasek Sand	$\Delta l$ [cm]	$H_w$ [cm]	$T$ [°C]	$n$ [-]	$k$ [m/h]				$k_d$ gradient malejący / rosnący gradient decreasing / increasing	$k_i$ gradient malejący / rosnący gradient decreasing / increasing	$k_d/k_i$ gradient rosnący gradient increasing	$k_d/k_i$ gradient malejący gradient decreasing
					Przepływ w dół Flow down		Przepływ w górę Flow up					
					gradient rosnący gradient increasing	gradient malejący gradient decreasing	gradient rosnący gradient increasing	gradient malejący gradient decreasing				
II	40,0	39,0	21,5	0,31	1,8847	1,5123	2,9782	3,1432	0,8	1,1	1,6	2,1
III	37,0	38,0	22,0	0,26	0,5431	0,4977	0,8824	0,9637	0,9	1,1	1,6	1,9
IV	30,5	40,5	23,0	0,22	0,0799	0,0750	0,1321	0,1765	0,9	1,3	1,7	2,4
V	25,0	38,5	20,0	0,15	0,0215	0,0194	0,0318	0,0643	0,9	2,0	1,5	3,3

$\Delta l$  – miąższość złoża,  $H_w$  – wysokość słupa wody,  $T$  – temperatura powietrza i wody,  $n$  – porowatość,  $k$  – współczynnik filtracji ( $i$  – przepływ w dół,  $d$  – przepływ w górę)

$\Delta l$  – bed thickness,  $H_w$  – height of the water column,  $T$  – temperature of air and water,  $n$  – porosity,  $k$  – hydraulic conductivity ( $i$  – flow down,  $d$  – flow up)



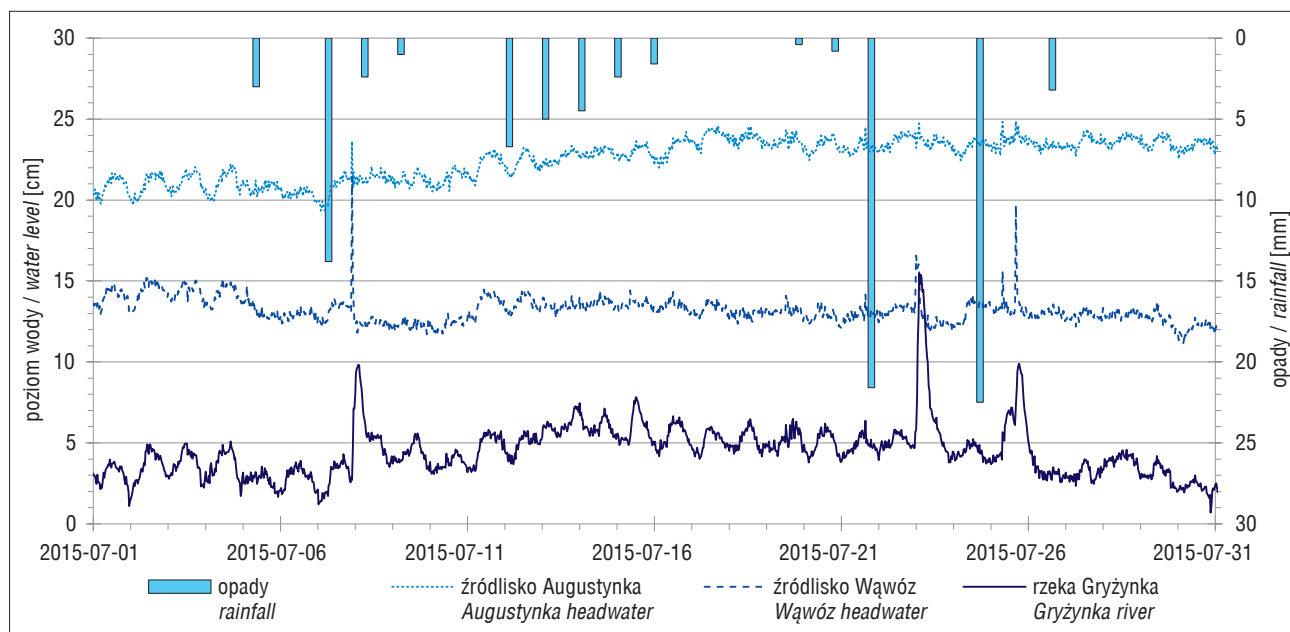
Ryc. 4. Wyniki badań laboratoryjnych  
 Fig. 4. Results of laboratory studies

W przypadku przepływu w górę wzrost gradientu hydraulicznego powyżej wartości krytycznej prowadzi do fluidyzacji, czyli upłynnienia złoża. Opór hydrauliczny złoża maleje wówczas wielokrotnie i prędkość przepływu w górę zależy od wydajności układu zasilającego stanowisko laboratoryjne (2,6–3,4 m/h). Zmniejszenie gradientu hydraulicznego poniżej wartości krytycznej kończy fluidyzację. Złoże powoli osiada, a ruch wody powraca do filtracji.

