



PRACE GEOGRAFICZNE 271

2020

Witold Bochenek

Prawidłowości obiegu wody
na obszarze beskidzko-pogórskim
Karpát Zachodnich na przykładzie
zlewni Bystrzanki w świetle zmian
klimatu i działalności człowieka



Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN im. Stanisława Leszczyckiego wydaje następujące wydawnictwa ciągłe: *Geographia Polonica*, *Przegląd Geograficzny*, *Europa XXI*, *Prace Geograficzne*, *Studia Obszarów Wiejskich*, *Monografie IGiPZ PAN* (17 tomów).

Prawidłowości obiegu wody
na obszarze beskidzko-pogórskim
Karpát Zachodnich na przykładzie
zlewni Bystrzanki w świetle zmian
klimatu i działalności człowieka

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego
Polska Akademia Nauk

PRACE GEOGRAFICZNE

Nr 271

Witold Bochenek

Prawidłowości obiegu wody
na obszarze beskidzko-pogórskim
Karpát Zachodnich na przykładzie
zlewni Bystrzanki w świetle zmian
klimatu i działalności człowieka

Regularities of the water cycle
in the Western Carpathians
Beskids-foothills area based
on the example of the Bystrzanka
catchment in the light of climate
change and human activity



Komitet Redakcyjny:

Redaktor naczelny: Piotr Rosik
Sekretarz redakcji: Ewa Jankowska
Członkowie: Dorota Gazicka-Witkowska
Tomasz Ryger

Rada Redakcyjna:

Andrzej Affek
Dariusz Brykała
Tomasz Komornicki
Bolesław Domański
Sylvia Dołzbasz,
Radosław Dobrowolski
Mariusz Kistowski
Daniel Michniak
Paweł Prokop
Tadeusz Stryjakiewicz

Recenzja:

Halina Kaczmarek
Roman Soja

Fotografia na okładce: Witold Bochenek

Projekt graficzny serii: Tomasz Ryger

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska

Adres Redakcji

IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: prace.geograficzne@twarda.pan.pl
www.igipz.pan.pl/prace-geograficzne.html

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego, Polska Akademia Nauk, Warszawa 2020



PL ISSN 0373-6547
ISBN 978-83-61590-72-9

Druk i oprawa: Partner Poligrafia Andrzej Kardasz
Grabówka ul. Szosa Baranowicka 77, 15-523 Białystok

SPIS TREŚCI

1. Wprowadzenie	9
2. Cel i zakres badań	13
3. Charakterystyka przyrodnicza zlewni Bystrzanki	15
4. Metody badań	23
4.1. Metody pomiarowe.....	23
4.2. Metody obliczeń i analiz danych pomiarowych.....	26
4.3. Dane wejściowe i metody obliczeń danych symulowanych w modelu SWAT 41	
5. Wyniki i dyskusja wyników	51
5.1. Opad atmosferyczny.....	51
5.2. Ewapotranspiracja - składnik bilansu wodnego ograniczający objętość wody w zlewni.....	68
5.3. Spływ powierzchniowy jako główny stokowy proces hydrologiczny kształtujący wielkość odpływu	72
5.4. Spływ śródpokrywowy jako proces spowalniający dopływ wody do koryta rzecznego	74
5.5. Zmiany wilgotności gruntu i retencja wody w pokrywach stokowych na podstawie analizy stanów wody w piezometrach glebowych	76
5.6. Charakterystyka wielkości i czasowego zróżnicowania odpływu ze zlewni Bystrzanki	93
5.6.1. Odpływ roczny i miesięczny w badanym wieloleciu 1971-2015: miary jego sezonowości i reżim.....	93
5.6.2. Niżówki.....	106
5.6.3. Wezbrania.....	116
5.6.4. Czas trwania i wielkość odpływu podczas niżówek i wezbrań	124
5.6.5. Przepływy maksymalne o zadanym prawdopodobieństwie w korycie Bystrzanki	126
5.7. Przestrzenne zróżnicowanie składników odpływu w zlewni Bystrzanki na podstawie wyników modelowania SWAT	128
6. Związki między badanymi elementami obiegu wody	143
7. Podsumowanie i wnioski	159
LITERATURA	163

