



Reżim wydajności wybranych źródeł Austrii, Czech, Niemiec i Polski

Piotr Moniewski¹



Regime of discharge in the selected springs of Austria, Czech Republic, Germany and Poland. *Prz. Geol.*, 64: 472–480.

A b s t r a c t. The long-term characteristics of the discharge regime in European springs are not well known yet. In presenting the springs, stress should be laid on their discharge variability and seasonality. The paper presents mean monthly discharges in 86 springs from four countries: Austria, the Czech Republic, Germany and Poland, measured over a period of several years. The analyses were based on discharge variability coefficients (V , R , C_V) and Markham's seasonality parameters: seasonality index and time of concentration. The results were interpreted with reference to three basic types of hydrogeological outflows: in karst, fissure and porous springs. The regime of most investigated springs is complex (57% of all springs), and nival supply clearly dominates over precipitation supply (49% vs. 8%). Nival supply dominates also among the springs with simple regimes, as a culmination of the

discharge in 35% of these outflows was observed in the spring months. In the karst spring, characterized by higher seasonal discharge, it occurs on average about three weeks later than in the fissure springs. The seasonality index of the porous outflows is several times lower, and the discharge concentration time occurs at the beginning of May. Seasonal spring discharge was found to be correlated with the spring elevation; the discharge of springs located at higher elevations is characterized by greater seasonal variability and later concentration date.

Keywords: springs, spring discharge, variability, seasonality

Wpływy wód podziemnych na powierzchnię terenu są ważnym ogniwem systemu hydrologicznego. Badania źródeł przyciągają badaczy, którzy reprezentują wiele dyscyplin naukowych, a zainteresowanie to przejawia się m.in. w wykonywaniu analiz ich wydajności. Ilościowy monitoring wpływów wód podziemnych jest od wielu lat prowadzony w krajach środkowej (np. w Niemczech – Einsele, 1972; w Czechach – Křiž, 1973; Doležal & Kvitek, 2004), południowej (np. w Bośni i Chorwacji – Milanović, 2002; Jukić & Denić-Jukić, 2015) oraz wschodniej Europy (np. w Bułgarii – Pulido-Bosch i in., 1995). Pomiarami zajmują się najczęściej wyspecjalizowane służby lub ośrodki naukowe. Także w Polsce wiele źródeł zostało objętych regularnymi obserwacjami (m.in. przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej oraz Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy), a temat zmian ich wydajności podejmowano już wielokrotnie (Kleczkowski, 1971; Pietrygowa, 1976; Jokiel, 1994, 1996; Małecka, 1997; Michalczyk & Turezyński, 1999), także w ostatnich latach (Barczyk, 2008; Szczucińska, 2009; Humnicki, 2012; Michalczyk & Chabudziński, 2013; Banaś, 2014).

Badaniu zmian wydajności sprzyja upowszechnienie automatycznych urządzeń do cyfrowej rejestracji wielu parametrów strumienia wody, które pozwalają na uzyskanie dłuższych serii pomiarowych w coraz liczniejszych obiektach. Daje to możliwość analizowania wpływów różnego typu, często charakteryzujących się odmienną reakcją drenowanego zbiornika wody podziemnej na zasilanie.

CEL PRACY

Mimo znacznego zainteresowania reżimem wydajności źródeł trudno uznać, że został on już dostatecznie poznany. W wielu opracowaniach krenologicznych, szczegól-

nie tych dotyczących składu chemicznego wód źródłanych, nie docenia się lub pomija znaczenie ilości wypływającej wody dla jej właściwości fizykochemicznych czy stężenia badanych jonów. Nieliczne publikacje mają charakter przekrojowy i odnoszą się do skali ponadregionalnej lub dłuższego okresu badań (Kresič & Stefanović, 2009; Chełmicki i in., 2010).

Celem pracy była analiza wieloletniej wydajności możliwie dużej grupy wpływów, które różnią się nie tylko ilością wypływającej wody, ale także jej zmiennością w czasie. Istotnym problemem jest synchroniczność zmian wydajności źródeł – z jednej strony determinuje ją rozkład czasowy opadów i stanu atmosfery, z drugiej – odpowiedź systemu hydrogeologicznego na zasilanie. Powstaje wobec tego pytanie czy dominujące znaczenie mają warunki regionalne – wspólne dla większego obszaru lub pionowej strefy klimatycznej, czy też lokalne – wynikające z miejscowych uwarunkowań hydrogeologicznych. Ogromna różnorodność wpływów jest dowodem na to, że obie grupy czynników mają wpływ na kształtowanie reżimu źródeł, wśród których znalezienie dwóch identycznych wpływów jest niemal niemożliwe.

MATERIAŁY I METODY

W niniejszej pracy przeanalizowano zmiany średnich miesięcznych wydajności 86 wpływów: 33 źródeł z obszaru Polski, 33 z Austrii, 12 z Czech i 8 z terenu Niemiec. Do analizy wybrano obiekty, dla których w latach 2003–2011 opublikowano ciągłe serie pomiarów wydajności. Dane wyjściowe wymagały ujednoczenia – dla 43 źródeł: polskich (średnie arytmetyczne) i czeskich (mediany) pozyskano je bezpośrednio z roczników hydrologicznych (Rocz-

¹ Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; moniek@geo.uni.lodz.pl.

nik Hydrogeologiczny, 2003–2011; Hydrologická Ročenka, 2004–2011). Dla pozostałych dwóch nizinnych wypływów środkowej Polski (dane archiwum Katedry Hydrologii i Gospodarki Wodnej Uniwersytetu Łódzkiego) średnie miesięczne wydajności obliczono na podstawie pomiarów dwutygodniowych. Podobnie w przypadku źródeł Austrii – średnie miesięczne uzyskano na podstawie danych dobowych (<http://ehyd.gv.at/>), a także Niemiec – codzienne lub tygodniowe (<http://www.gkd.bayern.de/grundwasser>). Wydajności ekstremalne 86% wypływów przyjęto na podstawie danych z pomiaru, pozostałych zaś jako skrajne wartości miesięczne.

Źródła analizowanego obszaru należą do zlewni trzech mórz: Północnego, Czarnego i Bałtyckiego. Reprezentują one różne jednostki morfologiczne, które powstały w orogenezie waryscyjskiej (Masyw Czeski, Sudety), alpejskiej (Alpy Wschodnie, Karpaty Zachodnie), czy położone w zasięgu zlodowaceń bałtyckich (Niż Polski). Ich zlewnie cechuje duże zróżnicowanie litologiczne, począwszy od zmetamorfizowanych paleozoicznych skał magmowych i osadowych, poprzez mezozoiczne skały węglanowe i niewęglanowe do paleogeńskich utworów fliszowych i plejstocenijskich osadów polodowcowych. Jeśli dodać do tego typy wypływów i ich cechy hydrogeologiczne, to przebieg odpływu, nawet w obrębie tej samej jednostki hydrogeologicznej, będzie inny w każdym ze źródeł. Wśród nich znajdują się wypływy descensyjne, rzadziej ascensyjne, a lewarowy typ źródła reprezentuje Teufelskirche w Alpach Górnoaustriackich (tab. 1, nr 20). Niezależnie od formy wypływu, zmiany wydajności są istotnym wskaźnikiem transformacji opadu w odpływ podziemny przez środowisko skalne. Wielkość i stabilność wydatku mają także wymiar użytkarny, decydując o bezawaryjnym zaopatrzeniu źródeł ujętych, do których należą: Waldbachursprung I (nr 7), Auebachquelle (nr 77), Stubbachquelle (nr 4), Wasseralmquelle (nr 9) oraz Schwarzbodenquelle (nr 1). Natomiast w przypadku źródeł nieużytkowanych wydajność jest gwarantem stabilizacji odpływu, zwłaszcza w okresie występowania niżówek.

Zmienność wydajności źródeł przeanalizowano na podstawie trzech współczynników: V – współczynnika zmienności Meinzera, R – współczynnika zmienności Mailleto'a oraz klasycznego współczynnika zmienności C_V (Křiž, 1973; Kresič & Stefanović, 2009). W przypadku wypływów, dla których są publikowane wartości dobowe wydajności,

obliczono również tempo recesji wydatku, stosując współczynnik wysychania α Mailleto'a. Natomiast do analizy sezonowości wydajności źródeł użyto metody wektorów (Markham, 1970). Jej adaptacja do danych miesięcznych (Moniewski, 2014) pozwoliła obliczyć indeks sezonowości (IS) i porę koncentracji wydajności (PK). Pierwsza z tych miar może przyjmować wartości w zakresie 0–100%. Jeśli odpływ jest rozłożony równomiernie w ciągu roku (lub gdy jest skupiony w dwóch przeciwstawnych porach (miesiącach) roku, np. w maju i grudniu, to indeks sezonowości przyjmuje wartości najniższe. Natomiast wysoki indeks sezonowości wskazuje na wydajność wyraźnie skoncentrowaną w pewnym miesiącu, określoną przez porę koncentracji.