Inicjacja procesu fluidyzacji złoża w kolumnie zachodzi przy gradientie hydraulicznym zbliżonym do jedności. Obserwację tę potwierdził model matematyczny procesu fluidyzacji złoża, oparty na bilansie pędu dla makroskopowo jednorodnego materiału porowatego, nasyconego cieczą, która przepływa przez materiał ze stałą prędkością.

Teoretyczne przewidywania krytycznych wartości gradientu hydraulicznego oraz prędkości filtracji, przy których jest inicjowana fluidyzacja, potwierdzone zostały podczas doświadczeń kolumnowych. Model matematyczny fluidyzacji złoża będzie przedmiotem oddzielnej publikacji.

Dla rosnącego gradientu hydraulicznego współczynniki filtracji dla przepływu w górę były 1,5–1,7 razy wyższe niż dla przepływu w dół. Natomiast dla malejącego gradientu hydraulicznego po fluidyzacji, współczynniki filtracji dla przepływu w górę były 1,9–3,3 razy wyższe niż dla przepływu w dół. Jest to na skutek fluidyzacji złoża, po której ziarenka piasku powoli opadają w dół. Im drobniejsze ziarenka tym wolniej opadają, dlatego wyższe krotności dotyczyły drobnych frakcji (piaski IV oraz V) (tab. 1).



Ryc. 5. Wyniki obserwacji terenowych  
Fig. 5. Results of field observations

### FLUIDYZACJA STREFY HYPOREICZNEJ JAKO PRZYCZYNA ZANIKU FLUKTUACJI PO OPADACH

Wyniki badań laboratoryjnych pozwalają rozpoznać niektóre czynniki warunkujące dobowe fluktuacje zwierciadła wody, zwłaszcza w warunkach drenażu wód podziemnych przez wody powierzchniowe. Na podstawie wieloletnich obserwacji zauważono, że po opadach lub roztopach dobowe fluktuacje zwierciadła wody mogą zanikać. Po opadach lub po roztopach dochodzi do zwiększonej infiltracji i wzrostu poziomu wód podziemnych w strefach zasilania. Gradient hydrauliczny pomiędzy strefą zasilania i strefą drenażu wód podziemnych może przekroczyć wartość krytyczną, co skutkuje fluidyzacją strefy hyporeicznej. Może to być przyczyną zaniku dobowych fluktuacji przez kilka dni po wystąpieniu opadów lub roztopów. Powyższa hipoteza musi być zweryfikowana na podstawie istotnej statystycznej liczby obserwacji zaniku dobowych fluktuacji zwierciadła wody po wystarczająco intensywnych opadach lub roztopach.

Na rycinie 5 pokazano przykład zarejestrowany w lipcu 2015 r. w zlewni rzeki Gryżynki na Ziemi Lubuskiej. Na początku miesiąca opady nie wystąpiły i dobowe fluktuacje zwierciadła wody w źródłiskach Augustynka i Wąwóz miały amplitudę 3 cm. Po opadach w dniach 7, 12–16 oraz 22 i 24 lipca amplituda zmniejszyła się do kilku milimetrów. Reakcją na opad były wezbrania w dużym źródłisku Wąwóz oraz w rzece Gryżynce.

### PODSUMOWANIE

Badania laboratoryjne filtracji wody przez cztery różne złoża piaszczyste pozwoliły rozpoznać zmienność współczynnika filtracji przy zmianie zwrotu wektora prędkości oraz przy rosnących i malejących gradientach hydraulicznych. Warunki symulowane w laboratorium odzwierciedlają funkcjonowanie strefy hyporeicznej w dnach nisz źródłiskowych, rzek, jezior i zbiorników wodnych. Badania wykazały, że wzrost gradientu hydro-

licznego pomiędzy wodami podziemnymi a powierzchniowymi może doprowadzić do fluidyzacji strefy hyporeicznej. Taki wzrost gradientu mogą powodować wody opadowe lub roztopowe infiltrujące do wód podziemnych. Nawet niewielki wzrost poziomu wód podziemnych może doprowadzić do fluidyzacji strefy hyporeicznej, co skutkuje kilkudniowym zanikiem dobowych fluktuacji zwierciadła wody.

Autorzy dziękują Recenzentom za uwagi i sugestie. Badania zostały sfinansowane przez projekt NCN 2015/17/8/ST10/01833 zatytułowany: „Uwarunkowania dobowych fluktuacji poziomu wody w strefach źródłiskowych i rzekach z uwzględnieniem oddziaływania strefy hyporeicznej”.

