

PRACE GEOGRAFICZNE

zeszyt 151, 2017, 75–91

doi: 10.4467/20833113PG.17.023.8035

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ

Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego

ODPŁYW RZECZNY W BIESZCZADACH WYSOKICH W LATACH 1961–2015

Karolina Mostowik

Streamflow in the High Bieszczady Mountains (1961–2015)

Abstract: Water circulation in flysch mountains is characterized by a substantial role of runoff due to the mountain topography and thin slope covers, which result in low retention rates. Climatic conditions determine streamflow and runoff regime, thus changes in precipitation and temperature could affect water circulation patterns. Stream runoff analysis in the upper San catchment up to Solina Lake is interesting due to semi-natural features of the catchment (minimum human impact) and potential climate changes affecting streamflow. However, the investigation of stream runoff in the High Bieszczady Mountains has not yet been studied extensively with the use of the longest data series. The research objectives were to (1) characterize stream runoff in the High Bieszczady Mountains; and to (2) identify and assess changes in stream runoff for two periods: 1961–2015 and 1986–2015 on the example of the San river (Dwernik stream gauge) and the Solinka river (Terka stream gauge). Runoff variability was assessed using monthly flow coefficients and coefficients of multi-year variability of monthly flows. Minimum, mean and maximum streamflow records were analysed for trends with the nonparametric Mann-Kendall test in different time intervals: months, half-years and years. Streamflow regime of the San and Solinka rivers is characterized by the highest runoff values with low variability over a long period in spring months (March, April) due to snowmelt, whereas the lowest runoff occurs in August. Mean streamflow trends in the period 1961–2015 were not significant and indicated runoff fluctuations. However, the second period (1986–2015) revealed significant increase in mean and minimum runoff in the winter half-year (mainly January–March) and slight decrease in runoff in the summer half-year (particularly September). These changes are similar to trends observed in other mountain catchments in Europe, which have been explained by recent changes especially in

temperature but also in the type and sum of precipitation. Trends identified in the selected catchments as well as more frequent water deficits indicate a high demand for streamflow trends assessment in the other parts of the Polish Carpathians in the context of potential changes in groundwater resources.

Keywords: discharge, runoff changes, mountain catchments, Eastern Carpathians

Zarys treści: W obiegu wody w górskich obszarach fliszowych podkreśla się znaczącą rolę odpływu powierzchniowego w odprowadzeniu wody ze zlewni, co jest związane z ukształtowaniem terenu i niewielką miąższością pokryw stokowych (niską retencją). Warunki klimatyczne decydują o wielkości i reżimie tego odpływu, zatem wieloletnie zmiany opadów atmosferycznych i temperatury powietrza mogą również powodować zmiany w obiegu wody. Badania odpływu w zlewni górnego Sanu powyżej zbiornika Solińskiego, interesującej ze względu na seminaturalne warunki obiegu wody i potencjalnie wpływające na nie zmiany klimatyczne, dotychczas nie były prowadzone z wykorzystaniem najdłuższych dostępnych serii pomiarowych. Celem pracy była charakterystyka odpływu rzek w Bieszczadach Wysokich oraz identyfikacja i ocena zmian odpływu rzeczno w okresie badawczym 1961–2015 na przykładzie Sanu (przekrój Dwernik) i Solinki (przekrój Terka). Zmienność odpływu została określona na podstawie miesięcznych współczynników przepływu oraz współczynnika zmienności średnich miesięcznych wartości przepływu w wieloleciu. Długość dostępnych serii pomiarowych pozwoliła również na określenie z wykorzystaniem testu Manna-Kendalla trendów zmian odpływu w skali roku, półroczy i miesięcy. Reżim odpływu rzek bieszczadzkich cechuje się występowaniem w ciągu roku jednej kulminacji roztopowej w okresie wiosennym (marzec, kwiecień) o dużej powtarzalności z roku na rok oraz minimum odpływu w sierpniu. Zmiany w średnim odpływie w latach 1961–2015 nie były statystycznie istotne i świadczyły o ich fluktuacyjnym charakterze. Ostatnie trzydziestolecie (1986–2015) cechował natomiast istotny wzrost odpływów średnich i niskich w półroczu zimowym (szczególnie styczeń–marzec) oraz słaby spadek odpływu w półroczu letnim (szczególnie we wrześniu), wykazując tym samym podobne tendencje do zmian w przepływach obserwowanych w innych obszarach górskich Europy, generowanych zmianami wielkości i struktury opadów oraz – w większym stopniu – wzrostem temperatury powietrza. Tendencje zmian odpływu i częstsze problemy z niedoborami wody wskazują na potrzebę oceny zmian odpływu również w pozostałej części polskich Karpat w kontekście zmiany zasobności systemów wodonośnych regionu.

Słowa kluczowe: przepływ rzeczny, zmiany odpływu, zlewnie górskie, Karpaty Wschodnie

Wstęp

W obszarach górskich wielkość i struktura odpływu rzeczno są uzależnione od wielu czynników przyrodniczych, z których najważniejszymi są wielkość i rozkład opadów atmosferycznych, temperatura powietrza, parowanie terenowe, topografia obszaru oraz zdolność retencyjna podłoża (Haines i in. 1988; Chełmicki i in. 1998–1999). Oprócz uwarunkowań naturalnych na ustrój hydrologiczny rzek wpływa korzystanie z zasobów wodnych dorzeczy oraz modyfikowanie reżimu rzeczno przez człowieka

(Soja 2002). Dlatego też występujące w polskich Karpatach przestrzenne zróżnicowanie czynników przyrodniczych oraz stopnia antropopresji skutkuje zróżnicowaniem reżimu odpływu, którego podstawową cechą jest występowanie złożonej struktury odpływu w zachodniej części Karpat oraz prostego reżimu w części wschodniej (Dynowska 1971; Chelmiecki i in. 1998–1999). Ten niewyrównany reżim rzek w Karpatach fliszowych jest związany z deszczowo-gruntowo-śnieżnym zasilaniem i przejawia się występowaniem równorzędnego wezbrania wiosną i latem w Beskidach Zachodnich i na Pogórzach oraz wezbrania wiosennego i zimowego w Bieszczadach i wschodniej części Pogórza Karpackiego (Dynowska 1971).

Zasoby wodne obszarów okalających duże masywy górskie Europy – takie jak Karpaty – w znacznym stopniu zależą od kształtowania się warunków hydrologicznych tych masywów, w tym odpływu rzecznoego (Viviroli i in. 2007). Dlatego też określenie wielkości odpływu i reżimu rzecznoego oraz ocena ich zmian z wykorzystaniem jak najdłuższych serii pomiarowych pozwalają wskazać tendencje zmian nie tylko w badanym masywie, ale także w obszarze od niego zależnym. Dodatkowo, w kontekście zmieniających się warunków klimatycznych (szczególnie temperatury powietrza i opadów atmosferycznych), ważna jest ocena wpływu zmian tych warunków na zasoby wodne poszczególnych zlewni. W skali globalnej zarówno dotychczasowe, jak i prognozowane zmiany odpływu rzecznoego wykazują zróżnicowanie – tendencje wzrostowe dominują w obszarach wysokich szerokości geograficznych, spadkowe zaś m.in. w południowej Europie, południowej Afryce czy na Bliskim Wschodzie (Milly i in. 2005; Bates i in. 2008). W prognozach zmian odpływu nawiązujących do scenariuszy klimatycznych w obszarze Karpat wskazuje się na spadkowe tendencje przepływów średnich rocznych i maksymalnych oraz na znaczne (nawet o ponad 50%) zmniejszenie przepływów niskich w drugiej połowie XXI w. (Vliet i in. 2013). Prognoza spadku średniego przepływu w potokach górskich dorzecza górnej Wisły dotyczy wiosny, lata i jesieni, a wzrost przepływu przewiduje się zimą (Piniewski i in. 2016).

