

Zmiany reżimu wydajności i potencjału zasobności źródeł – implikacje do ich klasyfikacji

Sebastian Buczyński¹

Changes in discharge regime and storage capacity of the springs – implications to springs classification. *Prz. Geol.*, 65: 1179–1183.

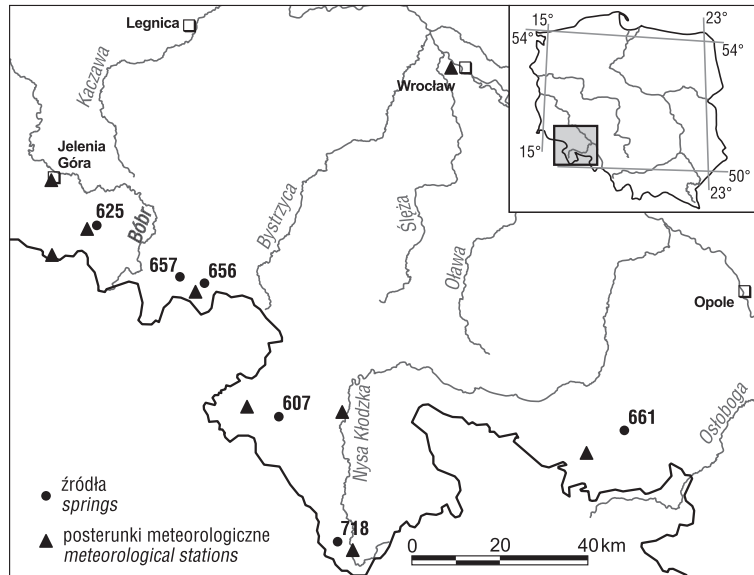
A b s t r a c t. The paper presents the results of precipitation influence on the discharge regime changes of 6 springs located in south-western Poland and draining a variety of rocks differing in lithology and age. Calculations for the very wet (2010) and the extremely dry years (2015) have shown that the low spring discharges experienced the greatest variations, with the coefficient of variation falling between 3–141%. The coefficient of variation for the maximum and average discharges generally does not exceed 90%. The obtained values of the regression coefficient from 0.0016 to 0.1 d⁻¹ and the coefficient of variation (0–33%) indicate a relatively low variability of groundwater resources and the low transmissivity and high storage capacity of the weathering cover. The spring discharge analysis indicates also the drainage of groundwater bodies of various capacity. The maximum values of the storage capacity are several hundred thousand cubic meters, whereas in the lowest spring resources it does not exceed several thousand cubic meters. Three springs have shown a low variability of the storage capacity (Cv = 4–32%), two have indicated a moderate variability (66 and 70%) and one has shown a large variability (135%). The large storage capacity and high hydraulic resistance of the weathering cover does not guarantee the spring recharge during longer periods (summer-autumn) without rain..

Keywords: springs, recession coefficient, storage capacity, SW Poland

Autorzy IV Raportu *Intergovernmental Panel on Climate Change (European Drought Observatory, 2015)* prognozują, że w XXI w. w umiarkowanych szerokościach geograficznych nastąpi wzrost częstości, czasu trwania i intensywności fal gorąca oraz wzrost ryzyka wystąpienia suszy lub ulewnych opadów. Obserwacje i badania hydrogeologiczne wskazują natomiast, że najbardziej zagrożone ekstremalnymi zjawiskami klimatycznymi są płytkie poziomy wód gruntowych. Ich reakcja na opad atmosferyczny jest stosunkowo szybka, widoczne są wahania sezonowe, a okresy suszy hydrogeologicznej objawiają się głównie latem lub zimą. Procentowy udział stanów i wydajności poniżej wartości średniej z minimów rocznych w przypadku studni lub źródeł wynosi od 7 do 13%. W szczytowych okresach suszy w wyniku deficytu opadów lokalnie wysychają małe rzeki, płytkie studnie i źródła. W rejonach górskich, gdzie źródła i ujęcia drenażowe często stanowią podstawę zaopatrzenia ludności w wodę, proces ten generuje poważny problem (Tarka, Staško, 2010; Siwek, Pociask-Karteczka, 2017). Podstawowym badaniem, służącym do oceny przydatności źródła do użytku, jest analiza wydajności minimalnych (Macioszczyk, 2006), a szacowanie wpływu wielkości opadów na potencjał zasobności źródeł i prognozowanie jego zmian stają się kluczowymi elementami, umożliwiającymi racjonalne gospodarowanie dostępnymi zasobami wód w warunkach zmian klimatycznych.