Ponieważ to charakter wodonośca w największym stopniu determinuje tempo krążenia wody, wypływy zaklasyfikowano do jednego z trzech podstawowych typów hydrogeologicznych: krasowego, szczelinowego lub porowego (Pfleiderer i in., 2006; Christe, 2013). W ogólnej liczbie źródeł, 28 zidentyfikowano jako krasowe (wapienie, dolomity), 45 – szczelinowe (piaskowce, margle, łupki, skały krystaliczne, wulkaniczne, metamorficzne), a 13 – to porowe (żwir, piaski, zwietrzelina – zaliczono tu także dwa źródła rumoszowe). Wskaźniki sezonowości wydajności odniesiono również do innych cech, takich jak ilość wypływającej wody czy rzędna wypływu.

WYNIKI BADAŃ

Średnia wieloletnia wydajność analizowanych wypływów (Q_r) była zróżnicowana i wynosiła od 3020 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Waldbachursprung I, nr 7) do poniżej 0,1 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (5 wypływów karpaccich; tab. 1 – nr 38, 45, 56, 64 i 69). W II klasie wydajności wg O. Meinzera (w jednostkach metrycznych; Kresič, 2007) znalazły się 3 źródła, w III – 16, w IV – 20, w V – 19, w VI – 23, w VII – 5. Maksymalne wydajności największych wypływów przekroczyły 10 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Piessling Ursprung, nr 13 – 33,3 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; Gollinger Wasserfall, nr 17 – 31,4 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$; Waldbachursprung, nr 7 – 17,4 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Z kolei minimalne wyniosły odpowiednio: od 277,4 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ do zaledwie 10,5 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Najbardziej wydajne były źródła krasowe, średnia wydajność najmniejszego z nich (Staffelstein, nr 27) przekroczyła 3 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a przeciętna wyniosła ponad 200 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (tab. 2). Średnią wydajność wyższą niż 100 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ zanotowano w

Tab. 1. Charakterystyki wydajności badanych źródeł w latach 2003–2011
Table 1. Spring discharge characteristics in the years 2003–2011

Lp.	Nazwa źródła (kraj) <i>Spring name (country)</i>	Lokalizacja <i>Location</i>	Stratygrafia (litologia) <i>Stratigraphy (Lithology)</i>	Wysokość <i>Elevation</i> [m n.p.m. / m a.s.l.]	Typ <i>Type</i>	Q_r [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]	C_V [%]	R	V [%]	IS [%]	PK [dzień / day]
1	Schwarzbodenquelle (A)	A. Gailtalskie	T ₂ (do)	1200	K	24,6	29,1	3,5	148	8,7	28.IV
2	Schwarzlackenquelle (A)	Karwendel	T ₂ (w)	1195	K	207	60,6	36,5	384	34,5	24.V
3	Goldbachquelle (A)	A. Algawskie	K (w)	997	K	56,9	6,6	3,4	196	2,6	23.V
4	Stubbachquelle (A)	Karwendel	T ₂ (w)	980	K	80,3	26,5	3,1	112	14,2	4.V
5	Schreiende Brunnen (A)	A. Kitzbühelskie	T ₂ (w+do)	970	K	73,4	61,2	12,1	347,4	31,2	27.VI
6	Sagtümpel (A)	Totes Gebirge	T ₂ (w)	970	K	298	82,9	782	1179	35,0	15.V
7	Waldbachursprung I (A)	A. Salzburskie	T ₂ (do)	874	K	3020	99,6	1657	576	60,2	10.VII
8	Rosslöschquelle (A)	Prolesalpe	T ₂ (w)	820	K	371	51,3	11,1	278	21,8	20.V

Tab. 1. Charakterystyki wydajności badanych źródeł w latach 2003–2011 (cd.)

Table 1. Spring discharge characteristics in the years 2003–2011 (cont.)

Lp.	Nazwa źródła (kraj) Spring name (country)	Lokalizacja Location	Stratygrafia (litologia) Stratigraphy (Lithology)	Wysokość Elevation [m n.p.m. / m a.s.l.]	Typ Type	Q_s [dm ³ ·s ⁻¹]	C_v [%]	R	V [%]	IS [%]	PK [dzień / day]
9	Wasseralmquelle (A)	Mürzsteger A.	T ₂ (w)	802	K	237	54,5	15,0	474	24,7	26.V
10	Schwabeltalquelle (A)	Hochschwab	T ₂ (do)	800	K	99,9	62,0	36,2	740	23,8	25.V
11	Siebenquellen I (A)	Mürzsteger A.	T ₂ (w)	797	K	367	75,6	65,0	761	31,8	21.V
12	Odensee/ Kaltwassertrichter (A)	Dachstein	T ₂ (w)	770	K	30,4	23,3	4,6	214	10,9	13.VI
13	Piessling Ursprung (A)	Totes Gebirge	T ₂ (w+do)	753	K	2287	88,8	120,2	1446	42,2	17.VI
14	Brunnaderquelle (A)	A. Fischbachskie	T ₂ (w)	745	K	48,1	18,0	2,9	109	4,2	20.IV
15	Dachserfall (A)	A. Salzburskie	T ₂ (do)	672	K	927	70,4	32,7	674	36,5	21.VI
16	Moosbrunnquelle (A)	A. Gailtalskie	T ₂ (do)	641	K	201	20,2	5,8	276	6,5	19.IV
17	Gollinger Wasserfall (A)	A. Berchtesgadeńskie	T ₂ (do)	620	K	1235	85,6	708	2543	48,8	3.VII
18	Rettenbachquelle (A)	A. Górnoustriackie	T ₂ (w+do)	613	K	987	79,9	23491	1904	33,8	18.V
19	Wassermannsloch (A)	Hochschwab	T ₂ (do)	585	K	464	97,3	67,4	1286	36,9	20.V
20	Teufelskirche I (A)	A. Górnoustriackie	T ₂ (w)	541	K	986	89,2	945,3	2491	34,4	26.V
21	Brunnental (A)	A. Górnoustriackie	T ₂ (w)	538	K	355	68,9	–	805	25,5	14.V
22	Blaue Quelle (A)	Chiemgauer A.	T ₂ (w)	471	K	750	17,3	3,4	148	7,6	17.VI
23	Dorfquelle Adlholz (D)	Górny Palatynat	J ₃ (w)	470	K	4,52	41,1	9,7	193	18,8	1.IV
24	Strailach Quellen (D)	A. Berchtesgadeńskie	T ₂ (do)	450	K	21,3	34,7	7,9	175	14,9	27.IV
25	Hammerbachquelle (A)	Grazer Bergland	C ₂ (w)	410	K	178	29,4	22,5	597	10,7	25.IV
26	Ellernbachquelle Rossdach (D)	Frankonia	J (J)	400	K	55,4	48,0	24,9	626	17,3	11.V
27	Staffelstein (D)	Frankonia	J (w)	365	K	3,17	63,7	16,2	211	37,9	4.IV
28	Weissbrunnen (D)	Frankonia	T ₂ (w+do)	340	K	7,01	42,0	185	708	8,3	7.III
29	Schönebenquelle (A)	Seckauer Tauern	C (g)	1720	S	28,4	93,4	–	1046	46,9	10.VII
30	Reihbachquelle (A)	Koralpe	C {g}	1360	S	19,0	20,9	2,5	105	10,1	30.IV
31	Novy Svet (CZ)	Szumawa	C ₂ (g+ł)	1020	S	0,834 ^a	135	214	1277	29,1	9.VI
32	Zakopane-Capki (PL)	Tatry	Pg _{E+O1} (w)	908	S	20,9	113	–	1946	41,0	10.V
33	Zlate Hory (CZ)	Jesioniki	C (g)	770	S	4,04 ^a	37,4	5,4	206	15,3	30.V
34	Karpacz (PL)	Karkonosze	C ₂ {g}	712	S	0,274	497	–	5963	38,6	29.IV
35	Wetlina (PL)	Bieszczady	Pg _{O1} (pc+ł)	694	S	0,252	54,2	17,9	469	18,9	24.IV
36	Falsztyn (PL)	Pieniny Spiskie	J ₂ +K ₁ (w)	648	S	1,11	58,8	31,8	305	23,0	18.V
37	Hamry n. Szavou (CZ)	G. Zdziarskie	C ₂ {g}+(g)	635	S	0,560 ^a	65,0	15,7	341	34,8	15.IV
38	Jaworki-Biała Woda (PL)	Małe Pieniny	J ₂ (w)	630	S	0,067	75,9	–	509	26,9	9.VI
39	Kowalowa (PL)	G. Wałbrzyskie	P ₁₊₂ (tt+tf)	626	S	4,65	99,4	391	1929	33,7	12.IV
40	Bila (CZ)	B.Śl.-M.	Pg _{O1} (pc+ł)	625	S	0,199 ^a	50,9	8,1	321	18,7	6.V
41	Mrakotin (CZ)	Wyż. Jaworzyczna	C ₂ (g)	574	S	0,599 ^a	38,3	6,9	197	21,8	4.V
42	Dwerniczek (PL)	Bieszczady	Pg _{O1} (pc)	565	S	0,448	127	204	2268	23,6	15.V
43	Dobromyśl (PL)	G. Stołowe	K ₂ (pc)	553	S	1,13	73,8	138	483	27,7	12.V
44	Kowary-Wojków (PL)	R. Janowickie	C ₂ {g}	542	S	0,365	80,6	27,7	731	24,4	24.IV
45	Ponikiew (PL)	B. Mały	K ₂ (pc+zc+ł)	539	S	0,095	81,3	–	1058	24,9	12.V
46	Zawadka-Rojówka (PL)	B. Wyspowy	Pg _E (ł+pc)	530	S	0,450	64,8	74,0	487	24,1	6.V
47	Różanka (PL)	G. Bystrzyckie	PR (ł)	522	S	0,246	32,7	9,1	265	18,1	30.IV
48	Młoty (PL)	G. Bystrzyckie	K ₂ (me)	521	S	1,51	35,1	5,0	172	13,9	25.IV
49	Radoszyce (PL)	Bieszczady	Pg _{O1} (pc+ł)	515	S	0,675	57,8	127	373	18,3	22.IV
50	Vožnice (CZ)	Grzbiet Brdy	C (ł+zc)	512	S	0,753 ^a	14,6	1,8	61,1	5,3	22.IV
51	Ustroń-Dobka (PL)	B. Śląski	K ₂ (pc+ł)	500	S	0,558	90,0	200	1784	24,7	23.IV
52	Novy Malin (CZ)	Jesioniki	C ₁ (ł)	498	S	0,358 ^a	75,7	–	548	21,7	18.IV
53	Kamesznica (PL)	B. Śląski	Pg _{O1} (pc+ł)	497	S	1,46	80,9	500	685	28,2	14.IV