Odpływ największych polskich rzek w drugiej połowie XX w. i na początku XXI w. wykazywał w większości przypadków tendencje wzrostowe (dotyczy to również Karpat), ale nie były one istotne statystycznie (Michalczyk 2009; Pociask-Karteczka 2011). W dłuższych okresach badawczych (np. 1901–2008 dla Wisły w Tczewie i Odry w Gozdowicach) stwierdzono występowanie fluktuacji średniego przepływu związanych z przeważającymi typami cyrkulacji atmosferycznej (Stachy 2010). W badaniach lokalnych warunków hydrologicznych w różnych częściach Karpat Zachodnich stwierdzano spadkową tendencję wydajności źródeł oraz obniżenie zwierciadła wód podziemnych (Freiwald i in. 2014), zwiększenie czasu trwania odpływów niskich (Kostuch 2003), ale również brak znaczących zmian odpływu (Bićarówá, Holko 2013). Czynnikiem silnie kształtującym wielkość odpływu i cechy reżimu rzecznoego są opady atmosferyczne. Zmiany średniej rocznej sumy opadów

atmosferycznych w Polsce w ciągu XX w. i na początku XXI w. miały charakter fluktuacji (np. Niedźwiedź i in. 2009; Czarnecka, Nidzgorska-Lencewicz 2012; Spinoni i in. 2015), a w regionalnych analizach zostały również udokumentowane nieistotne statystycznie trendy spadkowe sum rocznych opadów (np. Żmudzka 2010).

W odniesieniu do zaobserwowanych oraz prognozowanych zmian Karpaty znajdują się w ciekawej strefie, położonej między obszarem o tendencjach do wzrostu odpływu (Europa Północna) a regionami o odwrotnym kierunku tych zmian (Europa Południowa). Bieszczady, ze względu na swój seminaturalny charakter i minimalną ingerencję człowieka w środowisko w ostatnich kilku dekadach, są wyjątkowo cennym obszarem do badań naturalnych uwarunkowań zmian w odpływie rzeczonym w Karpatach. Szczególnie dotyczy to najmniej przekształconej zlewni górnego Sanu powyżej zbiornika Solińskiego. Jak dotychczas, duża część badań odpływu w Karpatach opierała się na dość krótkich seriach danych, a wiele z nich nie obejmowało zlewni górnego Sanu. Nie ma również opracowań dokumentujących odpływ z tej zlewni w XXI w. Biorąc pod uwagę fakt, że zasoby wodne Karpat uznaje się za ogólnie niskie (Kleczkowski 1990; Chowaniec 2011; *Mapa...* 2016), zdefiniowanie ustroju rzecznego oraz ocena dotychczasowych zmian odpływu są konieczne do właściwego zarządzania zasobami wodnymi i planowania ich wykorzystania. Dlatego też celem badań jest charakterystyka odpływu oraz identyfikacja i ocena zmian w ustroju hydrologicznym rzek w Bieszczadach Wysokich (Karpaty Wschodnie) w okresie badawczym 1961–2015.

Obszar badań

Obszarem badań jest zlewnia górnego Sanu (ryc. 1) położona w Bieszczadach Wysokich (Zewnętrzne Karpaty Wschodnie) i obejmująca najwyższe partie tych gór – wysokości bezwzględne wynoszą tutaj od ok. 420 do 1346 m n.p.m. Typowy dla Bieszczadów rusztowy układ grzbietów i kratowy układ sieci rzecznej jest bezpośrednio związany z układem jednostek tektonicznych i typami litofacjalnymi osadów fliszowych (Haczewski i in. 2007). Kompleks fliszowy Bieszczadów Wysokich charakteryzuje mała zasobność w wody podziemne związana z ograniczoną retencją w płytkiej strefie przepuszczalnej, niskim współczynnikiem filtracji skał i niską porowatością (Chowaniec i in. 1983). Wymienione warunki, wraz z gęstą siecią drenażu powierzchniowego, sprzyjają występowaniu szybkiego spływu powierzchniowego (Płaczkowska i in. 2015). W skali lokalnej natomiast strefy deformacji tektonicznych (szczelin i uskoków) wpływają na zwiększenie przepuszczalności skał i zasobności zbiorników (Mocior i in. 2015; Mostowik i in. 2016).

Polska część Bieszczadów Wysokich jest odwadniana przez San oraz jego dopływy, z których największymi są Solinka (z Wetlinką) i Wołosaty. Wielkość odpływu

Tab. 1. Przepływy charakterystyczne wybranych rzek w Bieszczadach Wysokich
 Table 1. Characteristic flows in selected rivers in the High Bieszczady Mountains

Rzeka River	Posterunek Stream gauge	Kilometr rzeki Kilometer of the river course [km]	Powierzchnia zlewni Catchment area [km ²]	WWQ* [m ³ s ⁻¹]	SSQ* [m ³ s ⁻¹]	NNQ* [m ³ s ⁻¹]	Okres badawczy Period	Źródło danych Data source
San	Zatwarnica	378,4	494,3	322,0	11,5	0,72	1973–1990	Szczepański, 1995–1996
San	Dwernik	358,2	418,3	302,0	9,5	0,29	1961–2015	dane operacyjne IMGW-PIB
Solinka	Terka	19,9	309,1	576,0	8,3	0,23	1961–2015	dane operacyjne IMGW-PIB
Wetlina	Kalnica	15,6	119,0	91,7	3,6	0,20	1972–1990	Szczepański, 1995–1996
Wołosaty	Stuposiany	14,4	116,8	95,3	3,8	0,18	1972–1990	Szczepański, 1995–1996

* SSQ – average flow; NNQ – minimum flow; WWQ – maximum flow

jednostkowego w Bieszczadach Wysokich waha się w szerokim zakresie od 15 do 40 dm³·s⁻¹·km⁻² i wzrasta wraz ze średnią wysokością zlewni, dając warstwę odpływu od 500 do nawet 1280 mm (np. Punzet 1983; Stachy (red.) 1987; Łajczak 1996). Średnie roczne przepływy największych cieków w tym obszarze osiągają wartości 11,5 m³·s⁻¹ (23,3 dm³·s⁻¹·km⁻²) na Sanie w Zatwarnicy oraz 8,3 m³·s⁻¹ (26,9 dm³·s⁻¹·km⁻²) na Solince w Terce (tab. 1). Roczna suma opadów atmosferycznych wynosi w dnach dolin ok. 900 mm i wzrasta do prawdopodobnie 1600–1700 mm w najwyższych partiach Bieszczadów (Cebulak i in. 2008). Udział zasilania podziemnego w tym obszarze wynosi od ok. 25% do 45%, a jego niższe wartości cechują najwyższe partie gór (Dobija 1981; Stachy 1987; Łajczak 1996).