CEL I OBSZAR BADAŃ

W celu scharakteryzowania wpływu wielkości opadów na reżim wydajności oraz zasoby i objętość wody nagromadzonej w zbiorniku wód podziemnych przeprowadzono



Ryc. 1. Lokalizacja badanych źródeł

Fig. 1. Location of the analysed springs

analizę współczynnika regresji i potencjału zasobności kilku sudeckich źródeł. Zestawiono ze sobą wyniki obliczeń przeprowadzonych na podstawie danych z roku cechującego się opadami bardzo wysokimi (2010 r.) i ekstremalnie niskimi (2015 r.). Scharakteryzowano również zmiany wskaźnika pojemności źródeł i czasu migracji wody od momentu infiltracji do chwili wypływu.

Badaniami objęto 6 źródeł występujących w południowo-zachodniej Polsce – 5 wypływów w Sudetach, w województwie dolnośląskim i 1 źródło na bloku przedsudeckim, w woj. opolskim (ryc. 1). Badana grupa źródeł obejmuje wypływy oddalone od siebie maksymalnie o 130 km, położone na różnych wysokościach i drenujące różne litologicznie i wiekowo skały (tab. 1).

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław; sebastian.buczynski@uwr.edu.pl.

Tab. 1. Charakterystyka źródeł
Table 1. Characteristics of the springs

Źródło <i>Spring</i>	Rzędna terenu (m n.p.m.) <i>Elevation (m a.s.l.)</i>	Stratygrafia <i>Stratigraphy</i>	Ośrodek hydrogeologiczny <i>Groundwater medium</i>	Litologia <i>Lithology</i>
607 Szczytna	478	kreda dolna <i>Lower Cretaceous</i>	porowo-szczelinowy <i>porous-fissured</i>	margle <i>marls</i>
625 Kowary	542	karbon dolny <i>Lower Carboniferous</i>	porowo-szczelinowy <i>porous-fissured</i>	granity <i>granites</i>
656 Kowalowa	626	perm <i>Permian</i>	porowo-szczelinowy <i>porous-fissured</i>	tufity i tufy <i>tuffites+tuffs</i>
657 Dobromyśl	553	kreda dolna <i>Lower Cretaceous</i>	porowo-szczelinowy <i>porous-fissured</i>	piaskowce <i>sandstones</i>
661 Rudziczka	258	czwartorzęd <i>Quaternary</i>	porowy <i>porous</i>	piaski i żwiry <i>sands+gravels</i>
718 Różanka	522	proterozoik górny–ordowik <i>Upper Proterozoic–Ordovician</i>	porowo-szczelinowy <i>porous-fissured</i>	łupki <i>shales</i>

ŹRÓDŁA DANYCH I METODY BADAWCZE

Warunki opadowe oceniono na podstawie danych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW) o wielkości opadów atmosferycznych pomierzonych na 9 posterunkach meteorologicznych w województwach dolnośląskim i opolskim (ryc. 1). Do analizy wytypowano posterunki sąsiadujące z badanymi źródłami, położone na wysokości od 118 do 1602 m n.p.m. Ocenę warunków opadowych z 10-lecia 2006–2015 przeprowadzono wykorzystując metodę wskaźnika standaryzowanego opadu (McKee i in., 1995).