Tab. 1. Charakterystyki wydajności badanych źródeł w latach 2003–2011 (cd.)
Table 1. Spring discharge characteristics in the years 2003–2011 (cont.)

Lp.	Nazwa źródła (kraj) Spring name (country)	Lokalizacja Location	Stratygrafia (litologia) Stratigraphy (Lithology)	Wysokość Elevation [m n.p.m. / m a.s.l.]	Typ Type	Q_r [dm ³ ·s ⁻¹]	C_v [%]	R	V [%]	IS [%]	PK [dzień / day]
54	Heřmaničky (CZ)	Wyż. Włazimska	C ₂ {g}	496	S	0,675 ^a	50,0	9,4	287	18,5	5.IV
55	Wierchomla (PL)	B. Sądecki	Pg _E (ł+pc)	495	S	0,892	41,5	9,8	453	10,5	15.V
56	Rytro-Roztoka (PL)	B. Sądecki	Pg _{E+OI} (pc+ł)	480	S	0,058	79,6	–	1029	28,7	6.VI
57	Szczytna Śląska (PL)	G. Bystrzyckie	K ₂ (me)	478	S	10,8	16,1	1,9	70,8	4,7	17.IV
58	Czerniawa (PL)	G. Izerskie	PR (ł)	453	S	3,02	99,7	–	1059	37,1	27.V
59	Młynne (PL)	B. Wyspowy	Pg _E (pc)	425	S	0,346	87,7	100	1429	29,0	16.V
60	Bezmiechowa Góra (PL)	G.S.-T.	Pg _{OI} (ł+me)	395	S	0,857	30,3	11,9	166	11,9	7.IV
61	Hronov (CZ)	G. Stołowe	K ₂ (pc)	390	S	5,32 ^a	10,3	1,5	40,2	6,1	17.IV
62	Czernichów (PL)	B. Mały	K ₂ (pc)	370	S	0,210	98,6	105	494	31,8	17.IV
63	Alexanderquellen (D)	Frankonia	T (pc)	352	S	3,87	5,5	1,5	39,8	1,2	11.IV
64	Kąty (PL)	B. Niski	Pg _{OI} (pc+ł)	350	S	0,081	25,4	5,0	148	8,6	9.V
65	Sanok-Olchowce (PL)	G.S.-T.	Pg _{OI} (ł+pc)	340	S	0,231	29,5	4,3	186	5,4	5.V
66	Salzloch (D)	Grabfeld	T ₃ (ł+pc)	327	S	2,05	17,9	2,3	90,5	5,5	24.IV
67	Stróža (PL)	B. Makowski	Pg _{E+OI} (pc+ł)	320	S	0,138	61,3	23,7	493	11,9	25.IV
68	Babica (PL)	P. Wielickie	K (pc+ł)	289	S	0,297	32,7	5,6	266	12,6	23.IV
69	Jodłówka Tuchowska (PL)	P. Ciężkowickie	Pg _{Pc+E} (pc)	280	S	0,065	77,8	33,0	489	31,3	26.IV
70	Dolanky (CZ)	Czeski Raj	K ₂ (pc+zc)	275	S	8,01 ^a	51,3	7,8	243	26,7	3.III
71	Ostromeř (CZ)	Wyż. Jiczyńska	K ₂ (pc+zc)	275	S	1,76 ^a	35,7	4,4	224	14,8	21.III
72	Hohenmühle (D)	Frankonia	T (pc)	248	S	6,12	102	19,5	775	20,5	22.IV
73	Střizovice (CZ)	Płyta Izerska	K ₂ (pc+zc)	210	S	5,73 ^a	62,6	8,6	347	17,0	28.III
74	Gossenbachquelle (A)	Wysokie Taury	C (g)	2005	P	17,1	136	–	1275	68,5	1.VII
75	Ochsenbrunnquelle (A)	A. Ötztalskie	C (g)	1407	P	87,4	42,1	7,3	219	26,0	18.VII
76	Lacknerbrunnquelle (A)	A. Zillertalskie	C (g)	1120	P	90,3	13,3	2,3	94,4	7,0	4.VI
77	Auebachquelle (A)	Kaisergebirge	T ₂ (w+do)	991	P	35,4	72,1	45,5	1030	29,4	3.V
78	Katzensteigquelle (A)	Karwendel	T ₂ (w)	870	P	134	28,0	3,8	134	17,5	17.III
79	Brunnauquelle (A)	A. Stubai	C (g)	718	P	52,8	33,1	3,7	140	20,7	20.III
80	Dębno (PL)	K.O.-N.	Q (ż+p)	531	P	9,00	90,2	43,7	1369	20,9	5.VI
81	Florianer Brunnbach (A)	Innviertel	Q (p+ż)	405	P	893	18,5	5,6	264	7,9	16.V
82	Czerńczyce (PL)	Prz. Sudeckie	Q (p+ż)	272	P	0,496	3,5	1,2	16,1	1,2	20.III
83	Rudziczka (PL)	Prz. Sudeckie	Q (p+ż)	258	P	1,65	17,2	1,8	60,6	2,4	29.III
84	Fischa-Dagnitz Quelle (A)	Wzg. Hainburskie	Q (ż+p)	230	P	419	19,0	2,8	122	6,1	7.VI
85	Rosanów (PL)	W. Łódzkie	Q (p+ż)	150	P	45,0	8,8	2,6	79,9	4,8	29.III
86	Ciosny (PL)	W. Łódzkie	Q (p+ż)	145	P	22,0	11,5	2,9	109	5,6	27.IV

Skróty: A – Alpy, B – Beskidy, G – Góry, P – Pogórze, Prz. – Przedgórze, W – Wzniesienia, Wyż. – Wyżyna, Wzg. – Wzgórze, B.Śl.-M. – Beskid Śląsko-Morawski, R – Rudawy, K.O.-N. – Kotlina Orawsko-Nowotarska, G.S.-T. – Góry Sanocko-Turczańskie

Oznaczenia stratygraficzne: Q – czwartorzęd, Pg – paleogen, Ol – oligocen, E – eocen, Pc – paleocen, K – kreda, K₂ – kreda górna, K₁ – kreda dolna, J – jura, J₃ – jura górna, J₂ – jura środkowa, T – trias, T₃ – trias górny, T₂ – trias środkowy, C – karbon, C₂ – karbon górny, C₁ – karbon dolny, P₂ – perm środkowy, P₁ – perm dolny, PR – proterozoik

Oznaczenia litologiczne: ż – żwir, zc – zlepiące, p – piaski, pc – piaskowce, ł – łupki, w – wapień, me – margle, do – dolomity, tt – tufity, tf – tufy, {g} – granity, (g) – gnejsy

[–] wpływ okresowy; typ źródła: K – krasowe, S – szczelinowe, P – porowe; Q_r – średnia roczna wydajność (obliczana na podstawie średnich^a – median wartości miesięcznych), C_v – współczynnik zmienności, R – współczynnik zmienności Mailliet'a, V – współczynnik zmienności Meinzera, IS – indeks sezonowości Markhama, PK – pora koncentracji.