Dane

Do badań wybrano dwa cieki, których przepływy są mierzone w następujących przekrojach wodowskazowych sieci pomiarowo-obszerniczej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (ryc. 1; tab. 1): Dwernik (San) oraz Terka (Solinka – dopływ Sanu, obecnie dopływ do zbiornika Solińskiego). Posterunki te mają najdłuższe serie danych hydrometrycznych w badanym regionie Bieszczadów. Udostępnione przez IMGW-PIB wartości natężenia przepływu obejmowały okres 1961–2015 i miały rozdzielczość dobową (pomiar z godziny 06 UTC). Do badań wykorzystano również

zestawienie najwyższych i najniższych przepływów miesięcznych (NQ, WQ), półrocznych i rocznych (NNQ, WWQ), udostępnione przez IMGW-PIB. Minimum 30-letnie serie pomiarowe są uważane za miarodajne dla wykonania wiarygodnej charakterystyki wielkości, reżimu i zmian odpływu, a wybrane dane spełniają to kryterium (serie 55-letnie).

Metody

Podstawą opracowania były średnie miesięczne (SQ) wartości przepływu wybranych rzek, uśrednione z dostępnych wartości dobowych. Średnie obliczono również dla każdego roku, półrocza (półrocze zimowe XI–IV, półrocze letnie V–X) oraz wielolecia. Sezonowe cechy reżimu hydrologicznego przedstawiono za pomocą średnich z wielolecia miesięcznych współczynników przepływów, zgodnie ze wzorem (np. Dynowska 1971):

$$\alpha = \frac{Q_M}{Q_R} \quad (1)$$

gdzie:

Q_M – średni z wielolecia przepływ miesięczny, $M = 1, 2, \dots, 12$,

Q_R – średni roczny przepływ z wielolecia.

Wieloletnią zmienność przepływów w każdym miesiącu określono na podstawie współczynnika zmienności średnich wartości przepływu w wieloleciu (np. Chełmicki i in. 1998–1999):

$$C_V = \frac{\sqrt{\frac{\sum (Q_m - Q_M)^2}{n}}}{Q_M} \quad (2)$$

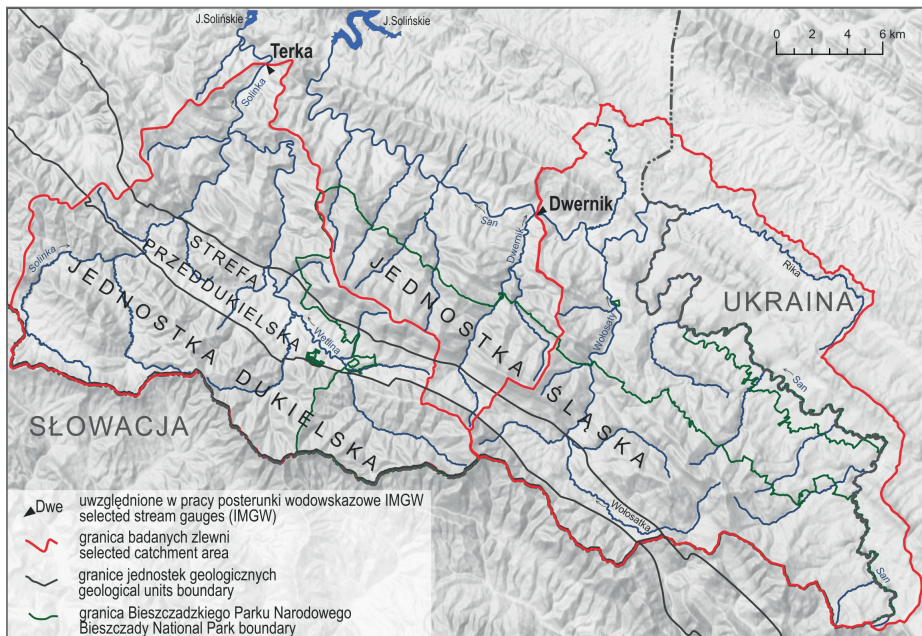
gdzie:

Q_m – średni przepływ miesięczny w danym roku, $M = 1, 2, \dots, 12$,

Q_M – średni z wielolecia przepływ miesięczny, $M = 1, 2, \dots, 12$,

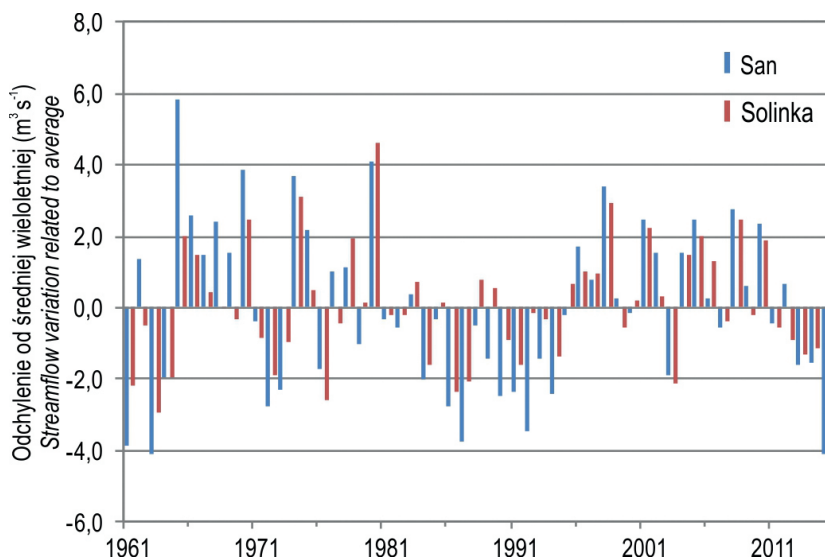
n – liczba lat w wieloleciu.

Podstawą do badań zmian w odpływie rzeczonym wybranych cieków były przepływy charakterystyczne w poszczególnych miesiącach (SQ, NQ, WQ), półroczach i w roku (SSQ, NNQ, WWQ). Obliczenia wykonano zarówno dla całego wielolecia 1961–2015, jak i dla ostatniego 30-lecia 1986–2015. Do zbadania tendencji tych zmian zastosowano nieparametryczny test Manna-Kendalla, który stanowi uznane narzędzie analizy trendów w ciągach danych hydrologicznych (np. Danneberg 2012; Birsan i in. 2014; Bawden i in. 2015). Statystykę Manna-Kendalla definiuje następujący wzór (Mann 1945; Kendall 1975; Singh, Singh 2013):



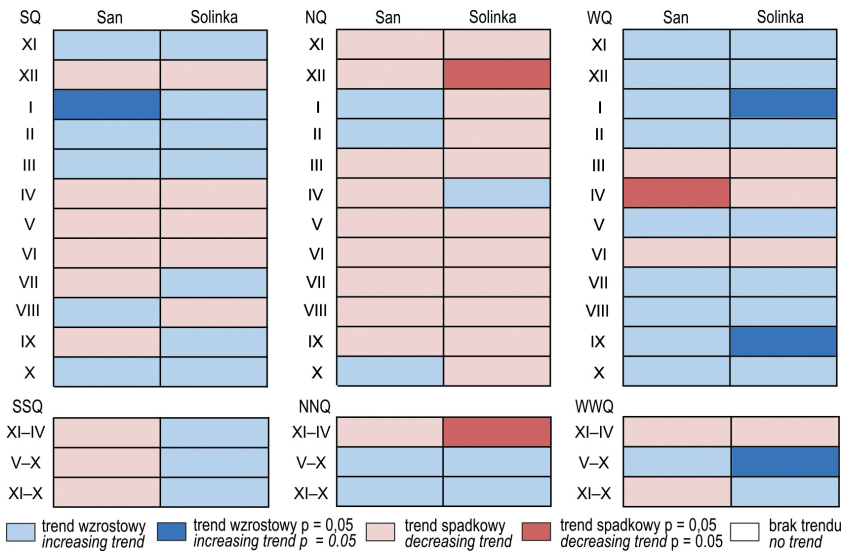
Ryc. 1. Mapa obszaru badań z uwzględnieniem granic jednostek geologicznych (budowa geologiczna na podstawie Haczewski i in. 2007; ukształtowanie powierzchni terenu: www.onlinetopomaps.net, 10.01.2017)