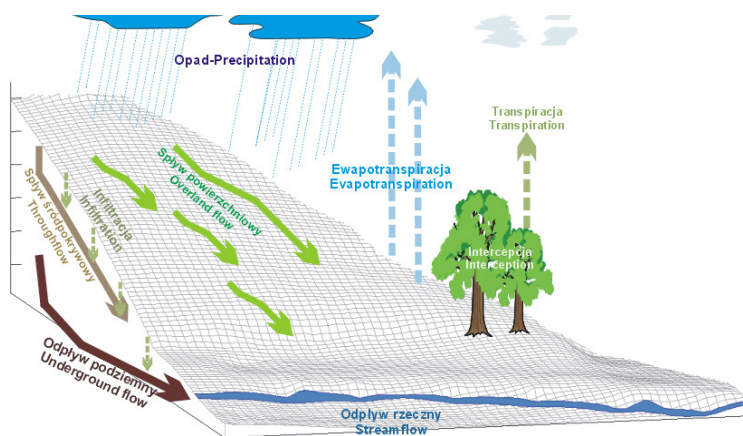
CONTENTS

1. Introduction	9
2. Purpose and scope of research	13
3. Environmental characteristics of the Bystrzanka catchment	15
4. Research methods	23
4.1. Measurement methods	23
4.2. Methods of calculation and analysis of measurement data	26
4.3. Input data and calculation methods for data simulated in the SWAT model ..	41
5. Results and discussion of the results	51
5.1. Precipitation	51
5.2. Evapotranspiration – a component of the water balance limiting the volume of water in the catchment area	68
5.3. Overland flow as the main slope hydrological process shaping the outflow size	72
5.4. Throughflow as a process that slows down the inflow of water to the river channel	74
5.5. Changes in soil moisture and water retention in slope covers based on the analysis of water levels in soil piezometers	76
5.6. Characteristics of the size and temporal differentiation of the outflow from the Bystrzanka catchment	93
5.6.1. Annual and monthly outflow in the analyzed multiannual period 1971-2015: measures of its seasonality and regime	93
5.6.2. Droughts	106
5.6.3. Floods	116
5.6.4. The duration and size of the outflow during droughts and floods	124
5.6.5. Maximum discharge with a given probability in the Bystrzanka channel	126
5.7. Spatial differentiation of the outflow components in the Bystrzanka catchment on the basis of SWAT modeling results	128
6. Relationships between tested elements of the water cycle	143
7. Summary and conclusions	159
REFERENCES	163

1. Wprowadzenie

Obieg wody na kuli ziemskiej jest procesem ciągłym, zapewniającym prawidłowe funkcjonowanie przyrody ożywionej, w tym człowieka. Jest to proces niezwykle złożony, obejmujący fazowe przemiany wody oraz jej krążenie w części atmosferycznej i litosferycznej. W okresie rocznym bierze w nim udział znikoma część światowych zasobów wodnych – 0,04% (*World Water balance...*, 1978). Mimo to, zatrzymanie cyklu hydrologicznego groziłoby katastrofą o wymiarze globalnym.

Zgodnie z definicją zaczerpniętą ze *Słownika meteorologicznego* (2003), pod pojęciem „cyklu hydrologicznego” (obiegu wody) rozumie się „naturalne i nieprzerwane krążenie wody w przyrodzie w skali globalnej, polegające na przechodzeniu pary wodnej do atmosfery (parowanie) z powierzchni oceanów i lądów, a z kolei para wodna w atmosferze ulega kondensacji, tworząc chmury, które przemieszczają się na duże odległości; w postaci opadów woda z atmosfery wraca bezpośrednio do oceanów lub spada na obszary lądowe, gdzie część jej wsiąka, część spływa w postaci rzek i wód podziemnych do oceanów a część poprzez ewapotranspirację wraca do atmosfery”.