Abbreviations: A – The Alps, B – The Beskid Mountains, G – Mountains, P – Foothills, Prz. – Foreland; W – Hills, Wyż. – Upland, Wzg. – Hills, B.Śl.-M. – Beskid Śląsko-Morawski, R – Rudawy, K.O.-N. – Orawsko-Nowotarska Basin, G.S.-T. – Sanocko-Turczańskie Mountains

Stratigraphic symbols: Q – Quaternary, Pg – Paleogene, Ol – Oligocene, E – Eocene, Pc – Paleocene, K – Cretaceous, K₂ – Upper Cretaceous, K₁ – Lower Cretaceous, J – Jurassic, J₃ – Upper Jurassic, J₂ – Middle Jurassic, T – Triassic, T₃ – Upper Triassic, T₂ – Middle Triassic, C – Carboniferous, C₂ – Upper Carboniferous, C₁ – Lower Carboniferous, P₂ – Middle Permian, P₁ – Lower Permian, PR – Proterozoic.

Lithologic symbols: ż – gravels, zc – conglomerates, p – sands, pc – sandstones, ł – łupki, w – wapień, me – marls, do – dolomites, tt – tuffites; tf – tuffs, {g} – granites, (g) – gneisses

[–] periodic spring; spring type: K – karst, S – fissure, P – porous; Q_r – annual mean discharge (based on mean^a – median monthly values), C_v – variability index, R – Mailliet variability index, V – Meinzer variability index, IS – Markham seasonality index, PK – date of concentration

Tab. 2. Charakterystyki przeciętnych miesięcznych wydajności źródeł w latach 2003–2011**Table 2.** The characteristics of mean monthly spring discharge in the years 2003–2011

Typ Type	Liczba Number	Q_m	Q_{max}	Q_{min}	C_{v_m}	$C_{v_{max}}$	$C_{v_{min}}$	R_m	R_{max}	R_{min}	V_m	V_{max}	V_{min}
Krasowe Karst	28	204,2	3019,5	3,17	57,6	99,6	6,6	22,5	23491,0	2,9	525,0	2543,4	109,1
Szczelinowe Fissure	45	0,7	28,4	0,06	61,3	496,9	5,5	9,8	500,0	1,5	453,1	5963,1	39,8
Porowe Porous	13	45,0	892,5	0,50	19,0	135,9	3,5	3,3	46,0	1,2	134,3	1369,2	16,1

Wydajność źródła [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]: Q_m – mediana, Q_{max} – maksimum, Q_{min} – minimum; współczynnik zmienności [%] ($C_v = SD/Q_m \cdot 100\%$; SD – odchylenie standardowe): C_{v_m} – mediana, $C_{v_{max}}$ – maksimum, $C_{v_{min}}$ – minimum; współczynnik zmienności Maillleta'a ($R = Q_{max}/Q_{min}$): R_m – mediana, R_{max} – maksimum, R_{min} – minimum; współczynnik zmienności Meinzera ($V = (Q_{max} - Q_{min}/Q_m) \cdot 100\%$): V_m – mediana, V_{max} – maksimum, V_{min} – minimum.

Spring discharge [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$]: Q_m – median, Q_{max} – maximum, Q_{min} – minimum; variability index [%] ($C_v = SD/Q_m \cdot 100\%$; SD – standard deviation): C_{v_m} – median, $C_{v_{max}}$ – maximum, $C_{v_{min}}$ – minimum; Maillete variability index ($R = Q_{max}/Q_{min}$): R_m – median, R_{max} – maximum, R_{min} – minimum; Meinzer variability index ($V = (Q_{max} - Q_{min}/Q_m) \cdot 100\%$): V_m – median, V_{max} – maximum, V_{min} – minimum.

59% wypływów. Z kolei przeciętna wydajność źródeł porowych była kilkakrotnie mniejsza niż krasowych i wyniosła $45,0 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Najbardziej wydajnym wypływem porowym okazało się źródło Florianer Brunnbach (nr 81) – średnio $892,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Najmniej wydajne były natomiast źródła szczelinowe – ich przeciętna wydajność wyniosła zaledwie $0,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, a tylko 4 z nich (9%) miało wydajność wyższą niż $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. W grupie źródeł szczelinowych największą przeciętną wydajność zanotowano w źródle Schönebenquelle (nr 29, $Q_r = 28,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Największa nieregularność wydatku cechuje źródła krasowe i szczelinowe, w których przeciętny współczynnik zmienności C_v wynosi ok. 60%. Wśród 10 źródeł okresowych, aż 8 to wypływy szczelinowe. W grupie źródeł krasowych, z tylko jednym wypływem okresowym (Brunnental, nr 21), współczynnik zmienności wydajności zmienia się w szerokich granicach – od 6,6 do 99,6%. Natomiast wszystkie źródła porowe były wypływami stałymi, a przeciętny współczynnik zmienności ich wydatku jest równy 26%. Wśród nich znalazło się także zasilane z czwartorzędowych piasków i żwirów Przedgórze Sudeckiego, a przez to najbardziej regularne, źródło w Czerńcycach (nr 82), dla którego współczynnik zmienności wydajności wynosi zaledwie 3,5%.

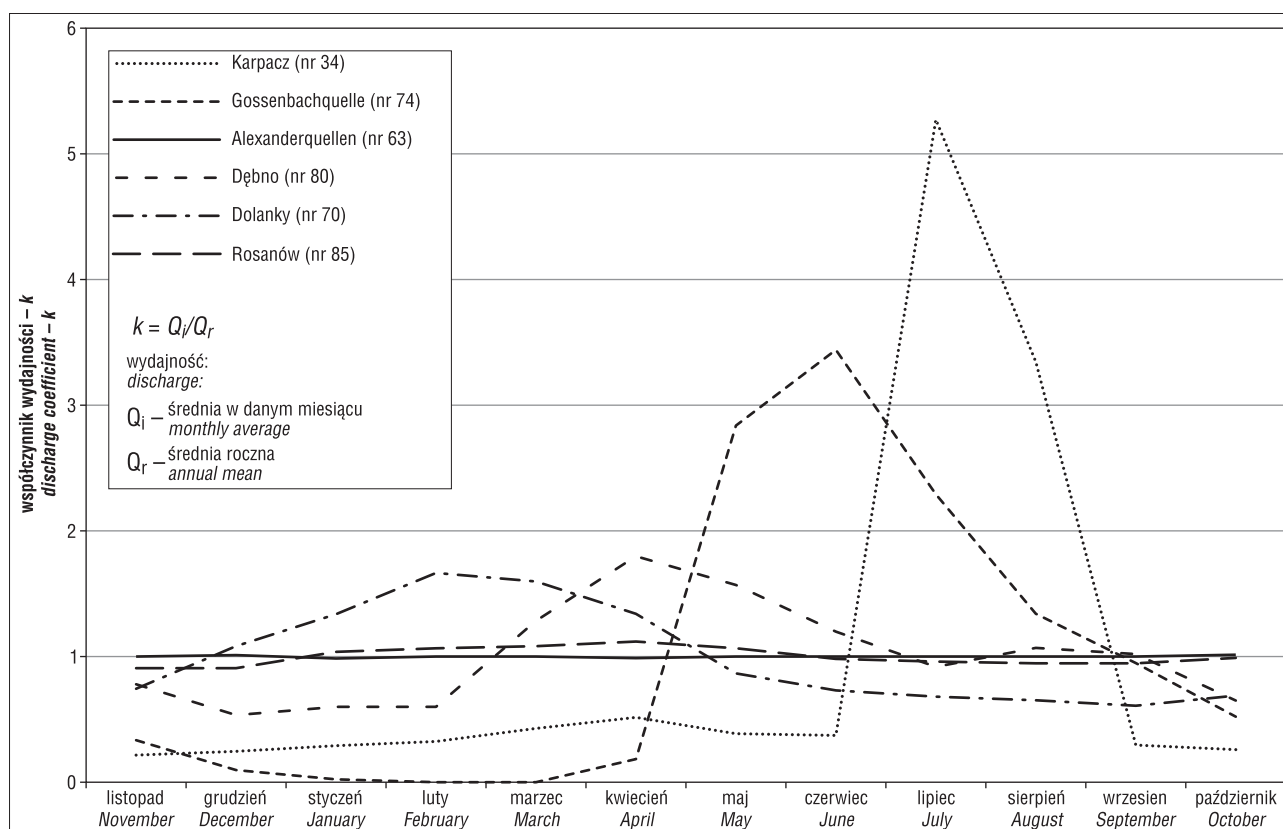
Najbardziej zmienną wydajność ma niewielkie okresowe źródło szczelinowe w Karpaczu (nr 34) – $C_v = 497\%$ (ryc. 1). Nie oznacza to jednak, że duże źródła charakteryzują się większą regularnością wydatku. Współczynnik nieregularności wydajności Waldbachursprung I (nr 7) osiąga blisko 100%. Jednak związek pomiędzy nieregularnością wydatku źródeł a jego wielkością nie jest na ogół istotny statystycznie. Słabą zależność (współczynnik korelacji liniowej Pearsona $r = 0,4$) można obserwować jedynie w grupie wypływów o wydajności ponad $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Wskazuje ona, że duża zmienność ($C_v = 80\text{--}100\%$) wydajności największych źródeł tylko po części wynika z jej wielkości, a zależy przede wszystkim od dynamiki przepływu wody w dużych zbiornikach wód podziemnych, w tym także w systemach krasowych, które są podatne na dużą nieregularność opadów. Warto zaznaczyć, że również zmienność wydajności mniejszych wypływów jest znaczna – średni C_v dla źródeł o wydajności $< 1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ wynosi 77%. W tym przypadku o zmienności wypływu decydują niewielkie rozmiary drenowanego zbiornika, który nie zapewnia dostatecznej ilości wody podczas dłuższych okresów bezopadowych. Największą regularność odnotowano w grupie 20 źródeł zaliczanych