Fig 1. Study area superimposed on geological units (geological map based on Haczewski *et al.* 2007; topographical relief: www.onlinetopomaps.net, 10.01.2017)



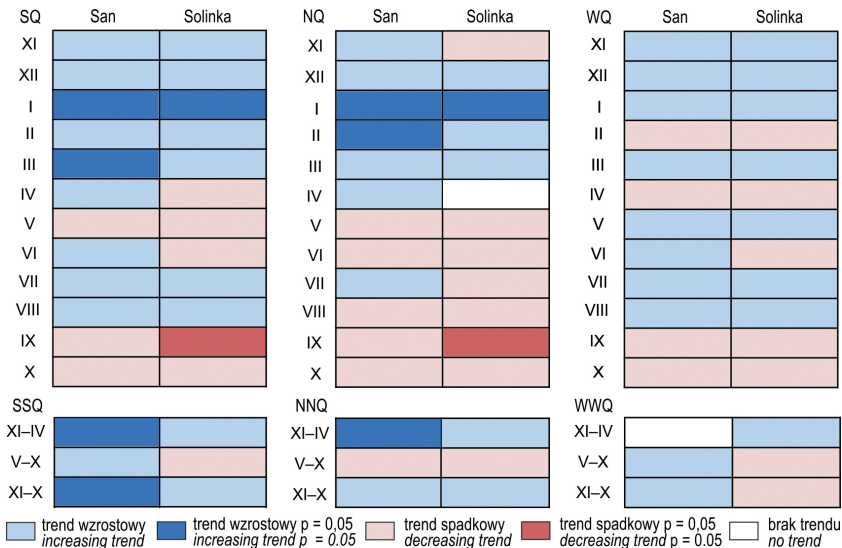
Ryc. 4. Przebieg odchyień średnich rocznych przepływów od średniej wieloletniej w latach 1961–2015

Fig. 4. Streamflow variation related to average flow in the period 1961–2015



Ryc. 5. Trendy zmian przepływów charakterystycznych Sanu i Solinki (SQ, NQ, WQ, SSQ, NNQ, WWQ) w wieloletniu 1961–2015; uwypuklono zmiany przepływów istotne statystycznie na poziomie $p = 0,05$

Fig. 5. Trends in characteristic flows of the San and Solinka rivers in the period 1961–2015 (average – SQ/SSQ, low/minimum – NQ/NNQ and high/maximum – WQ/WWQ streamflow); significant ($p = 0.05$) trends are highlighted



Ryc. 6. Trendy zmian przepływów charakterystycznych Sanu i Solinki (SQ, NQ, WQ, SSQ, NNQ, WWQ) w wieloletniu 1986–2015; uwypuklono zmiany przepływów istotne statystycznie na poziomie $p = 0,05$

Fig. 6. Trends in characteristic flows of the San and Solinka rivers in the period 1986–2015 (average – SQ/SSQ, low/minimum – NQ/NNQ and high/maximum – WQ/WWQ streamflow); significant ($p = 0.05$) trends are highlighted

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{syg}(x_j - x_i) \quad (3)$$

gdzie:

x_i oraz x_j są wartościami przepływu (np. SQ w danym miesiącu) odpowiednio w roku i oraz j , ($j > i$). W obliczeniach stosuje się następującą funkcję (*sgn*):

$$\text{syg}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1, & \text{jeżeli } (x_j - x_i) > 0 \\ 0, & \text{jeżeli } (x_j - x_i) = 0 \\ -1, & \text{jeżeli } (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (4)$$

Dla większych zbiorów danych ($n > 22$), a takimi są badane serie, wykonuje się standaryzację parametru S , w której niezbędne jest obliczenie odchylenia standardowego (σ_s):

$$\sigma_s = \sqrt{\frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{j=1}^g t_j(t_j-1)(2t_j+5)}{18}} \quad (5)$$

gdzie:

n jest wielkością próby, g – liczbą grup z powtarzającymi się wartościami w całym zbiorze danych, a t_j – liczbą powtórzonych wartości w danej grupie. Zestandaryzowaną wartość S określa funkcja:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sigma_s} & \text{jeżeli } S > 0 \\ 0 & \text{jeżeli } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sigma_s} & \text{jeżeli } S < 0 \end{cases} \quad (6)$$

Dodatnie wartości parametru Z informują o trendzie rosnącym, ujemne natomiast – o malejącym. Test Manna-Kendalla obliczono z wykorzystaniem ogólnodostępnego oprogramowania ProUCL w wersji 5.1 (program Agencji Ochrony Środowiska Stanów Zjednoczonych US EPA; Singh, Singh 2013), wykorzystującego powyższe wzory. Za istotne przyjęto zmiany na poziomie $p = 0,05$, wyznaczonym na podstawie statystyki o rozkładzie normalnym (Singh, Singh 2013). Dla serii danych wykazujących istotne statystycznie trendy określono również współczynnik korelacji rang Spearmana (r), powszechnie wykorzystywany w analizie danych niepodlegających rozkładowi normalnemu.

W celu ograniczenia występowania fałszywych trendów w danych zaleca się korektę tych serii danych, które wykazują autokorelację. Najczęściej wykorzysty-

waną metodą korekcji danych jest tzw. trend-free pre-whitening – TFPW (Yue i in. 2002; Birsan i in. 2014; Bawden i in. 2015), który zastosowano również w tym opracowaniu, a obliczenia wykonano w programie Microsoft Excel. Pierwszym etapem tej procedury jest obliczenie wartości estymatora Thiel-Sena (β) dla każdej serii danych:

$$\beta = \text{mediana} \left\{ \frac{x_j - x_i}{j - i} \right\}, \quad j > i \quad (7)$$

gdzie:

x_i oraz x_j są wartościami przepływu odpowiednio w roku i oraz j . Jeżeli $\beta \neq 0$ należy usunąć trend liniowy poprzez zastosowanie równania:

$$y_t = x_t - \beta t \quad (8)$$

gdzie:

y_t – wartość przepływu pozbawiona trendu, x_t – wartość przepływu w czasie t . W seriach danych, w których usunięto trend, należy zbadać autokorelację z opóźnieniem $k = 1$ i dla serii, w których współczynnika autokorelacji (r) był istotny statystycznie ($p = 0,05$) oblicza się następującą zależność:

$$y'_t = y_t - r y_{t-1} \quad (9)$$

a w dalszej kolejności:

$$y''_t = y'_t + \beta t \quad (10)$$

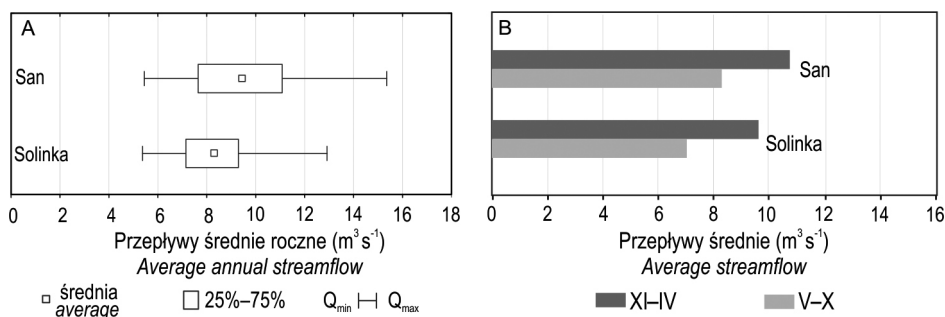
Nowa wartość y''_t jest wartością skorygowaną, której należy użyć w obliczaniu statystyki S . W przypadku natomiast, gdy autokorelacja jest nieistotna statystycznie, statystyka S jest obliczana z danych wyjściowych (x).