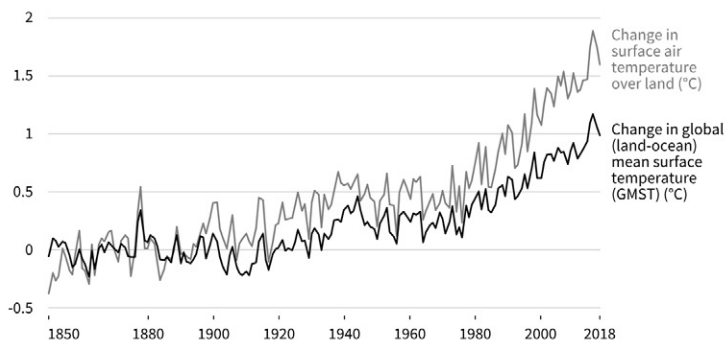
Ryc. 1.1. Schemat obiegu wody w zlewni pogórsko-beskidzkiej
Fig. 1.1. The scheme of the water cycle in beskid-foothills catchment

Na obszarze małej, pogórsko-beskidzkiej zlewni Bystrzanki obserwowany jest tylko fragment globalnego obiegu wody, przedstawiony na rycinie 1.1.

Najwcześniejszy obraz cyklu hydrologicznego przedstawił w XV w. Leonardo da Vinci, opierając się na teorii Witruwiusza (I w. p.n.e) (Biswas, 1978). Olbrzymi wpływ na poznanie składników obiegu wody, poprzez usystematyzowanie obserwacji opadów, spływu, wsiąkania wody w glebę i wezbrań, wpływu wody na roślinność, miał XVI-wieczny francuski uczonec Bernard Palissy, który przedstawił do dzisiaj aktualny pogląd na obieg wody. Istotne znaczenie dla poznania roli człowieka w kształtowaniu obiegu wody miały badania niemieckie i szwajcarskie prowadzone w małych zlewniach, których udokumentowane wyniki badań pochodzą z lat trzydziestych XIX wieku. Doniosłą rolę w rozpatrywaniu składników obiegu wody miało jedno z podstawowych równań bilansu wodnego przedstawione przez A. Pencka (1896). Rozwój przemysłu i rolnictwa spowodował coraz większy wpływ człowieka na obieg wody. Pierwszą polską publikacją traktującą ten problem była praca E. Romera (1913), pokazująca wpływ wylesień na zmiany stosunków wodnych. Wpływ wylesień na zmiany odpływu został omówiony w licznych pracach uczonych radzieckich, m.in. A.A. Mołczanowa (1960), P.F. Idzona i G.S. Pimenowej (1975) czy B.M. Dobrounowa i B.S. Ustrużanina (1980). Spośród polskich badaczy jako pierwszy wpływ człowieka na kształtowanie obiegu wody opisał K. Figuła (1953, 1966). Zwrócono również uwagę na silny wpływ człowieka na kształtowanie obiegu wody na obszarach przemysłowych i zurbanizowanych (Absalon, 1998; Bartnik, 2016; Czaja, 1999; Kaniecki, 1993). Kompleksowe ujęcie wpływu człowieka na obieg wody w zlewniach karpaccich zostało przedstawione w opracowaniu R. Soji (2002).

Badania obiegu wody pozwalają oszacować wielkość składników bilansu wodnego i określić, czy mamy do czynienia z nadmiarem wody, czy jej niedoborem. Brak racjonalnej polityki gospodarowania wodą, szczególnie na obszarach uprzemysłowionych, doprowadził do nadmiernej „konsumpcji” wody w procesach technologicznych, przy równoczesnym braku dbałości o właściwe jej oczyszczenie i retencjonowanie, zarówno w zbiornikach retencyjnych jak i poprzez właściwą gospodarkę rolną (Soja, 2002). Obserwowany w skali globalnej wzrost temperatury powietrza, związany w dużym stopniu z emisją gazów cieplarnianych, skutkuje wzrostem parowania z otwartych zbiorników wodnych oraz ewapotranspiracji (*Global Warming...*, 2019) (ryc. 1.2). W stosunku do średniej temperatury z lat 1850-1900 pod koniec drugiej dekady XXI w. obserwowany wzrost przekroczył 1,5 °C., przy czym od początku lat 80. XX. wzrost temperatury osiągnął ok. 1 °C (*Global Warming...*, 2019). Wzrost temperatury powietrza skutkuje również wzrostem częstości ekstremalnych zjawisk meteorologicznych, m. in. opadów o wysokim natężeniu, trąb powietrznych, fal upałów i susz (Starkel, 2003; Kundzewicz, i in., 2006).