do IV klasy wydajności wg Meinzera ($C_v = 43,5\%$). Jednak tylko wydajność dwóch z nich, klasyfikowanych na podstawie pozostałych wskaźników jako wypływy mało zmienne, odznacza się współczynnikiem zmienności $C_v < 10\%$.

Każdy z typów hydrogeologicznych źródeł charakteryzuje się także inną wieloletnią zmiennością wydajności. Spośród wypływów stałych najbardziej niejednolite pod tym względem są źródła krasowe, dla których przeciętny współczynnik R Maillleta'a wynosi 22,5, a współczynnik Meinzera V aż 525,0%. Wyjątkowo zmiennym okazało się Rettenbachquelle (nr 18) – współczynnik R wyniósł aż 23 491. Niemniej jednak nawet w środowisku krasowym zdarzają się wypływy o niewielkiej nieregularności wydatku. Przykładem są mało zmienne wypływy: Brunnaderquelle (nr 14, $R = 2,86$), czy Stubbachquelle (nr 4, $R = 3,11$). Współczynniki zmienności ich wydajności kształtują się na podobnym poziomie jak wydajności porowego źródła Katzensteigquellen (nr 78), dla którego współczynnik zmienności Maillleta'a w latach 2003–2011 wyniósł 3,8 – niemal identycznie jak w analizowanym przez Maira (2005) okresie 1993–2004 ($R = 3,7$). Amplituda zmienności jest więc tylko pośrednio związana z typem hydrogeologicznym wypływu, ponieważ zależy przede wszystkim od zasobności drenowanego zbiornika wód podziemnych. Przykład dużych źródeł krasowych Bułgarii wskazuje, że współczynnik Maillleta'a może zawierać się w szerokich granicach: od 8 do 180 (Pulido-Bosch i in., 1995).

W całej analizowanej grupie wypływów bardzo zmiennych jest 29 ($R > 50$, w tym 10 okresowo zanikających), zmiennych – 19 ($R = 10 \div 50$), mało zmiennych – 32 ($R = 2 \div 10$), a stałych zaledwie 6 ($R = 1 \div 2$). Źródłami bardzo zmiennymi i zmiennymi są niemal wyłącznie źródła szczelinowe (47% ich liczby) oraz krasowe (także 47%). Wśród źródeł porowych wypływów stałych i mało zmiennych jest aż 91%. Najbardziej regularnym źródłem okazało się niewielkie źródło Czerńczyce (nr 82), dla którego $R = 1,2$.

Natomiast pod względem współczynnika zmienności Meinzera (V), najbardziej nieregularne okazało się ponownie źródło w Karpaczu ($V = 5963\%$ – nr 34). Zaledwie jeden wypływ (Czerńczyce, nr 82) można zaliczyć do stałych ($V = 16,1\%$) a 9 do zmiennych ($25\% < V < 100\%$): 4 porowe i 5 szczelinowych. Pozostałe (niemal 90% ogólnej liczby wypływów) to źródła bardzo zmienne. Zróżnicowane jest także tempo recesji wydajności źródeł. Średnie współczynniki wysychania źródeł α zawierają się pomiędzy $3,6 \cdot 10^{-2}$ a $7,6 \cdot 10^{-4} \text{ d}^{-1}$. Najszybciej sczerpaniu ulega rumo-



Ryc. 1. Zróżnicowanie przebiegu miesięcznego współczynnika wydajności (k) wybranych źródeł
 Fig. 1. Differences of the monthly annual course of the discharge coefficient (k) for the selected springs

szowy zbiornik zasilający okresowe źródło Gossenbachquelle (nr 74), położone w Wysokich Taurach – najwyższej spośród wszystkich analizowanych wypływów (2005 m n.p.m.). Ma ono przy tym wybitnie niwalne zasilanie, ponieważ nigdy nie funkcjonuje w lutym i w marcu (ryc. 1), a okresy bezodpływowe mogą trwać od grudnia do kwietnia. W czerwcu 2004 r. jego maksymalna wydajność osiągnęła $218 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Najwolniej proces wysychania zachodzi we wspomnianym źródle w Czerńcicach (nr 82). Warto przy tym zauważyć, że współczynniki recesji α źródeł porowych, do których ono należy, są przeciętnie ponad dwukrotnie niższe niż wypływów krasowych. Istotna zależność pomiędzy Q_r i α ($r = 0,59$), stwierdzona w tej ostatniej grupie, wskazuje, że duże źródła krasowe cechuje wolniejsze tempo recesji wydatku. Współczynniki recesji ich wydajności ($\alpha = 2,5 \cdot 10^{-2} \div 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ d}^{-1}$) są zbliżone do analogicznych miar szczelinowo-krasowych źródeł Pienin ($\alpha = 4,3 \cdot 10^{-1} \div 4,6 \cdot 10^{-3} \text{ d}^{-1}$; Humnicki, 2012) i wywierzyisk tatrzańskich ($\alpha = 2,2 \cdot 10^{-2} \div 1,8 \cdot 10^{-2} \text{ d}^{-1}$; Barczyk, 2008).

Zmiany wydajności źródła w ciągu roku są uzależnione od sezonowego rozkładu zasilania drenowanego zbiornika wód podziemnych. Typowe reżimy źródeł alpejskich to: glacialny, glacialno-śnieżny i śnieżno-deszczowy (Christe, 2013). W wyższych partiach Alp dominują reżimy proste: glacialny i śnieżny, w niższych zaś na obrzeżach i w kierunku wschodnim przeważają reżimy złożone: śnieżno-deszczowy oraz deszczowo-śnieżny (Bard i in., 2011). Podobnym reżimem charakteryzują się tatrzańskie wywierzyiska, które osiągają minimalną wydajność w okresie zimowym i jej kulminację w maju, czerwcu lub nawet w lipcu (Barczyk, 2008). Roztopowo-opadowy charakter zasilania zbiorników wód podziemnych mają także źródła Pie-

nin (Humnicki, 2012), Karpat i Sudetów, przy czym niżej położone wypływy cechuje minimum wydajności przypadające na jesień (Jokiel, 1996), a na obszarze Wyżyn i Nizy Polskiego – nawet na miesiące letnie (Chełmicki i in., 2010).

W omawianej grupie źródeł najwyższą średnią miesięczną ich wydajność w latach 2003–2011 obserwowano przeważnie w kwietniu (24 wypływy), maju (18) i marcu (16), najniższą zaś najczęściej w lutym (21), grudniu (18) i listopadzie (16). Średnich miesięcznych maksimum wydajności ani razu nie odnotowano w październiku, a minimum nie obserwowano nigdy w czerwcu ani w lipcu. Reżim większości analizowanych źródeł jest złożony (56,9% ogólnej liczby), przy czym zasilanie roztopowe (48,8%) wyraźnie dominuje nad opadowym (8,1%).

Wśród źródeł o reżimie prostym także przeważa zasilanie niwalne, bowiem wydajność 34,9% wypływów tego typu osiąga kulminację w miesiącach wiosennych. Maksyma odpływu 8,1% źródeł przypadają na miesiące letnie, jednak znajdują się wśród nich i takie, których kulminacja wydajności jest wynikiem roztopów. Bywa ona przesunięta w stosunku do zasilania nawet o kilka miesięcy, więc wypływów zasilanych roztopowo może być więcej. W Wasseralmquelle (nr 9) obserwowano dwudzielny charakter odpływu – woda z topniejącego śniegu dociera „szybkimi kanałami”, natomiast odpływ bazowy stanowi woda przemieszczająca się systemem szczelinowo-porowym (Rank i in., 2006).