Wyniki

W okresie 1951–2015 średni roczny przepływ wynosił $8,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($26,8 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) na Solince w Terce i $9,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ($22,7 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) na Sanie w Dwerniku, przy czym najwyższe średnie roczne przepływy (WSQ) były większe od wartości najniższych (NSQ) ponad dwukrotnie (ryc. 2A). W półroczu zimowym odpływ ze zlewni był wyższy niż w półroczu letnim i stanowił na 56% (San) i 58% (Solinka) odpływu rocznego (ryc. 2B). W obu badanych zlewniach reżim odpływu był podobny. Wyróżniono jedną kulminację odpływu w ciągu roku (marzec–maj), minimum odpływu natomiast przypadało na sierpień (ryc. 3). Współczynnik zmienności wieloletniej

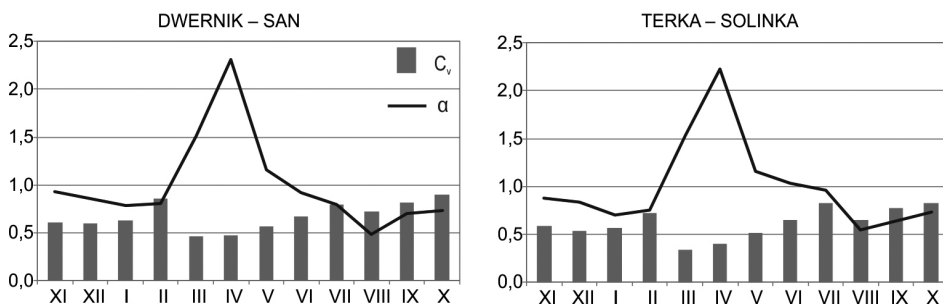
średnich przepływów miesięcznych był najmniejszy w marcu i kwietniu. W latach 1961–2015 najbardziej zmiennym odpływem cechowały się październik, luty i wrzesień na Sanie w Dwerniku oraz lipiec, październik i wrzesień na Solince w Terce.

Zmiany średniego rocznego przepływu w okresie badawczym 1961–2015 miały charakter fluktuacji (ryc. 4), z wyraźnym okresem suchym 1981–1995, przed i po którym dominowały lata o przepływie znacznie wyższym od średniej wieloletniej.



Ryc. 2. (A) Średnie roczne przepływy badanych cieków oraz (B) średnie wieloletnie przepływy półroczia zimowego (XI–IV) i letniego (V–X) w wieloleciu 1961–2015

Fig. 2. (A) Average annual discharge in investigated rivers and (B) average discharge in the winter half-year (XI–IV) and in the summer half-year (V–X) in the period 1961–2015



Ryc. 3. Roczny przebieg miesięcznych współczynników przepływu (α) oraz współczynników zmienności wieloletniej średnich miesięcznych przepływów (C_v) badanych cieków w wieloleciu 1961–2015

Fig. 3. Annual course of monthly flow coefficients (α) and coefficients of multi-year variability of monthly flows (C_v) in the investigated rivers in the period 1961–2015

Tab. 2. Wartości współczynnika korelacji rang Spearmana (r) dla serii danych, wykazujących istotne statystycznie trendy zmian odpływu w wieloleciu 1986–2015

Table 2. Spearman's rank correlation coefficient (r) for statistically significant trends in characteristic flows in the period 1986–2015

Rzeka River	San							Solinka			
Przepływ Characteristic flows	SQ*		SSQ*		NQ*		NNQ*	SQ		NQ	
Okres Period	I	III	XI–IV	XI–X	I	II	XI–IV	I	IX	I	IX
r	0,43	0,41	0,44	0,31	0,63	0,38	0,34	0,43	–0,31	0,44	–0,46

* SQ/SSQ – average flow; NQ/NNQ – low/minimum flow.

Badane wielolecie rozpoczęło się i zakończyło kilkuletnimi seriami lat o niskiej średniej rocznej wartości przepływu. Analiza zmian przepływów charakterystycznych Sanu i Solinki w okresie 1961–2015 wykazała, że w skali roku, półroczy oraz miesięcy zdecydowanie dominuje brak istotnych statystycznie zmian (ryc. 5). Jedyne statystycznie istotne zmiany w badanym 55-leciu dotyczyły wzrostu średnich przepływów w styczniu i spadku wysokich przepływów w kwietniu na Sanie w Dwerniku, a także spadku niskich przepływów w grudniu i w półroczu zimowym oraz wzrostu przepływów wysokich w styczniu, wrześniu i półroczu letnim na Solince w Terce (ryc. 5). Wartości współczynnika korelacji rangowej istotnych statystycznie trendów były dość niskie i podobne we wszystkich przypadkach – dla trendów spadkowych $r = -0,26$ do $r = -0,22$, a dla wzrostu przepływów $r = 0,22$ do $r = 0,26$.

Na tle 55-letniej serii obserwacyjnej wyróżnia się podokres 1986–2015, w którym obserwowano więcej istotnych statystycznie zmian (ryc. 6). Średnie przepływy Sanu w tym okresie cechowały się istotnym wzrostem w półroczu zimowym i w roku. Szczególnie wyraźne zmiany w półroczu zimowym zauważalne są w styczniu w obu analizowanych profilach oraz w marcu na Sanie. Trendy spadkowe przepływów średnich dotyczyły głównie miesięcy półrocza letniego i były istotne we wrześniu dla Solinki. Podobnie jak w przypadku przepływów średnich zmiany przepływów niskich w okresie 1986–2015 były najsilniejsze w półroczu zimowym, kiedy odnotowano istotny wzrost odpływu niskiego w styczniu, a na Sanie w Dwerniku dodatkowo w lutym (ryc. 6). Istotny spadek odpływu niskiego, podobnie jak średniego, odnotowano jedynie we wrześniu na Solince. Wyraźne trendy w zmianie odpływu średniego i niskiego ostatniego 30-lecia wyrażone są również w stosunkowo wysokich wartościach współczynnika korelacji rang Spearmana, które wynosiły dla trendów

wzrostowych od $r = 0,31$ do $r = 0,63$, a dla trendów spadkowych (SQ i NQ na Solince we wrześniu) odpowiednio $r = -0,31$ i $r = -0,46$ (tab. 2). W wieloleciu 1986–2015 trudno wskazać jednoznaczną tendencję zmian przepływów wysokich.