Informacje na temat wydajności źródeł pochodziły z posterunków pomiarowych państwowej służby hydrogeologicznej. Pomiary w tych punktach są wykonywane zazwyczaj raz w tygodniu. Analiza reżimu wydajności źródeł objęła ocenę wydajności maksymalnych, średnich i minimalnych oraz wskaźnika zmienności (R) dla roku bardzo wilgotnego i ekstremalnie suchego. Współczynnik regresji (α) dla okresów bez efektywnego zasilania warstwy wodonośnej policzono równaniami krzywych wysychania źródeł w funkcji wykładniczej wg wzoru Mailleta (Maillet, 1905). W związku z różnicami wartości współczynnika regresji w okresie wiosennym i letnio-jesiennym do obliczeń włączono tylko okresy regresji letnio-jesiennej. Na podstawie wartości współczynnika regresji oraz odpowiadającej mu wydajności źródła na początku okresu recesji (Q_0) obliczono potencjał zasobności (W), natomiast wskaźnik pojemności źródła (P) oraz czas przebywania wody w systemie (T) oszacowano za pomocą wzorów z opracowań Pazdro i Kozerskiego (1990) oraz Humnickiego (2012). Do obliczeń parametrów charakterystyki krenologicznej zastosowano odpowiednio wzory:

$$R = \frac{Q_{\max}}{Q_{\min}}$$

$$\alpha = \frac{\ln Q_0 - \ln Q_1}{t}$$

$$W = \frac{86400 \cdot Q_0}{\alpha}$$

$$P = \frac{Q_r}{W}$$

$$T = \alpha^{-1}$$

gdzie:

Q_{\max} – wydajność maksymalna [dm^3/s],

Q_{\min} – wydajność minimalna [dm^3/s],

Q_0 – wydajność początkowa źródła w okresie regresji [dm^3/s],

Q_r – wydajność końcowa źródła w okresie regresji [dm^3/s],

t – czas regresji [doba],

Q_r – sumaryczna roczna wydajność źródła policzona z Q_{Me} [m^3].

Dodatkowo w celu sprawdzenia zmienności analizowanych wartości policzono współczynnik zmienności (C_v) zgodnie ze wzorem:

$$C_v = \frac{S \cdot 100}{M}$$

gdzie:

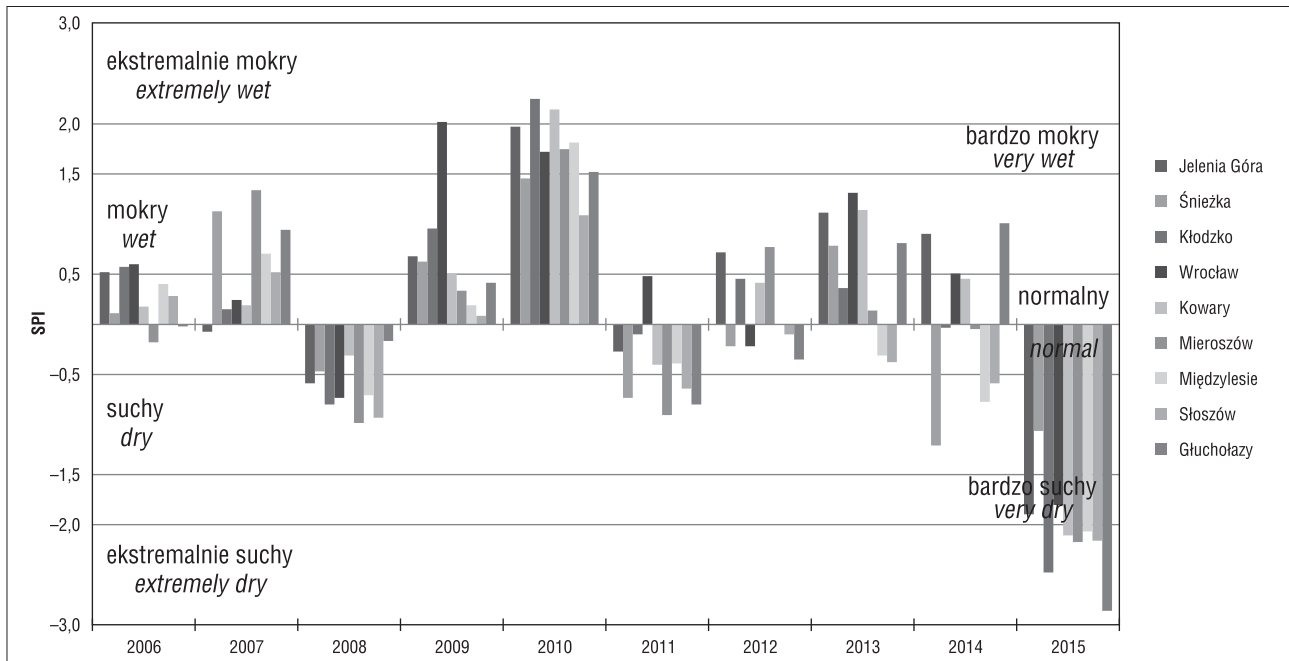
S – odchylenie standardowe,

M – średnia arytmetyczna.