Według Birka i Wagnera (2011) duża powódź w sierpniu 2005 r. zmieniła warunki krążenia wody w krasowych systemach hydrogeologicznych, powodując dużo szybszą recesję wydajności. Jednak wydaje się, że zjawisko to pozostało bez wpływu na średnie miesięczne wydajności

źródeł alpejskich. Ich sumaryczny odpływ był wówczas zaledwie o 4% większy od średniej wieloletniej dla tego miesiąca. Tylko jedno źródło osiągnęło najwyższą średnią miesięczną wydajność w sierpniu (Hammerbachquelle, nr 25), a dwa we wrześniu 2005 r. (Brunnaderquelle, nr 79 i Katzensteigquelle, nr 78). Za to w znacznej części źródeł karpaccich odnotowano największą średnią wydajność w maju (7 wypływów) lub czerwcu 2010 r. (3) podczas dużej powodzi w dorzeczu Wisły. Do drugiej z tych grup należy zaliczyć także dwa źródła sudeckie: Zlate Hory (nr 33) i Kowary (nr 44).

Najbardziej „obfitym” w wodę miesiącem okazał się maj 2009 r., gdy łączna średnia miesięczna wydajność wszystkich analizowanych źródeł wyniosła $44,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Najbardziej suchy był grudzień 2011 r. – sumaryczna średnia miesięczna wydajność wypływów sięgnęła niespełna $4,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Wzajemne korelacje wydajności źródeł dostarczają wielu przykładów lokalnych zależności. Dla tatrzańskich wywierzysk, które charakteryzują się reżimem deszczowo-śnieżnym, współczynniki korelacji dobowych wydajności kształtują się w granicach 0,57–0,97 (Barczyk, 2003). Wśród analizowanych wypływów najsilniejszy związek zachodzi pomiędzy średnimi miesięcznymi wydajnościami położonego w masywie Dachsteinu źródła Odensee/Kaltwassertrichter (nr 12) a Piessling Ursprung w Totes Gebirge (nr 13, $r = 0,97$), które reprezentują ten sam krasowy ośrodek hydrogeologiczny. Synchroniczność wydatku jest bardzo wysoka, ponieważ źródła te leżą w odległości niespełna 50 km od siebie. Oprócz zależności regionalnych znaczenie ma sposób transformacji opadu określany przez typ hydrogeologiczny wypływu – przeciętny z istotnych współczynników korelacji jest najwyższy w przypadku źródeł krasowych ($r = 0,64$). Wydajność źródeł szczelinowych i porowych jest nieco słabiej skorelowana z pozostałymi wypływami ($r = 0,56$, $r = 0,60$). Najwyższym przeciętnym współczynnikiem tej korelacji charakteryzuje się źródło Odensee/Kaltwassertrichter (nr 12, $r = 0,73$). Z kolei najwyższą liczbę istotnych współczynników korelacji posiadają: Rosslochquelle (nr 8) – 49, Rettenbachquelle (nr 18) i Hronov (nr 61) – oba po 48, Młynne (nr 59) – 47 oraz Schwabeltalquelle (nr 10) i Kowary-Wojków (nr 44) – po 46. Natomiast najbardziej „odstającym” pod względem przebiegu wydajności okazało się wypływające z piaskowców triasowych Alexanderquellen (nr 63), które z żadnym z pozostałych wypływów nie koreluje się na istotnym statystycznie poziomie (ryc. 1). W świetle powyższego, potwierdzenie znajdują nierzadkie przypadki drenowania wspólnego, rozległego zbiornika krasowego i/lub niemal identyczna reakcja na zasilanie, która wynika z podobnych dróg krążenia wody w systemach krasowych (np.

Północnych Alp Wapiennych). Natomiast wydajność źródeł szczelinowych zależy od aktualnego napełnienia niewielkich izolowanych zbiorników o skomplikowanych drogach zasilania i drenażu, co wpływa na jej asynchroniczność.

Przeciętny indeks sezonowości IS_m źródeł szczelinowych (21,7%) jest zbliżony do obliczonego w omawianej grupie źródeł, dla której wynosi 20,8% (tab. 3). Nieco wyższym od niego, przeciętnym indeksem sezonowości charakteryzują się źródła krasowe (24,3%), natomiast sezonowość wydajności źródeł porowych jest trzykrotnie mniejsza (7,9%).

Wśród omawianych wypływów krasowych najwyższą sezonowością wydatku wyróżnia się największe i najbardziej zmienne źródło Waldbachsprung I (nr 7, $IS = 60,2\%$). Z kolei najniższy wskaźnik 2,6% cechuje średniej wielkości źródło Goldbachquelle (nr 3), którego wydajność w prezentowanym okresie zmieniała się od 46,6 do $158,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Wśród wypływów szczelinowych najniższą sezonowością (1,2%) charakteryzują się Alexanderquellen (nr 63). Dowodzi to niemal jednostajnego odpływu w ciągu całego roku, czego potwierdzeniem jest zaliczenie źródła do wypływów stałych ($R = 1,5$). Indeks sezonowości źródeł porowych jest niski i niemal we wszystkich przypadkach kształtuje się poniżej przeciętnego dla wszystkich analizowanych źródeł. Dla czterech wypływów przekracza on wartość 10% (np. Dębno, nr 80 – ryc. 1). Natomiast najwyższy poziom ($IS = 68,5\%$) cechuje wydajność źródła Gossebachquelle, nr 74 (ryc. 1). Najniższy wskaźnik sezonowości w grupie wypływów porowych osiągnęło najbardziej stabilne źródło w Czerńcicach.

Przeciętna pora koncentracji wydajności źródeł obliczona metodą Markhama przypada na dzień 7 maja. Różnice pomiędzy typami źródeł wynikają z tempa krążenia wody oraz zasobności i reżimu zasilania drenowanych zbiorników wód podziemnych. Dlatego koncentracja wydajności następuje najwcześniej w źródłach szczelinowych (przeciętnie 25 kwietnia) – o tydzień wcześniej niż w źródłach porowych (3 maja) i o ponad trzy tygodnie wcześniej niż w źródłach krasowych (20 maja). Źródła nie różnią się natomiast czasem pory koncentracji wydajności – różnica pomiędzy datami najwcześniej i najpóźniej obserwowanej koncentracji we wszystkich grupach źródeł wynosi 4 miesiące. W ascensyjnym, ale nisko położonym (275 m n.p.m.), źródle w Dolankach (nr 70), zasilanym z piaskowców kredowych, pojawia się ona już 3 marca (ryc. 1). Najpóźniej (10 lipca) koncentracja jest osiągana w zasilanym ze skał metamorficznych, okresowo wysychającym zimą, źródle Schönebenquelle (nr 29), które jest położone na wysokości 1720 m n.p.m.

Wśród wypływów krasowych najwcześniej (7 marca) koncentrację notowano w bawarskim źródle Weissbrun-

Tab. 3. Przeciętny indeks sezonowości i pora koncentracji wydajności źródeł w latach 2003–2011
Table 3. Mean seasonality index and time of discharge concentration of the springs in the years 2003–2011

Typ / Type	IS_m	IS_{max}	IS_{min}	PK_m	PK_{max}	PK_{min}
Krasowe / Karst	24,3	60,2	2,6	20 maja / May 20	10 lipca / July 10	7 marca / March 7
Szczelinowe / Fissure	21,7	46,9	1,2	25 kwietnia / April 25	10 lipca / July 10	3 marca / March 3
Porowe / Porous	7,9	68,5	1,2	3 maja / May 3	18 lipca / July 18	17 marca / March 17

Indeks sezonowości [%]: IS_m – mediana, IS_{max} – maksimum, IS_{min} – minimum; pora koncentracji [dzień]: PK_m – mediana, PK_{max} – maksimum, PK_{min} – minimum.