Dyskusja

San i Solinka cechują się prostym reżimem hydrologicznym z jedną kulminacją w roku występującą w okresie wiosennym. Jest ona związana z wezbrzeniami roztopowymi. Średnie wartości przepływów wskazują na brak drugiego maksimum generowanego wezbrzeniami opadowymi okresu letniego. Ten występujący w Bieszczadach prosty reżim rzeczny jest charakterystyczny dla wschodniej części Karpat i był wielokrotnie dokumentowany w zlewniach położonych na wschód od Białej Tarnowskiej (Dynowska 1971; Chełmicki i in. 1998–1999; Parajka i in. 2010). Konsekwencją braku wysokich przepływów w Bieszczadach latem jest wcześniejszy termin występowania niżówek – minimum odpływu w tym regionie wypada w sierpniu, podczas gdy w Karpatach fliszowych jest to najczęściej wrzesień lub październik (Chełmicki i in. 1998–1999). Dostawa wody z roztopów cechuje się dużą powtarzalnością z roku na rok, o czym świadczą niskie współczynniki zmienności przepływów w okresie od marca do maja, potwierdzone badaniem pory koncentracji odpływu, przypadającej we wschodniej części Beskidów przed 5 maja (Jokiel, Tomalski 2017). Bardzo duża zmienność zasilania opadowego oraz warunków ewapotranspiracyjnych miesięcy letnich i jesiennych wpłynęła na duże wartości współczynnika zmienności przepływów w tych miesiącach. Ze względu na wysoki odpływ w okresie wiosennym oraz niżówki letnio-jesienne w Bieszczadach zauważalna jest przewaga odpływu półrocza zimowego, co jest typowe dla wschodniej części polskich Karpat, gdzie dominuje prosty reżim hydrologiczny rzek (Dynowska 1971; Chełmicki i in. 1998–1999).

Brak istotnych statystycznie trendów w większości analizowanych zmian przepływów charakterystycznych Sanu i Solinki w badanym 55-leciu sugeruje dużą odporność reżimu rzeczno na zmiany wieloletnie i wskazuje na fluktuacyjny charakter zmienności odpływu. Średnie odpływy roczne z badanych zlewni w najdłuższym dostępnym okresie pomiarowym 1961–2015 wskazują na występowanie naprzemiennie serii lat suchych i mokrych, co potwierdzają badania rzek polskich, np. Stachy'ego (2010, 2011), Gutry-Koryckiej i in. (2014) czy Wrzesińskiego (2016), prowadzone na długich seriach danych. Z kolei udokumentowane w ostatnim 30-leciu zmiany odpływu wskazują na trwającą obecnie fazę wzrostu średniego rocznego odpływu, a co ważniejsze, na istotny wzrost odpływu w półroczu zimowym. Tak wyraźne tendencje nie były wcześniej obserwowane w polskich Karpatach (np. Soja 2002; Michalczyk 2009), gdzie reżim odpływu w latach 1951–2010 cechował

się najmniejszą zmiennością w skali Polski (Wrzesiński 2016). Wyraźna jest także tendencja do wzrostu przepływów niskich w półroczu zimowym oraz przepływów niskich rocznych, udokumentowana również dla cieków karpackich we wcześniejszych okresach badawczych, np. 1951–1995 (Soja 2002).

Należy więc podkreślić, że w podokresie 1986–2015 zmiany dotyczyły głównie struktury odpływu w ciągu roku, co wyrażone było wzrostem odpływu w miesiącach półrocza zimowego (głównie styczeń–marzec) oraz spadkiem odpływu w miesiącach półrocza letniego (wrzesień). Podobne tendencje w ostatnich dekadach XX w. oraz na początku XXI w. wykazano dla zlewni alpejskich, gdzie od września do marca obserwowano wzrost odpływu, pozostałe zaś miesiące cechował spadek odpływu (Stahl i in. 2010). Również w rumuńskich Karpatach w latach 1975–2009 zostały udokumentowane istotne trendy wzrostowe przepływów w okresie od grudnia do lutego oraz spadkowe od lipca do sierpnia (Birsan i in. 2014). Zlewnie górskie w łańcuchu alpejsko-karpackim cechują zatem podobne trendy zmian odpływu w ostatnich dekadach. Obszary te wyróżniają się więc na tle pozostałych zlewni Europy Zachodniej, Południowej i, częściowo, Środkowej, w których wielkość odpływu w ostatnich kilkudziesięciu latach ulega zmniejszeniu (Stahl i in. 2010; López-Moreno i in. 2011; Salmoral i in. 2015), a także w porównaniu z Europą Północną, gdzie bardzo wyraźne są wzrostowe trendy odpływu w skali roku (Stahl i in. 2010; Wilson i in. 2010). Warto zwrócić uwagę, że zlewnie analizowane w niniejszym opracowaniu są położone w obszarze o niskiej – jak na Karpaty – antropopresji, gdzie zmiany w użytkowaniu ziemi, mogące wpłynąć na strukturę i reżim odpływu, w ostatnich 30 latach były minimalne (Griffits i in. 2014). Sugeruje to wpływ czynników klimatycznych na zaobserwowane zmiany odpływu.

Opady atmosferyczne, silnie warunkujące kształtowanie odpływu szczególnie w obszarach górskich, w przebiegu wieloletnim również cechują się zmianami fluktuacyjnymi (Niedźwiedź i in. 2009), a tendencje sum rocznych opadów w Polsce w ostatnich kilku dekadach nie wykazywały istotnych zmian (Żmudzka 2010; Czarnecka, Nidzgorska-Lencewicz 2012; Kaźmierczak i in. 2014), choć istnieją też badania wskazujące na istotny trend rosnący sum rocznych opadów w Karpatach (Spinoni i in. 2015). Tendencje zmian opadów w poszczególnych sezonach wskazują na wzrost opadów zimą, wiosną i jesienią oraz malejący stosunek sum opadów półrocza letniego do zimowego (Degrimendź i in. 2004; Czarnecka i Nidzgorska-Lencewicz 2012; Gutry-Korycka i in. 2014; Spinoni i in. 2015). Często dokumentowany brak istotności zmian w opadach oraz różnice w sezonach wykazujących tendencje wzrostowe (w odpływie głównie styczeń–marzec, w opadzie przede wszystkim wiosną) sugerują, że na zmianę odpływu w ostatnim 30-leciu wpłynęły również inne czynniki klimatyczne. W obszarach o dominacji opadów śnieżnych w okresie zimowym i znaczącej roli retencji wody w pokrywie śnieżnej równie ważnym czynnikiem warunkującym odpływ jest temperatura powietrza,

której wzrost wpływa na zmianę postaci opadów ze śnieżnych na deszczowe, zmniejszoną retencję śnieżną, skrócenie okresu zlodzenia oraz wcześniejszy termin występowania powodzi roztopowych (Birsan i in. 2005; Renard i in. 2008; Wilson i in. 2010; Pociask-Karteczka, Choiński 2012). W okresie letnim wzrost temperatury powoduje wzrost ewapotranspiracji, co może skutkować obniżeniem wartości współczynnika odpływu i dłuższym czasem trwania niżówek letnio-jesiennych (Kostuch 2003; Wilson i in. 2010). Stwierdzone tendencje wzrostowe temperatury w Polsce dotyczą zarówno średnich rocznych, jak i większości średnich miesięcznych temperatury powietrza, szczególnie od lutego do sierpnia (Bokwa i in. 2013; Wójcik, Miętus 2014; Spinoni i in. 2015), co może potwierdzać znaczenie i wpływ tego elementu klimatu na obserwowane zmiany odpływu.