WYNIKI

Analiza rocznych sum opadów z 10-lecia 2006–2015 wykazała, że okresem o największych opadach był rok 2010, kiedy to na posterunkach obserwacyjnych IMGW odnotowano wskaźnik standaryzowanego opadu (SPI) w przedziale 1,08–2,23 (odpowiednio rok mokry–ekstremalnie mokry), natomiast okresem o najniższych opadach był rok 2015 (SPI od –1,06 do –2,86; rok suchy–ekstremalnie suchy). Pozostałe lata charakteryzowały się wielkością opadów zbliżoną do średniej z wielolecia, a wskaźnik SPI tylko na pojedynczych posterunkach przekraczał zakres od –1,0 do 1,0 (ryc. 2).

Badane źródła należą do V i VI klasy wydajności wg Meinzera. Reżim wydajności tych wpływów wskazuje, że w pierwszym kwartale mokrego roku 2010 i suchego roku 2015 ich wydatki były zbliżone. W roku ekstremalnie suchym, w miesiącach styczeń–marzec notowano nawet większą wydajność źródeł (656, 657, 661 i 718) niż w roku bardzo wilgotnym (ryc. 3, 4). Dopiero brak zasilania w miesiącach letnich 2015 r., spowodowany jedną z najin-



Ryc. 2. Wskaźnik standaryzowanego opadu w latach 2006–2015
Fig. 2. Standardised Precipitation Index for 2006–2015

Ryc. 3. Wydajność źródeł 625 i 718 w roku 2010 (linia przerywana) i 2015 (linia ciągła)

Fig. 3. Discharge rates of springs 625 and 718 in 2010 (the dotted line) and 2015 (solid line)

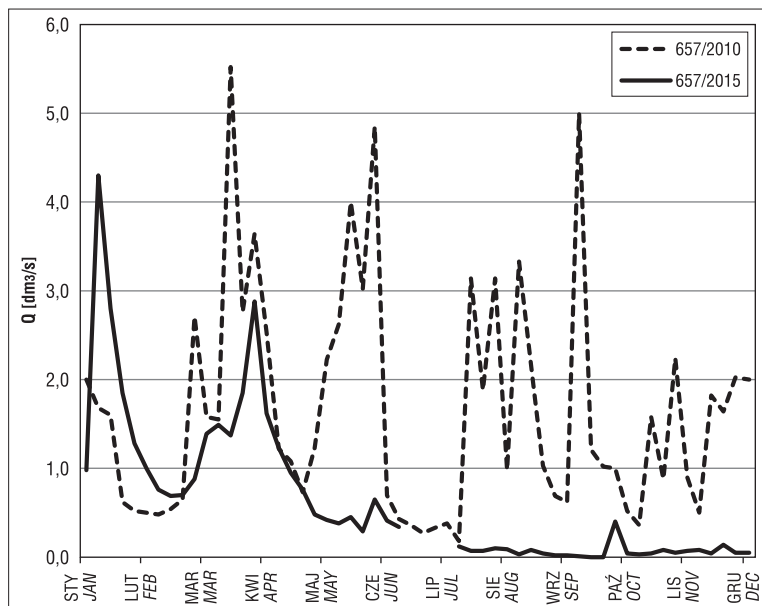
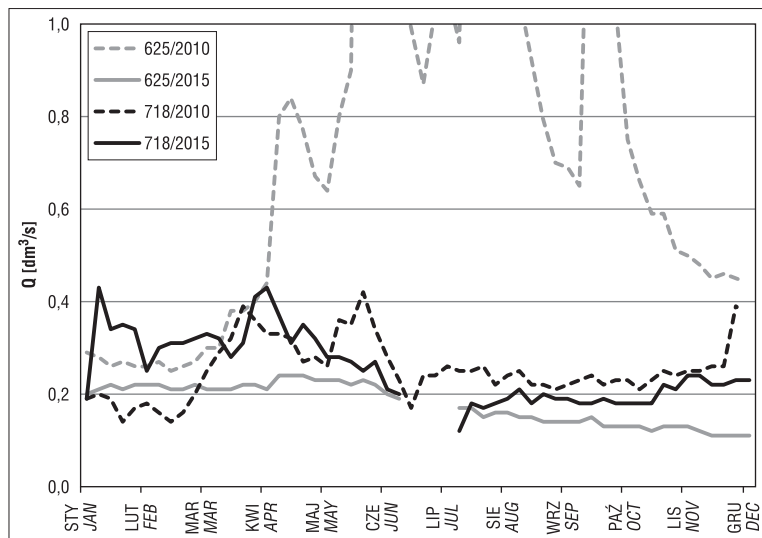
tensywniejszych susz ostatniego 20-lecia, przełożył się na spadki wydajności wszystkich badanych źródeł i doprowadził do całkowitego zaniku wypływu ze źródła 657 (ryc. 4). W roku bardzo wilgotnym największą wydajność źródeł odnotowano po intensywnych letnich opadach, a jedynie w źródle 657 – w okresie topnienia pokrywy śnieżnej.