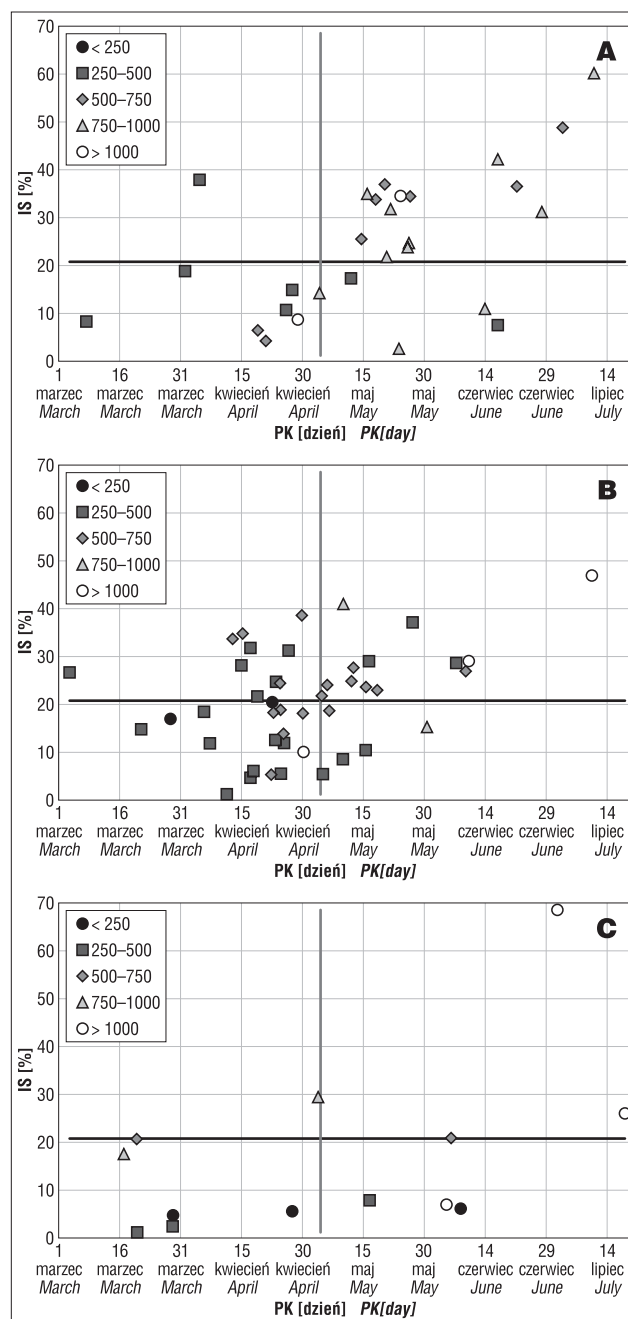
Seasonality index [%]: IS_m – median, IS_{max} – maximum, IS_{min} – minimum; date of discharge concentration [day]: PK_m – median, PK_{max} – maximum, PK_{min} – minimum.

nen, nr 28 (ryc. 2A) – najniżej położonym spośród tej grupy źródeł ($H = 340$ m n.p.m.), a najpóźniej (10 lipca) następuje ona w odwadniającej wyższej partii masywu Dachstein (Alpy Salzburskie) wywierzysku Waldbachsprung I (nr 7, $H = 874$ m n.p.m.). Natomiast w grupie źródeł porowych koncentracja wydajności pojawia się najpóźniej w Katzensteigquelle (nr 78, $H = 870$ m n.p.m.), następuje ona 17 marca (ryc. 2C). Najpóźniej reagującym na zasilanie wypływem jest Ochsenbrunnquelle (nr 75 – 18 lipca) – najwyższe położone spośród źródeł porowych ($H = 1407$ m n.p.m.).

Najbardziej typowymi wartościami indeksu sezonowości i pory koncentracji, bliskimi przeciętnym dla wszystkich wypływów, wyróżnia się wydajność szczelinowego źródła w Mrakotinie (nr 41, $IS = 21,8\%$, $PK = 4$ maja), drenującego skały metamorficzne Wyżyny Jaworzyckiej (ryc. 2B). Zmienność jego wydajności ($R = 6,9$) niewiele odbiega od przeciętnej obliczonej dla wszystkich stałych wypływów (10,4). Jednak trudno uznać je za „reprezentatywne” dla wszystkich pozostałych źródeł, ponieważ wykazują one duże zróżnicowanie miar sezonowości. Poniżej przeciętnego ($IS_m = 20,8\%$) znajduje się tylko indeks sezonowości źródeł porowych, których wodonosic wpływa na stabilizację dynamiki zasilania. Najniższą sezonowością nie charakteryzują się jednak położone na Niżu źródła Rosanów (nr 85, ryc. 1) i Ciosny (nr 86), ale najmniejsze sudeckie źródła porowe: Rudziczka (nr 83) i wspomniane już Czerzyce (nr 82).

Wprawdzie pora koncentracji wydajności źródła nie zależy od indeksu jej sezonowości, niemniej jednak stwierdzono istotną dodatnią zależność pomiędzy tymi miarami w grupach źródeł krasowych ($r = 0,55$) oraz porowych ($r = 0,50$), słabą zaś wśród szczelinowych ($r = 0,36$). Oznacza to, że źródła o wyższym indeksie sezonowości, czyli bardziej „skupionym” odpływie w określonej porze roku, charakteryzują się późniejszym terminem osiągnięcia kulminacji. Przykładem wypływu o rozległej strefie niwalnego zasilania jest Gollinger Wasserfall (nr 17), którego wydajność cechuje względnie duża sezonowość ($IS = 48,8\%$) oraz późna pora koncentracji (3 lipca). Wywierzysko to znajduje się wprawdzie na wysokości ok. 620 m n.p.m., ale odwadnia silnie skrasowiały masyw Hoher Göll sięgający ponad 2300 m n.p.m. Ważnym wskaźnikiem pochodzenia wody w wypływie jest jej temperatura (Anderson, 2005), szczególnie w źródłach zasilanych wodami lodowców gruzowych (Zuecco i in., 2012). W przypadku wód Gollinger Wasserfall jest ona niska i względnie stała, waha się w granicach 5,1–6,4°C, podobnie jak temperatura wody Waldbachsprung I (nr 7) – 3,5–4,8°C.

Przewaga zasilania roztopowego skłania do zbadania w jakim stopniu o parametrach sezonowości decyduje położenie wypływów. Od wysokości nad poziomem morza zależą grubość i czas zalegania pokrywy śnieżnej w zlewni podziemnej źródła. Jak już wcześniej wspomniano, maksimum średniej miesięcznej wydajności wskazuje na kluczową rolę okresu zimowego w kształtowaniu zasobów wód podziemnych. Dlatego zarówno indeks sezonowości ($r_{IS} = 0,45$), jak i pora koncentracji ($r_{PK} = 0,54$) w dużym stopniu są zależne od wysokości bezwzględnej wypływu. Najsilniej związane z wysokością są wskaźniki sezonowości wydatku źródeł porowych ($r_{IS} = 0,87$, $r_{PK} = 0,58$) oraz szczelinowych ($r_{IS} = 0,41$, $r_{PK} = 0,60$), najslabiej zaś – krasowych. Na rycinie 2. można zauważyć, że indeks sezonowości naj-



Ryc. 2. Indeks sezonowości (IS) i data koncentracji wydajności (PK) wg wysokości wypływów (w m n.p.m.) oraz typów hydrogeologicznych źródeł: **A** – krasowych, **B** – szczelinowych, **C** – porowych. Linie wskazują wartości przeciętne (dla wszystkich źródeł łącznie)

Fig. 2. Seasonality index (IS) and date of discharge concentration (PK) according to height of the outflows (in meters a.s.l.) and hydrogeological types of springs: **A** – karst, **B** – fissure, **C** – porous. The lines indicate mean values (median)

niżej położonych źródeł (<250 m n.p.m.) jest niższy od przeciętnego, podobnie jak pora koncentracji, która zawiera się między końcem marca a pierwszą połową maja. Natomiast źródła położone na wysokości 1000–750 m n.p.m. charakteryzują się bardzo zróżnicowanym indeksem sezonowości ($IS = 2,6 \div 60,2\%$), z wyjątkiem porowego źródła Katzensteigquelle (nr 78, $PK = 17$ marca), koncentracja ich wydajności następuje później niż przeciętnie – od maja do pierwszej połowy lipca. Podobnie jest w przypadku najwyższych położonych wypływów (>1000 m n.p.m.) – najczęściej

w czerwcu lub lipcu. Wyjątkiem są dwa źródła o stosunkowo niskim indeksie sezonowości: krasowe Schwarzbode-nquelle oraz szczelinowe Reihbachquelle, w których pora koncentracji wydajności przypada już na koniec kwietnia.

WNIOSKI

Wśród analizowanych wpływów przeważa śnieżno-deszczowy reżim wydajności. Jej koncentracja przypada pomiędzy początkiem marca a połową lipca. Duże znaczenie w kształtowaniu odpływu podziemnego ma nie tylko rodzaj przewodów wyprowadzających wodę, ale także, a może przede wszystkim – położenie i pionowa rozciągłość zlewni podziemnych poszczególnych wpływów. Obszary zasilania źródeł krasowych, w tym przypadku alpejskich, sięgają na ogół wyżej niż pozostałych wpływów, dlatego większy udział ma tutaj zasilanie roztopowe. W konsekwencji, wpływy krasowe charakteryzują się wyższą sezonowością wydatku, a koncentracja wydajności notowana jest przeciętnie o trzy tygodnie później niż w źródłach szczelinowych. Znaczenie ma także wielkość obiektów – duże wywierzyska krasowe cechuje większa sezonowość wydajności ($r_{Q/IS} = 0,70$) i późniejsza pora jej koncentracji ($r_{Q/PK} = 0,61$). Natomiast indeks sezonowości wydajności wpływów porowych jest kilkukrotnie niższy, a pora koncentracji wydajności przypada na początek maja. Miary te nie zależą jednak od wielkości wydatku, ale od wysokości bezwzględnej wypływu – wydajność wyżej położonych źródeł porowych także charakteryzuje się większą sezonowością ($r_{H/IS} = 0,84$) i późniejszą porą koncentracji ($r_{H/PK} = 0,60$).