Przestrzenny rozkład składników obiegu wody na obszarze Polski przedstawiono na rycinie 1.3, wykorzystując dane dostępne w literaturze. Rozkład opadów (ryc. 1.3 A) przedstawia średni stan z 30-lecia 1971-2000, które w 2/3 pokrywa się z okresem objętym badaniami. Przestrzenny rozkład deficytu odpływu, utożsamianego z ewapotranspiracją terenową, odpływu powierzchniowego, podziemnego i odpływu średniego (całkowitego) (ryc. 1.3 B-E) dotyczy wielolecia 1931-1960. Przedstawione dane dotyczą odległego okresu czasu z powodu braku danych aktualnych.



Ryc. 1.2. Wzrost średniej rocznej temperatury na Ziemi odniesiony do średniej z wielolecia 1850-1900.

Fig. 1.2. The increase in the average annual temperature on Earth related to the average from the years 1850-1900

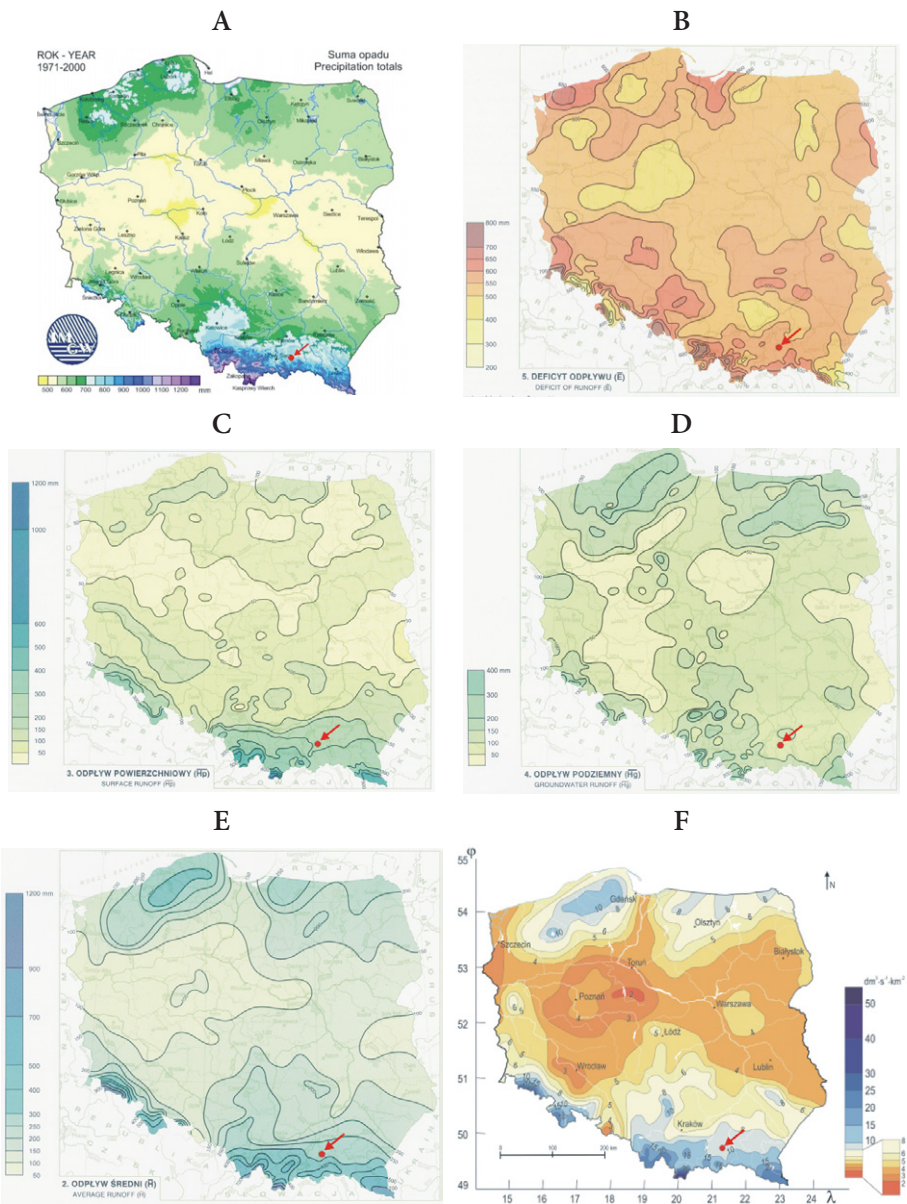
Źródło / Source: Global Warming of 1,5°C, IPCC Special Report 2019