W porównaniu do roku bardzo wilgotnego średnia wydajność źródeł w roku ekstremalnie suchym zmalała o 9 do 88% (zmiennosc od małej do umiarkowanej), a w jednym przypadku nie zmieniła się (źródło 718). Odnotowano natomiast dużą zmienność minimalnej wydajności wypływów – spadki współczynnika zmienności dochodziły do 141%. Maksymalna wydajność źródeł zmalała o 11 do 119%. Jedynie w źródle 718 odnotowano niewielki wzrost współczynnika zmienności (tab. 2). W przypadku źródeł stałych ($R = 1-2$; źródła 607 i 661) i źródła mało zmiennego (718) współczynnik zmienności wydajności charakterystycznych (Q_{max} , Q_{sr} , Q_{min}) nie przekraczał 20% (mała zmienność).

Wartości współczynnika regresji (α) wskazują na stosunkowo wolne szczypanie zasobów wód podziemnych ($0,0016-0,1 d^{-1}$). Najwolniej są

Ryc. 4. Wydajność źródła 657 w roku 2010 (linia przerywana) i 2015 (linia ciągła)

Fig. 4. Discharge rates of spring 657 in 2010 (the dotted line) and 2015 (solid line)



one szczytowane z dolnokredowych margli (607) oraz czwartorzędowych piasków i żwirów (661). Z najszybszym drenażem mamy do czynienia w dolnokredowych piaskowcach (657) oraz permskich tufach i tufach (656). Różnice pomiędzy rokiem ekstremalnie suchym i bardzo wilgotnym wskazują na małą zmienność prędkości szczytowania zasobów wód (tab. 3).

Stwierdzono, że największe potencjały zasobności (W) mają źródła stałe (607 i 661). Potencjał zasobności źródła 607 zarówno w roku bardzo wilgotnym, jak i ekstremalnie suchym przekroczył 410 tys. m³. W źródle 661, drenującym osadowe skały porowe, w 2010 r. potencjał zasobności wyniósł 103,6 tys. m³, natomiast w roku ekstremalnie suchym 65,3 tys. m³. Najmniejszą i największą różnicę współczynnika zmienności potencjału zasobności zaobserwowano w źródłach o najmniejszej objętości wody nagromadzonej w zbiorniku (tab. 3). Najmniejszy spadek współczynnika zmienności potencjału zasobności, wy-

noszący 4%, nastąpił w źródle 718, największy natomiast w wypływie 657 (135%).

Jak wskazują wyniki obserwacji, czas przebywania wody w macierzystym zbiorniku i prędkość wymiany wód w systemie są bardzo zróżnicowane. Najkrótszy czas przebywania wody w zbiorniku, oscylujący w przedziale 1,5–6 tygodni, stwierdzono w wypływach 657 i 656. Są to źródła charakteryzujące się największym wskaźnikiem zmienności. Najdłuższy czas wymiany wody w zbiorniku, trwający od 20 do 22 miesięcy, odnotowano w źródłach stałych (661 i 607). Uwzględniając sumaryczną roczną wydajność źródeł i objętość wody w drenowanym zbiorniku, najszybsza wymiana wody, wywołana drenażem, odbywa się nawet 9-krotnie w ciągu roku (źródła 656 i 657 – tab. 3). We wszystkich zbiornikach w roku bardzo wilgotnym wymiana wody odbywała się szybciej niż w roku ekstremalnie suchym. Największe różnice (źródła 625 i 657) wskazują na prawie 4-krotnie szybszy przebieg procesu.