Wnioski

Reżim hydrologiczny rzek bieszczadzkich cechuje proste zasilanie roztopowe z kulminacją przepływów w okresie od marca do maja oraz minimum odpływu pod koniec lata (sierpień). Miesiące wiosenne charakteryzuje powtarzalność z roku na rok wysokich przepływów. Z kolei zmienność zasilania opadowego wpływa na dużą zmienność odpływu w miesiącach letnich i jesiennych.

W latach 1961–2015 zmiany odpływu (zarówno wartości średnich, niskich, jak i wysokich) miały charakter fluktuacji nawiązujących do zmienności wielkości zasilania opadowego. Warto podkreślić, że w badanym 55-leciu dominował brak istotnych statystycznie trendów zmian odpływu. Na tle dłuższego wielolecia 1961–2015 wyróżnił się podokres 1986–2015, który cechował się wzrostem przepływów średnich i niskich w półroczu zimowym (szczególnie styczeń–marzec), a w półroczu letnim (szczególnie we wrześniu) występowały tendencje spadkowe, wykazując tym samym podobne trendy do zmian przepływu obserwowanych w innych obszarach górskich Europy. Większe zróżnicowanie kierunków trendów i brak istotności zmian cechowały przepływy wysokie.

Liczne badania wskazują, że sezonowe zmiany odpływu tylko częściowo mogą być wyjaśnione zmiennością opadów atmosferycznych. Drugim ważnym czynnikiem warunkującym te zmiany może być obserwowany w Karpatach wzrost średniej rocznej i średnich miesięcznych temperatury powietrza, który powoduje zmianę postaci opadów ze śnieżnych na deszczowe, krótsze zaleganie pokrywy śnieżnej i wzrost ewapotranspiracji, skutkujące wzrostem odpływu w sezonie zimowym i spadkiem przepływów w półroczu letnim. Tendencje spadkowe występują w miesiącach letnio-jesiennych, w których przepływ w ciągu roku jest najniższy; mogą mieć zatem wpływ na wzrost częstości i długości trwania niżówek. W odniesieniu do uzyskanych wyników konieczne wydaje się wykonanie badań zmian opadów, temperatury

i odpływu w szerszym obszarze polskich Karpat, ze szczególnym uwzględnieniem obszarów o niskiej antropopresji, a także zwrócenie uwagi na zmianę zasobności wodnej dorzeczy.

Literatura

- Bates B., Kundzewicz Z.W., Wu S., Palutikof J., 2008, *Climate Change and Water – IPCC Technical Paper VI*, Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat Geneva.
- Bawden A.J., Burn D.H., Prowse T.D., 2015, *Recent changes in patterns of western Canadian river flow and association with climatic drivers*, Hydrology Research, 46 (4), 551–565.
- Bičárová S., Holko L., 2013, *Changes of characteristics of daily precipitation and runoff in the High Tatra Mountains, Slovakia over the last fifty years*, Contributions to Geophysics and Geodesy, 43 (2), 157–177.
- Birsan M.V., Molnar P., Burlando P., Pfandner M., 2005, *Streamflow trends in Switzerland*, Journal of Hydrology, 314, 312–329.
- Birsan M.V., Zaharia L., Chendes V., Branescu E., 2014, *Seasonal trends in Romanian streamflow*, Hydrological Processes, 28, 4496–4505.
- Bokwa A., Wypych A., Ustrnul Z., 2013, *Climate Changes in the Vertical Zones of the Polish Carpathians in the Last 50 Years*, [w:] J. Kozak, K. Ostapowicz, A. Bytnerowicz, B. Wyzga (red.), *The Carpathians: Integrating Nature and Society Towards Sustainability, Environmental Science and Engineering*, Springer, Berlin–Heidelberg, 89–109.
- Cebulak E., Limanówka D., Malota A., Niedbała J., Pyrc R., Starkel L., 2008, *Przebieg i skutki ulew w dorzeczu górnego Sanu w dniu 26 lipca 2005 r.*, Materiały Badawcze IMiGW, Seria: Meteorologia, 40, 1–56.
- Chełmicki W., Skąpski R., Soja R., 1998–1999, *Reżim hydrologiczny rzek karpaccich w Polsce*, Folia Geographica, Series: Geographica Physica, 29–30, 67–80.
- Chowaniec J., 2011, *The Groundwater of south-eastern Poland and Problems of its Protection*, [w:] T. Nałęcz (red.), *Groundwater Management in the East of the European Union*, NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security, Springer, Dordrecht, 71–89.
- Chowaniec J., Oszczytko N., Witek K., 1983, *Hydrogeologiczne cechy warstw krośnieńskich centralnej depresji karpacciej*, Kwartalnik Geologiczny, 27, 797–810.
- Czarnecka M., Nidzgorska-Lencewicz J., 2012, *Wieloletnia zmienność sezonowych opadów w Polsce*, Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, 12 (2), 45–60.
- Danneberg J., 2012, *Changes in runoff time series in Thuringia, Germany – Mann-Kendall trend test and extreme value analysis*, Advances in Geosciences, 31, 49–56.
- Degrimendžić J., Kozuchowski K., Źmudzka E., 2004, *Changes of air temperature and precipitation in Poland in the period 1951–2000 and their relationship to atmospheric circulation*, International Journal of Climatology, 24, 291–310.
- Dobija A., 1981, *Sezonowa zmienność odpływu w zlewni górnej Wisły (po Zawichost)*, Prace Geograficzne, 53, 51–112.

- Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 28, 1–150.
- Freiwald P., Patorski R., Witek K., 2014, *Cykle hydrogeologiczne w świetle badań monitoringowych w Karpatach*, Acta Scientiarum Polonorum Formatio Circumiectus, 13, 3, 11–19.
- Griffiths P., Kuemmerle T., Baumann M., Radeloff V., Abrudan I.V., Lieskovsky J., Munteanu C., Ostapowicz K., Hostert P., 2014, *Forest disturbances, forest recovery, and changes in forest types across the Carpathian ecoregion from 1985 to 2010 based on Landsat image composites*, Remote Sensing of Environment, 151, 72–88.
- Gutry-Korycka M., Sadurski A., Kundzewicz Z.W., Pociask-Karteczka J., Skrzypczyk L., 2014, *Zasoby wodne a ich wykorzystanie*, Nauka, 1, 77–98.
- Haczewski G., Kukulak J., Bąk K., 2007, *Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego*, Wydawnictwo Naukowe Akademii Pedagogicznej, Kraków.
- Haines A.T., Finlayson B.L., McMahon T.A., 1988, *A global classification of river regimes*, Applied Geography, 8, 255–272.
- Jokiel P., Tomalski P., 2017, *Sezonowość odpływu z wybranych zlewni karpackich*, Przegląd Geograficzny, 89 (1), 29–44.
- Kaźmierczak B., Kotowski A., Wdowikowski M., 2014, *Analiza tendencji rocznych i sezonowych zmian wysokości opadów atmosferycznych w dorzeczu Górnej Odry*, Ochrona Środowiska, 36 (3), 49–54.
- Kendall M.G., 1975, *Rank Correlation Methods*, Charles Griffin, London.
- Kleczkowski A.S. (red.), 1990, *Mapa głównych zbiorników wód podziemnych (GZWP) w Polsce wymagających szczególnej ochrony*, 1: 500 000. AGH, Kraków.
- Kostuch M., 2003, *Odpływy podziemne i niskie w potokach górskich*, Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, 3 (1), 193–203.
- López-Moreno J.I., Vicente-Serrano S.M., Moran-Tejeda E., Zabalza J., Lorenzo-Lacruz J., García-Ruiz J.M., 2011, *Impact of climate evolution and land use changes on water yield in the Ebro basin*, Hydrology and Earth System Sciences, 15, 311–322.
- Łajczak A., 1996, *Hydrologia*, [w:] S. Skiba (red.), *Plan ochrony Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Operat ochrony zasobów przyrody nieożywionej i gleb, Tom I* (maszynopis), Arch. Bieszczadzkiego Parku Narodowego, Ustrzyki Dolne, 12–38.
- Mann H.B., 1945, *Nonparametric tests against trend*, Econometrica, 13, 245–259.
- Mapa głównych zbiorników wód podziemnych*, 2016, PIG-PIB.
- Michalczyk Z., 2009, *Średnie i skrajne odpływy z obszaru Polski*, [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 37–46.
- Milly P.C.D., Dunne K.A., Vecchia A.V., 2005, *Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate*, Nature, 438, 347–350.
- Mocior E., Rzonca B., Siwek J., Plenzler J., Płaczkowska E., Dąbek N., Jaśkowicz B., Potoniec P., Roman S., Ździebko D., 2015, *Determinants of the distribution of springs in the upper part of flysch ridge in the Bieszczady Mountains in southeastern Poland*, Episodes, 38 (1), 21–30.