Zlewnia Bystrzanki jest położona w obszarze o średniej rocznej sumie opadów 800-900 mm (IMGW – <https://klimat.imgw.pl/pl/climate-maps/#Precipitation/Yearly/1971-2000/1/Winter>) oraz o deficycie odpływu wynoszącym 550-600 mm, średnim odpływie powierzchniowym – 150-200 mm, odpływie podziemnym – 50-100 mm, odpływie ze zlewni – 250-300 mm i średnim odpływie jednostkowym – $8-10 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (Jokiel, 2004).

Człowiek w ograniczony sposób może wpływać na obieg wody, lecz powinien w racjonalny sposób gospodarować jej zasobami. Badania M. Gutry-Koryckiej z zespołem (2014) ukazują bardzo niepokojący stan zasobów wodnych Polski. Odpływ z obszaru naszego kraju w ostatnich 70 latach wykazuje bowiem wyraźną tendencję spadkową i w przeliczeniu na 1 mieszkańca jest jednym z najniższych w Europie ($1839 \text{ m}^3 \text{ rok}^{-1}$). Występujące długotrwałe susze rolnicze i hydrologiczne przynoszą wymierne skutki finansowe w postaci wzrostu cen żywności, a występujące w korytach rzek niżówki są zagrożeniem dla wszelkich form życia występujących w wodzie. Znikomy dopływ wody do zbiorników retencyjnych, przy zachowaniu nienaruszalności przepływu, jest przyczyną ich stopniowego opróżniania. W takiej sytuacji zagrożone jest właściwe funkcjonowanie elektrowni wodnych.

* * *

Niniejszą publikację dedykuję pamięci ś.p. Doktora Eugeniusza Gila, który zaszczylił we mnie pasję do prowadzenia badań hydrologicznych.



Ryc. 1.3. Przestrzenny rozkład średnich wieloletnich wartości składników obiegu wody na obszarze Polski: sumy opadu (A), deficytu odpływu = ewapotranspiracji terenowej (B), odpływu powierzchniowego (C), odpływu podziemnego (D), odpływu całkowitego (E) i odpływu jednostkowego (F), czerwone kółko – zlewnia Bystrzanka

Fig. 1.3. Spatial distribution of average long-term values of water circulation components in Poland: sum of precipitation (A), outflow deficit = field evapotranspiration (B), surface outflow (C), underground outflow (D), total outflow (E) and unit outflow (F), red circle – the Bystrzanka catchment

Źródła / Sources: A – IMGW / IMWM (<http://klimat.pogodynka.pl/>); B-E – *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej* 1997; F – Jokić 2004

2. Cel i zakres badań

Badania prowadzone w układzie zlewni rzecznej, jako systemie quasi-zamkniętym, pozwalają zbilansować wszystkie składniki bilansu wodnego, ze wskazaniem różnicy między „przychodową” (opad) i „rozchodową” (ewapotranspiracja + odpływ powierzchniowy + odpływ śródpokrywowy + odpływ gruntowy) stroną bilansu wodnego, świadcząca o stanie retencji zlewni.

Na obszarze Polski badania nad obiegiem wody były prowadzone na wybranych poligonach badawczych (najczęściej zlewniach rzecznych). W ramach Programu Małych Zlewni realizowanego przez IMGW (Ostrowski, 1997) prowadzone są badania wyłącznie w relacji opad-odpływ. W ramach Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego prowadzone są badania obiegu wody i materii na 11 stacjach bazowych, zgodnie z koncepcją przedstawioną przez Kostrzewskiego (*Koncepcja programu...*, 1991), opartą na teorii L. Bertalanffy’ego (1984).