Tab. 2. Wydajność i wskaźnik zmienności jednorocznej źródeł w roku bardzo wilgotnym i ekstremalnie suchym
Table 2. Characteristic discharges and annual variability index of springs in the very wet and the extremely dry year

Źródło Spring	Rok Year	Q_{max} [dm ³ /s]	$C_v Q_{max}$	$Q_{śred}$ [dm ³ /s]	$C_v Q_{śred}$	Q_{min} [dm ³ /s]	$C_v Q_{min}$	R
607 Szczytna	2010	9,68	11	8,96	18	6,94	9	1
	2015	8,33		6,91		6,12		1
625 Kowary	2010	2,77	119	0,78	88	0,25	55	11
	2015	0,24		0,18		0,11		2
656 Kowalowa	2010	60,00	85	8,35	85	1,03	123	> 50
	2015	15,00		2,07		0,07		> 50
657 Dobromyśl	2010	5,52	18	1,65	61	0,18	141	31
	2015	4,30		0,65		0,00		> 50
661 Rudziczka	2010	2,35	15	1,99	9	1,70	3	1
	2015	1,90		1,76		1,63		1
718 Różanka	2010	0,42	2	0,25	0	0,14	11	3
	2015	0,43		0,25		0,12		4

Q_{max} – wydajność maksymalna / max. discharge;
 $Q_{śred}$ – wydajność średnia / avg. discharge;
 Q_{min} – wydajność minimalna / min. discharge;

R – wskaźnik zmienności jednorocznej źródeł / annual spring variability index;
 C_v – współczynnik zmienności / coefficient of variation.

Tab. 3. Parametry źródeł
Table 3. Spring parameters

Źródło Spring	Rok Year	Q_r [tys. m ³]	α [d ⁻¹]	$C_v \alpha$	W [tys. m ³]	$C_v W$	T [d]	P
607 Szczytna	2010	286,7	0,0017	0	491,9	12	588	0,58
	2015	210,3	0,0017		414,2		591	0,43
625 Kowary	2010	21,1	0,0055	28	10,4	70	183	2,03
	2015	5,7	0,0036		3,6		274	0,54
656 Kowalowa	2010	142,5	0,0359	32	15,5	66	28	9,21
	2015	45,7	0,0228		5,6		44	2,96
657 Dobromyśl	2010	38,5	0,1032	20	4,1	135	10	9,47
	2015	10,1	0,0780		0,1		13	2,48
661 Rudziczka	2010	63,1	0,0016	33	103,6	32	645	0,61
	2015	54,9	0,0025		65,3		398	0,53
718 Różanka	2010	7,9	0,0085	9	3,3	4	117	2,35
	2015	7,3	0,0096		3,1		104	2,17

Q_r – sumaryczna roczna wydajność / total annual capacity [tys. m³];
 α – współczynnik regresji / recession coefficient [d⁻¹];
 C_v – współczynnik zmienności / coefficient of variations;

W – potencjał zasobności / storage capacity of spring [tys. m³];
T – czas przebywania wody / residence time of water in the system [d];
P – wskaźnik pojemności źródła / index of spring capacity.