- Mostowik K., Górnik M., Jaśkowiec B., Maciejczyk K., Murawska M., Płaczowska E., Rzonca B., Siwek J., 2016, *High discharge springs in the Outer Flysch Carpathians on the example of the High Bieszczady Mountains (Poland)*, Carpathian Journal of Earth and Environmental Science Research, 11 (2), 395–404.
- Niedźwiedź T., Twardosz R., Walanus A., 2009, *Long-term variability of precipitation series in east central Europe in relation to circulation patterns*, Theoretical and Applied Climatology, 98 (337).
- Parajka J., Kohnová S., Bálint G., Barbuc M., Borga M., Claps P., Cheval S., Dumitrescu A., Gaume E., Hlavčová K., Merz R., Pfaundler M., Stancalie G., Szolgay J., Blöschl G., 2010, *Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine-Carpathian range*, Journal of Hydrology, 394 (1–2), 78–89.
- Piniewski M., Szcześniak M., Mezghani A., Kundzewicz Z.W., 2016, *Hydroclimatic Projections for the Upper Vistula Basin*, [w:] Z.W. Kundzewicz (red.), *Flood risk in the Upper Vistula Basin*, GeoPlanet: Earth and Planetary Sciences, 331–340.
- Płaczowska E., Górnik M., Mocior E., Peek B., Potoniec P., Rzonca B., Siwek J., 2015, *Spatial distribution of channel heads in the Polish Flysch Carpathians*, Catena, 127, 240–249.
- Pociask-Karteczka J., 2011, *River runoff response to climate changes in Poland (East-Central Europe)*, Hydro-climatology: Variability and Change, IAHS Publ., 344, 182–187.
- Pociask-Karteczka J., Chojiński A., 2012, *Recent trends in ice cover duration for Lake Morskie Oko (Tatra Mountains, East-Central Europe)*, Hydrology Research, 43 (4), 500–506.
- Punzet J., 1983, *Zasoby wodne dorzecza górnej Wisły. Przepływy średnie*, Rocznik Nauk Rolniczych, Seria D, 192, 1–84.
- Renard B., Lang M., Bois P., Dupeyrat A., Mestre O., Niel H., Sauquet E., Prudhomme C., Parey S., Paquet E., Neppel L., Gailhard J., 2008, *Regional methods for trend detection: Assessing field significance and regional consistency*, Water Resources Research, 44, W08419.
- Salmoral G., Willaerts B.A., Troch P.A., Garrido A., 2015, *Drivers influencing streamflow changes in the Upper Turia basin, Spain*, Science of the Total Environment, 503–504, 258–268.
- Singh A., Singh A.K., 2013, *ProUCL Version 5.0.00 Technical Guide: Statistical software for environmental applications for data sets with and without nondetect observations*, U.S. Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Washington.
- Soja R., 2002, *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, Prace Geograficzne IGI PAN, 186, 1–130.
- Spinoni J., Szalai S., Szentimrey T., Lakatos M., Bihari Z., Nagy A., Németh A., Kovács T., Mihic D., Dacic M., Petrovic P., Kržič A., Hiebl J., Auer I., Milkovic J., Štěpánek P., Zahradníček P., Kilar P., Limanowka D., Pyrc R., Cheval S., Birsan M.V., Dumitrescu A., Deak G., Matei M., Antolovic I., Nejedlík P., Štastný S., Kajaba P., Bochníček O., Galo D., Mikulová K., Nabyvanets Y., Skrynyk O., Krakovska S., Gnatiuk N., Tolasz R., Antofie T., Vogt J., 2015, *Climate of the Carpathian Region in the period 1961–2010: Climatologies and trends of 10 variables*, International Journal of Climatology, 35, 1322–1341.
- Stachý J. (red.), 1987, *Atlas hydrologiczny Polski*, T. 2, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

- Stachý J., 2010, *Średnie roczne przepływy Odry i Wisły w latach 1901–2008*, Gospodarka Wodna, 6, 233–238.
- Stachý J., 2011, *Występowanie lat mokrych i posusznych w Polsce (1951–2008)*, Gospodarka Wodna, 8, 313–321.
- Stahl K., Hisdal H., Hannaford J., Tallaksen L., Van Lanen H., Sauquet E., Demuth S., Fendekova M., Jordar J., 2010, *Streamow trends in Europe: Evidence from a dataset of near-natural catchments*, Hydrology and Earth System Sciences, 14, 2367–2382.
- Szczepeński W. (red.), 1995–1996, *Atlas posterunków wodowskazowych dla potrzeb Państwowego Monitoringu Środowiska*, Państwowa Inspekcja Ochrony Środowiska, Warszawa–Katowice.
- Viviroli D., Dürr H.H., Messerli B., Meybeck M., Weingartner R., 2007, *Mountains of the world, water towers for humanity: Typology, mapping, and global significance*, Water Resources Research, 43, W07447.
- Vliet M.T.H. van, Franssen W.H.P., Yearsley J.R., Ludwig F., Haddeland I., Lettenmaier D.P., Kabat P., 2013, *Global river discharge and water temperature under climate change*, Global Environmental Change, 23, 450–464.
- Wilson D., Hisdal H., Lawrence D., 2010, *Has streamflow changed in the Nordic countries? – Recent trends and comparisons to hydrological projections*, Journal of Hydrology, 394, 334–346.
- Wójcik R., Miętus M., 2014, *Niektóre cechy wieloletniej zmienności temperatury powietrza w Polsce (1951–2010)*, Przegląd Geograficzny, 86 (3), 339–364.
- Wrześniński D., 2016, *Zmiany reżimu odpływu rzecznego w Polsce*, Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, 39, 63–75.
- Yue S., Pilon P., Phinney B., Cavadias G., 2002, *The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series*, Hydrological Processes, 16, 1807–1829.
- Żmudzka E., 2010, *Współczesne zmiany wielkości i charakteru opadów w Tatrach*, [w:] A. Kotarba (red.), *Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczenie*, T. 1: *Nauki o Ziemi*, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane, 157–164.

Karolina Mostowik
Uniwersytet Jagielloński
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków
karolina.mostowik@doctoral.uj.edu.pl