Zasadniczym celem niniejszej rozprawy jest wskazanie wzajemnych związków między składnikami obiegu wody w małej pogórskiej zlewni, położonej na obszarze fliszu karpackiego oraz wskazanie ich czasowo-przestrzennej zmienności, ze szczególnym uwzględnieniem obserwowanych zmian klimatycznych i form pokrycia terenu, w tym użytkowania ziemi.

Studium przypadku, jakim jest zlewnia Bystrzanki, z punktu widzenia krążenia wody może wydawać się mało interesujące. Jednakże, zlewnia górnej Wisły składa się z co najmniej kilkuset małych zlewni, które szczególnie w czasie intensywnych opadów wiosennych lub letnich, w największym stopniu kształtują przepływ wezbraniowy (czasem powodziowy) w korycie Wisły poniżej Zawichostu. Obliczony przez autora (na podstawie danych z IMGW) odpływ ze zlewni górnej Wisły, zajmującej 26% dorzecza, w czasie powodzi w maju 2010 stanowił 79% odpływu z dorzecza.

Zdaniem autora, badana zlewnia, zarówno pod względem klimatu jak i cech krajobrazowych (rzeźby terenu, pokrycie terenu i rozwoju sieci osadniczej), jest reprezentatywna dla obszaru gór niskich i pogórza (Starkel, 1972), stąd wyniki kształtowania się składników obiegu wody w okresie wielolecia w tej zlewni można uznać jako odzwierciedlenie stanu i zmian w środkowej części Karpatach Polskich.

W niniejszej rozprawie została przeprowadzona analiza składników obiegu wody w następującym układzie: opad – ewapotranspiracja – spływ powierzchniowy – spływ śródpokrywowy – stany wód podziemnych – odpływ rzeczny.

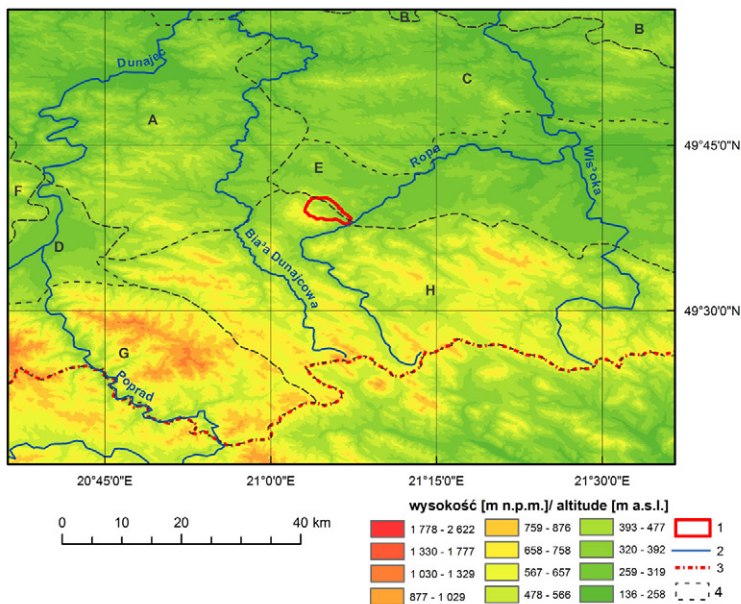
Wyniki pomiarów, na podstawie których przygotowano niniejszą pracę, pochodziły z pomiarów punktowych (opad, ewapotranspiracja, stany wody gruntowej), z poletek (spływ powierzchniowy i śródpokrywowy) oraz całej zlewni potoku Bystrzanka (odpływ rzeczny) prowadzonych od 1970 r. przez pracowników Stacji Badawczej Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, w tym od 1996 r. przy udziale Autora niniejszej rozprawy. Do przedstawienia przestrzennej zmienności składników obiegu wody na obszarze zlewni Bystrzanki wykorzystano model *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT), który umożliwia modelowanie natężenia procesów i zjawisk hydrologicznych w zlewni. Dobór modelu był podyktowany jego uniwersalnością dla różnych stref klimatycznych, powszechnością stosowania mającą odzwierciedlenie w licznych publikacjach (według *SWAT Literature Database*, stan dn. 15.09.2017 – 2990 recenzowanych publikacji) oraz możliwością symulowania wszystkich składników obiegu wody.