DYSKUSJA

Wartości współczynników regresji (α) większości badanych źródeł ($0,0016-0,1 \text{ d}^{-1}$) świadczą o tym, że w Sudetach szczypanie zasobów wód podziemnych postępuje wolniej niż w wywierzykach tatrzańskich ($0,018-0,022 \text{ d}^{-1}$; Małecka, 1997; Barczyk, 2008) czy źródle Balarówka w Pieninach ($0,012-0,125 \text{ d}^{-1}$; Humnicki, 2007) i wolniej niż wskazywali na to Pazdro i Kozerski (1990; $0,04-0,7 \text{ d}^{-1}$). Podobne wartości współczynnika regresji ($0,001 \text{ d}^{-1}$) uzyskał Moniewski (1997), badając źródła strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej oraz Humnicki (2012), badając pienińskie źródło Pod Wysokim Działem ($0,0046-0,099 \text{ d}^{-1}$). W źródłach sudeckich Staško i Tarka (2002) uzyskali współczynniki regresji w przedziale $0,0019-0,044 \text{ d}^{-1}$ (Masyw Śnieżnika), natomiast Tarka (2006) w źródłach drenujących utwory kredowe od $0,0018$ do $0,235 \text{ d}^{-1}$. Porównanie wartości współczynników regresji letnio-jesiennych 6 badanych sudeckich źródeł w roku bardzo wilgotnym i ekstremalnie suchym wskazuje na małą zmienność drenażu, choć i w tym przypadku wyniki mogą się różnić o rząd wielkości.

Potencjały zasobności źródeł są bardzo zróżnicowane i uzależnione od wielkości opadów atmosferycznych. Niestety, wyniki te mogą być obciążone dużym błędem, gdyż wzory krzywej wysychania zakładają istnienie określonych warunków (warstwa wodonośna jednorodna i izotropowa oraz jednolite zasilanie w czasie i przestrzeni), których sudeckie źródła nie spełniają. W źródłach o najmniejszych zasobach potencjały zasobności nie przekraczają kilku tys. m^3 , co wskazuje na drenaż niewielkich zbiorników o lokalnym znaczeniu, natomiast najzasobniejsze źródło ma potencjał przekraczający $400\,000 \text{ m}^3$. Różnice współczynnika zmienności potencjału zasobności w poszczególnych źródłach w zależności warunków opadów różnią się w szerokim zakresie ($4-135\%$), a wymiana wody w drenowanym zbiorniku zachodzi nawet $8-9$ -krotnie w ciągu roku. Jednak czas przebywania wody w systemie i wskaźniki pojemności źródła ustalone na podstawie użytych wzorów i prostego, tłokowego przepływu wód nie uwzględniają złożoności systemu i powinny zostać zweryfikowane innymi metodami (Staško, 2002).

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Wyniki badań wskazują, że wydajność sudeckich źródeł w dużym stopniu jest uzależniona od wielkości opadów atmosferycznych. W roku bardzo wilgotnym największą wydajność źródeł odnotowano po letnich opadach deszczu, natomiast w roku ekstremalnie suchym była ona skutkiem topnienia pokrywy śnieżnej. Pomimo podobnego napełnienia zbiornika wód podziemnych w okresie wczesnowiosennym roku 2010 i 2015, małe opady deszczu w roku 2015 doprowadziły do zmniejszenia wydajności wszystkich badanych źródeł, a w skrajnym przypadku do całkowitego wyschnięcia jednego z nich. Jednak stwierdzono także, że kilkumiesięczny okres braku zasilania w ekstremalnie suchym roku 2015 w małym stopniu wpłynął na zmniejszenie wydajności źródeł o dużym potencjale zasobności.

Uzyskane wyniki pozwalają podzielić badane źródła na 3 grupy. Do pierwszej można zaliczyć źródła 607 i 661, czyli wypływy o dużym potencjale zasobności (kilkadziesiąt – kilkaset tys. m^3) oraz małej zmienności zasobów ($R = 1$) i wydajności charakterystycznych ($C_v =$ kilka – kilkanaście %). Druga grupa źródeł (656 i 657) wyróżnia się małym poten-