### LITERATURA

- ANDRZEJEWSKA A. 2007 – Porównanie terminów początku i końca okresu ewapotranspiracji z wód podziemnych z meteorologicznymi okresami wegetacji. WPH, 13 (2): 233–241.
- BRUNKE M., GONSER T. 1997 – The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. Freshw. Biol., 37: 1–33.
- BRUNKE M., GONSER T., GRIEDER E. 1998 – Influence of surface and subsurface flow on distribution of particulate organic matter and inorganic fine particles in perialpine stream sediments. [W:] Conf. Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters: 371–378.
- CADOL D., KAMPF S., WOHL E. 2012 – Effects of evapotranspiration on baseflow in a tropical headwater catchment. J. Hydrol., 462–463: 4–14.
- CALVER A. 2001 – Riverbed permeabilities. Information from pooled data. Ground Water, 39: 546–553.
- CZIKOWSKY J.M., FITZJARRALD D.R. 2004 – Evidence of seasonal changes in evapotranspiration in eastern US hydrological records. J. Hydromet., 5: 974–988.
- DANIELOPOL D.L., MARMONIER P. 1992 – Aspects of research on groundwater along the Rhone, Rhine and Danube. Regul. Rivers, 7: 5–16.
- DARCY H. 1856 – Les fontaines publique de la ville de Dijon. Paris, s. 648.
- DOBEK M. 2007 – Reakcja zwierciadła wód podziemnych na opad atmosferyczny w latach 1961–1981 w wybranych punktach Wyżyny Lubelskiej. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska Lublin–Polonia, Sekcja E, LXII: 49–55.
- DUFF J.H., TRISKA F.J. 2000 – Nitrogen Biogeochemistry and surface-subsurface exchange in streams. [W:] Jones J.B., Mulholland P.J. (red.), Streams and ground waters. Academic Press, San Diego, USA: 197–220.

- FREEZE R.A., CHERRY J.A. 1979 – Groundwater. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, s. 604.
- GIBERT J. 1992 – Groundwater ecology from the perspective of environmental sustainability. Proceedings of the first international conference on groundwater ecology. [W:] Stanford J.A., Simons J. (red.), American Water Resources Association, Bethesda, MD: 3–13.
- GRIBOVŠZKI Z., KALICZ P., KUCSARA M. 2006 – Streamflow characteristics of two forested catchments in Sopron Hills. *Acta Silvatica et Lignaria Hungarica*, 2: 81–92.
- GRIBOVŠZKI Z., KALICZ P., SZILAGYI J., KUCSARA M. 2008 – Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. *J. Hydrol.*, 349: 6–17.
- GRIBOVŠZKI Z., SZILAGYI J., KALICZ P. 2010 – Diurnal fluctuations in shallow groundwater levels and streamflow rates and their interpretation – A review. *J. Hydrol.*, 385: 371–383.
- HARVEY J.W., BENCALA K.E. 1993 – The effect of streambed topography on surface–subsurface water exchange in mountain catchments. *Water Resources Research*, 29: 89–98.
- HARVEY J.W., WAGNER B.J. 2000 – Quantifying hydrologic interactions between streams and their subsurface hyporheic zones. [W:] Jones J.B., Mulholland P.J. (red.), *Streams and ground waters*. Academic Press, San Diego, USA: 3–44.
- JEKATERYNCZUK-RUDCZYK E. 2007 – Strefa hyporeiczna, jej funkcjonowanie i znaczenie. *Kosmos. Problemy Nauk Biologicznych*, 56: 181–196.
- MARCINIAK M., SZCZUCIŃSKA A. 2015 – Determination of diurnal water level fluctuations in headwaters. *Hydrol. Res.*, 47: 888–901.
- MAZUREK M., SZPIKOWSKA G., KRUSZYK R. 2016 – Transformacja składu chemicznego wód podziemnych w niszach źródłiskowych na obszarach młodoglacjalnych (Dorzecze Parsęty), *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN*, 20: 355–369.
- MUGNAI R., MESSANA G., DI LORENZO T. 2015 – The hyporheic zone and its functions: revision and research status in Neotropical regions. *Braz. J. Biol.*, 75: 524–534.
- PACKMAN A.I., SELEHIN M. 2003 – Relative roles of stream flow and sedimentary conditions in controlling hyporheic exchange, *Hydrobiologia*, 494: 291–297.
- SMITH J.W.N. 2005 – Groundwater – surface water interactions in the hyporheic zone. Environment Agency, Rio House, Waterside Drive, Aztec West, Almondsbury, Bristol., s. 65.
- STANDFORD, J.A. 1998 – Rivers in the landscape: Introduction to the special issue on riparian and ground water ecology. *Freshw. Biol.*, 40: 402–406.
- SZOSZKIEWICZ K., BUDKA A., KAYZER D., PIETRUCZUK K. 2014 – Diversity of macrophyte communities and their relationship to water quality in different types of lowland rivers in Poland. *Hydrobiologia*, 737: 77–85.
- WHITE D.S. 1993 – Perspectives on defining and delineating hyporheic zones. *Journal North America Benthol. Soc.*, 12: 6–69.
- WÖRMAN A., PACKMAN A., JOHANSSON H., JONSSON K. 2002 – Effect of flow-induced exchange in hyporheic zones on longitudinal transport of solutes in streams and rivers. *Water Resources Research*, 38: 2–17.