W zlewni Bystrzanki, znajduje się Stacja Badawcza Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, dla której podstawowym celem badawczym jest poznanie zróżnicowania środowiska geograficznego i mechanizmu procesów fizycznogeograficznych zachodzących w obszarze górskim (Starkel, 1973). Rozpoznanie takie pozwala podjąć próbę zbudowania dynamicznych modeli podstawowych elementów przestrzennych środowiska obszaru górskiego (stoku, doliny, koryta rzeki i osuwiska) i ocenić cechy i zasoby środowiska pod kątem racjonalnego użytkowania ziemi w górach (szczególnie gospodarki rolnej i wodnej). Podczas 50 lat badań prowadzonych na Stacji Badawczej Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Szymbarku, powstały liczne opracowania, dotyczące poszczególnych elementów środowiska przyrodniczego badanej zlewni rzecznej. Niniejsze opracowanie jest próbą ujęcia kompleksowego, wskazującego długookresowe kierunki zmian badanych składników obiegu wody na obszarze badanej zlewni na tle zmieniających się uwarunkowań klimatycznych oraz sposobu użytkowania ziemi.

3. Charakterystyka przyrodnicza zlewni Bystrzanki

Zlewnia Bystrzanki położona jest w dorzeczu górnej Wisły i stanowi zlewnię cieków IV rzędu wg podziału MPHP. Zlewnia zajmuje powierzchnię 13,0 km², a ciek o tej samej nazwie jest dopływem Ropy, którego ujście znajduje się na 38 km biegu rzeki (ryc. 3.1). Zlewnia reprezentuje krajobrazowe cechy charakterystyczne dla gór niskich i pogórzy (Starkel, 1972). Położenie w obrębie dwóch jednostek geomorfologicznych: Beskidu Niskiego i Dołów Jasielsko-Sanockich determinuje zróżnicowanie wielkości składników obiegu wody, wynikające ze złożoności środowiska geograficznego.

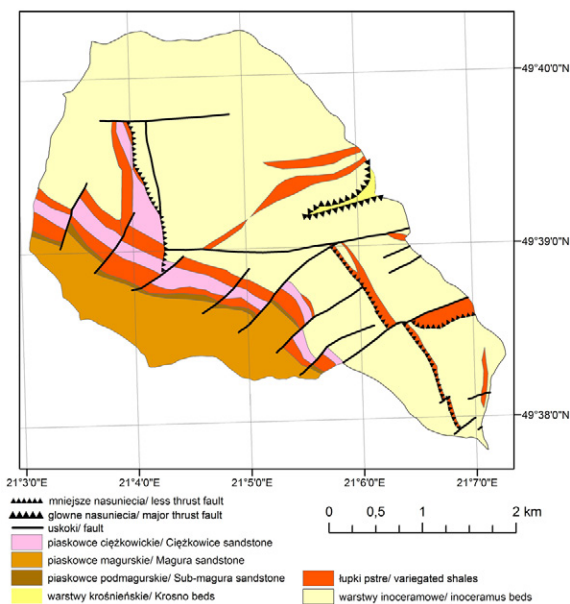
Zróżnicowanie rzeźby tego obszaru wynika z litologii i tektoniki. Czoło nasunięcia płaszczowiny magurskiej wysuwa się tutaj ku północy w postaci tzw. półwyspu tektonicznego Łużnej (Kozikowski, 1956; Świdziński, 1973). Cechuje go zróżnicowanie litologiczne utworów wieku paleogeńskiego (ryc. 3.2). Beskidzka, zachodnia część zlewni, wznosząca się od 600 do 753 m n.p.m. (Maślana Góra), zajmuje ok. 8% powierzchni i charakteryzuje się występowaniem w podłożu grubo- i średnioławicowych piaskowcowo-łupkowych utworów serii magurskiej, strefy facjalnej raczańskiej północnej (seria Siar) (Kopciowski i in., 1997), mających charakter grzbietotwórczy, o dużej odporności na procesy erozyjne i denudacyjne. Partie wierzchowinowe zbudowane są z warstw magurskich (gruboławicowe piaskowce z cienkimi wkładkami łupków), podścielonych warstwami podmagurskimi (łupki, margle i piaskowce). Głębiej występują warstwy łupków: czerwonych, zielonych i pstrych oraz piaskowców ciężkowickich (gruboławicowe piaskowce z cienkimi przewarstwieniami łupków pstrych), pod którymi występują piaskowce z Mutnego (gruboławicowe piaskowce z cienkimi warstwami łupków). Obszar ten charakteryzuje się większymi nachyleniami stoków (do 35°), występowaniem wciosowych i głębokich dolin, stałych lub okresowych cieków oraz pokryciem terenu przez las mieszany lub liściasty (piętro regla dolnego). Pogórską, wschodnią część zlewni Bystrzanki, sięgającą wysokości 450-550 m n.p.m, budują łupkowo-piaskowcowe warstwy inoceramowe (piaskowce cienko-, średnio- i gruboławicowe z łupkami i margłami fukoidowymi) wieku kredowo-paleogeńskiego (senon-paleocen) (Kopciowski i in., 1997). Na niewielkim obszarze, we wschodniej części zlewni odsłaniają się iłolupkowe utwory krośnieńskie (warstwy