cjałem zasobności (od 100 do kilku – kilkunastu tys. m^3), umiarkowaną i dużą zmiennością zasobów (R zazwyczaj > 50) oraz wydajności minimalnych ($C_v Q_{min} > 120\%$) i najkrótszym czasem przebywania wody w systemie (kilkadziesiąt dni), co może wskazywać na małą objętość drenowanego zbiornika lub dużą szczelinowatość wodonośca, umożliwiającą stosunkowo łatwy dopływ wód do miejsca wypływu. Trzecia grupa to wypływy charakteryzujące się małymi potencjami zasobności (kilka tys. m^3), mniejszym wskaźnikiem zmienności wydajności ($R = 2 - 11$) i mniejszym współczynnikiem zmienności wydajności minimalnej, wynoszącym kilkanaście lub kilkadziesiąt % (źródła 625 i 718). Dwie pierwsze grupy źródeł można utożsamiać odpowiednio z głębokim i lokalnym systemem przepływu. Trzecia grupa źródeł może być związana z przejściowym systemem przepływu lub, co bardziej prawdopodobne, z dużym udziałem w zasilaniu tych źródeł pokryw zwietrzelinowych, które cechuje wysoka pojemności wodna i oporność hydrauliczna, wpływająca na wolne szczypanie zasobów.

Przeprowadzone badania są wstępem do wypracowania podziału źródeł opartego na potencjale zasobności i zmienności wydajności charakterystycznych. Przeanalizowanie większej grupy źródeł pozwoli wyznaczyć liczbowe kryteria klasyfikacji dla wypływów utożsamianych z lokalnymi, przejściowymi i głębokimi systemami przepływu. Podział ten pozwoli również typować najlepsze do ujęcia źródła, charakteryzujące się najmniejszą podatnością na zmiany warunków klimatycznych, których konsekwencją są m. in. susze hydrogeologiczne.

Badania zrealizowano w ramach dotacji podmiotowej na utrzymanie potencjału badawczego 0401/1017/2016. Recenzentom dziękuję za szczegółowe, konstruktywne komentarze, które były bardzo pomocne w przygotowaniu ostatecznej wersji artykułu.

LITERATURA

- BARCZYK G. 2008 – Tatrzańskie wywierzyiska. Krasowe systemy wywierzyiskowe Tatr Polskich. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- EUROPEAN DROUGHT OBSERVATORY 2015 – Drought News August 2015. (Based on data until 31 July 2015). <http://edo.jrc.ec.europa.eu>.
- HUMNICKI W. 2007 – Reżim hydrogeologiczny źródeł pienińskich na przykładzie źródła Balarówka w Tylce. [W:] Jokiel P., Moniewski P., Ziolkiewicz M. (red.), Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne, Łódź: 85–97.
- HUMNICKI W. 2012 – Analiza recesji wydatku źródła Pod Wysokim Działem (Pieniński Pas Skałkowy) w świetle obserwacji limnimetrycznych. Biul. Państw. Inst. Geol., 452: 79–86.
- MACIOSZCZYK A. 2006 – Podstawy hydrogeologii stosowanej. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- MAILLET E. (red.) 1905 – Esais d'hydraulique souterraine et fluviale. Herman et Cie, Paris.
- MAŁECKA D. 1997 – Źródła masywu tatrzańskiego. Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys., 2: 9–26.
- MCKEE T.B., DOESKEN N.J., KLEIST J. 1995 – Drought monitoring with multiple time scales. Preprints of 9th Conf. of Applied Climatology, 15–20 January, Dallas, Texas: 233–236.
- MONIEWSKI P. 1997 – Źródła strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej i ich gospodarce wykorzystanie. Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys., 2: 153–167.
- PAZDRO Z., KOZERSKI B. 1990 – Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol.
- SIWEK J., POCIASK-KARTECZKA J. 2017 – Springs in South-Central Poland – changes and threats. Episodes, 40 (1): 38–46.
- STAŠKO S. 2002 – Zawodnienie szczelinowych skał krystalicznych w Sudetach. Biul. Państw. Inst. Geol., 404: 249–262.
- STAŠKO S., TARKA R. 2002 – Zasilanie i drenaż wód podziemnych w obszarach górskich na podstawie badań w Masywie Śnieżnika. Hydrogeologia. Acta Univ. Wratisl., Wyd. UWr., Wrocław.
- TARKA R. 2006 – Hydrogeologiczna charakterystyka utworów kredy w polskiej części Sudetów. Acta Univ. Wratisl., 2884: 177.
- TARKA R., STAŠKO S. 2010 – Wahania zwierciadła wód podziemnych jako odzwierciedlenie ekstremalnych sytuacji pogodowych. [W:] Migoń P. (red.), Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki. Rozpr. Nauk. Inst. Geogr. i Rozw. Reg. UWr., 14: 241–255.