Warto na koniec podkreślić, że zastosowane miary sezonowości Markhama dobrze dokumentują sezonowe zmiany wydajności i pomimo krótkiej, bo 9-letniej serii pomiarów, pozwalają na prowadzenie wieloaspektowych analiz porównawczych na obszarze szerszym niż zasięg jednostek hydrogeologicznych czy morfologicznych. Badanie sezonowości umożliwia także weryfikację wyników standardowych analiz wydajności źródeł, szczególnie w odniesieniu do wpływów o złożonym reżimie.

Dziękuję mgr. S. Okońskiemu za konsultacje dotyczące strygrafii źródeł. Dziękuję również Redaktorowi Naczelnemu dr. hab. Andrzejowi Gąsiewiczowi oraz Recenzentom: dr. hab. Włodzimierzowi Humnickiemu oraz drugiemu, anonimowemu, za cenne uwagi i wskazówki, które przyczyniły się do ostatecznego kształtu pracy.

LITERATURA

ANDERSON M.P. 2005 – Heat as a Ground Water Tracer. *Ground Water*, 43 (6): 951–968.
 BANAS A. 2014 – Źródła centralnej części dorzecza górnej Szreniawy – wydajność i zmiany cech fizykochemicznych w latach 2000–2011. *Prz. Geol.*, 62: 366–372.
 BARCZYK G. 2003 – Karst and vaucluse springs from the polish Tatra Mts. Results of long-term stationary investigations. *Acta Carsologica*, 32/1 (11): 145–155.
 BARCZYK G. 2008 – Wywierzyska tatrzańskie. Krasowe systemy wywierzyskowe Tatr Polskich. TPN, Zakopane: 1–178.
 BARD A., RENARD B. & LANG M. 2011 – Observed trends in the hydrologic regimes of Alpine catchments. *International Conference July 6th 2011 Munich* (www.adaptalp.org/index.php?option=com_docman&task=doc_download&gid=360&Itemid=79).
 BIRK S. & WAGNER T. 2011 – New directions in the application of hydrograph recession models to karst aquifers. *IAMG*, 5–9 September 2011, Salzburg. (http://www.cogeo.at/publications/iamg2011/IAMG2011_Salzburg_261.pdf).
 CHELMICKI W., JOKIEL P., MICHALCZYK Z. & MONIEWSKI P. 2010 – Rozmieszczenie i wydajność źródeł w Polsce. [W:] A. Magnuszewski

(red.), *Hydrologia w ochronie i kształtowaniu krajobrazu*, tom 2, Monografie PAN, 69: 244–256.
 CHRISTE P. 2013 – Climatic dependency of mountain springs: challenges for a sustainable groundwater management in the (Swiss) Alps. *EFG Workshop 22–23 November 2013, Brussels*. (http://www.eurogeologists.de/images/content/Workshops/Hydrogeology/Christe_EFG%20Workshop_20131123.pdf).
 DOLEŻAL F. & KVITEK T. 2004 – The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in peneplains of Central European highlands with regard to water quality generation processes. *Phys. Chem. Earth*, 29 (11–12): 775–785.
 EINSELE G. 1972 – Recharge, storage and discharge of groundwater in some sandstone areas in Central Europe. *J. Hydrol.*, 16: 247–259. <http://ehyd.gv.at/>
http://www.gkd.bayern.de/grundwasser/karten/index.php?gknr=0&the_ma=gkd&rubrik=grundwasser&produkt=quelle
 HUMNICKI W. 2012 – Analiza recesji wydatku źródeł pienińskich w świetle obserwacji limnometrycznych. *Pieniny – Przyroda i Człowiek*, 12: 13–31.
 HYDROLOGICKÁ ROČENKA ČESKÉ REPUBLIKY 2004–2011 – Český Hydrometeorologický Ústav, Praha.
 JOKIEL P. 1994 – Wieloletnie i sezonowe zmiany wydajności wybranych źródeł Polski. *Wiad. IMGW*, 17 (4): 117–130.
 JOKIEL P. 1996 – Wzorcowe krzywe wysychania i potencjały zasobności kilkunastu źródeł karpaccich. *Wiad. IMGW*, 19 (2): 67–77.
 JUKIĆ D. & DENIĆ-JUKIĆ V. 2015 – Investigating relationships between rainfall and karst-spring discharge by higher-order partial correlation functions. *J. Hydrol.*, 530: 24–36.
 KLECZKOWSKI A.S. 1971 – Wydajność minimalna głównego źródła Prądnika i znaczenie ochrony jego wód dla Ojcowskiego Parku Narodowego. *Ochr. Przyr.*, 36: 361–378.
 KRESIĆ N. & STEFANOWIĆ Z. 2009 – *Groundwater Hydrology of Springs*. Butterworth-Heinemann: 1–592.
 KRESIĆ N. 2007 – *Hydrogeology and Groundwater Modeling*, Second Edition. CRC Press, Taylor & Francis Group, Boca Raton, Florida: 1–807.
 KRÍŽ H. 1973 – Processing of Results of Observations of Spring Discharge. *Ground Water*, 11 (5): 1–14.
 MAIR G. 2005 – Die Katzensteigquellen (Kasbachquellen). [W:] J. Eybl (red.), *Quellbeobachtung im Hydrographischen Dienst in Österreich*. Mitteilungen des Hydrographischen Zentralbüros, 70, Wien: 54–58.
 MAŁECKA D. 1997 – Zmiany wydajności Niebieskich Źródeł. *Przyczyny i skutki*. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 2: 95–114.
 MARKHAM C.G. 1970 – Seasonality of precipitation in The United States. *Ann. Assoc. Am. Geographers*, 60 (3): 593–597.
 MICHALCZYK Z. & CHABUDZIŃSKI Ł. 2013 – Zmiany wydajności źródeł w Wierchowiskach w latach 1970–2012 (Roztocze Zachodnie). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 456: 405–411.
 MICHALCZYK Z. & TURCZYŃSKI M. 1999 – Charakterystyka hydrologiczna źródeł w Wąwolnicy na Wyżynie Lubelskiej. *Ann. UMCS, sec. B.*, 54: 217–234.
 MILANOVIĆ P. 2002 – The environmental impacts of human activities and engineering constructions in karst regions. *Episodes*, 25 (1): 13–21.
 MONIEWSKI P. 2014 – Sezonowe zmiany wybranych cech fizyko-chemicznych wód małej rzeki podmiejskiej na przykładzie Dzierżanej. *Monogr. Komit. Gosp. Wod. PAN*, 20, Warszawa: 407–416.
 PIETRYGOWA Z. 1976 – Reżim źródeł stokowych i dolinowych w dorzeczu Skawy. *Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys.*, 10: 59–86.
 PFLEIDERER S., KLEIN P., REITNER H. & HEINRICH M. 2006 – The Hydrogeology of the Northern Calcareous Alps between the Rivers Enns and Ybbs. *Austrian J. Earth Sci.*, 99: 4–10.
 PULIDO-BOSCH A., PADILLA A., DIMITROV D. & MACHKOVA M. 1995 – The discharge variability of some karst springs in Bulgaria studied by time series analysis. *J. Sci. Hydrolog.*, 40 (4): 517–532.
 RANK D., WIESELTHALER F., PAPESCH W. & KUSCHNIG G. 2006 – Separation of discharge components at a karst spring on the basis of event investigations (Wasseralmquelle, Austria). *Austrian J. Earth Sci.*, 99: 18–23.
 ROCZNIK Hydrogeologiczny Państwowej Służby Hydrogeologicznej 2003–2011 – Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
 SZCZUCIŃSKA A.M. 2009 – Wpływy wód podziemnych w Rynnie Gryżyńsko-Grabińskiej. *Wyd. Bogucki, Poznań*: 1–117.
 ZUECCO G., PENNA D., CARTURAN L., SEPPI R., MANTESE N., GOBBI A., ZANONER T., GABRIELI J., CARTON A., BORGA M. & DALLA FONTANA G. 2012 – Origin of surface and subsurface waters in a periglacial catchment analysed by means of environmental tracers (abs.). *Geophysical Res. Abstracts*, 14: 5738.

Praca wpłynęła do redakcji 5.02.2015 r.
 Akceptowano do druku 22.10.2015 r.