Ryc. 3.1. Zlewnia Bystrzanki: położenie na tle rzeźby terenu i sieci głównych rzek SE Polski

Fig. 3.1. The Bystrzanka catchment: location on the background of terrain relief and network of major rivers of SE Poland

Objaśnienia / Explanations: 1 – zlewnia Bystrzanki / the Bystrzanka catchment; 2 – główne rzeki / major rivers; 3 – granica państwa / country boundary, 4 – jednostki geomorfologiczne wg Starkla (1972) / geomorphological units acc. Starkel (1972): Pogórze Wielickie (A), Pogórze Dynowskie (B), Pogórze Strzyżowskie (C), Kotlina Sądecka (D), Doły Jasielsko-Sanockie (E), Beskid Wyspowy (F), Beskid Sądecki (G), Beskid Niski (H)



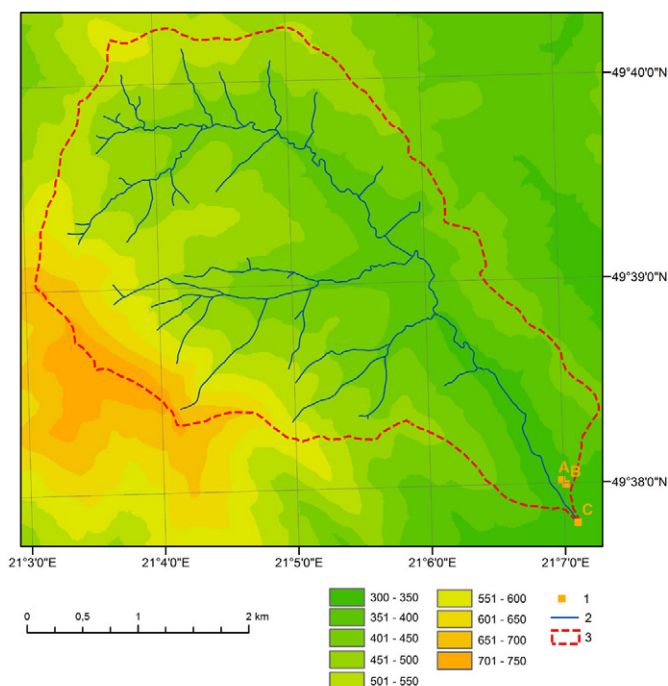
Ryc. 3.2. Mapa geologiczna zlewni Bystrzanki (Wójcik i in. 2003)

Fig. 3.2. Geological map of the Bystrzanka catchment (Wójcik et al. 2003)

z Gorlic), należące do płaszczowiny śląskiej. Garby pogórskie są szerokie, łagodnie nachylone (do 15°), wykorzystywane rolniczo jako grunty orne, a w ostatnich 25 latach jako użytki zielone. Na badanym obszarze występują liczne osuwiska, o różnym stopniu aktywności, zajmujące ok. 30% powierzchni badanej zlewni.

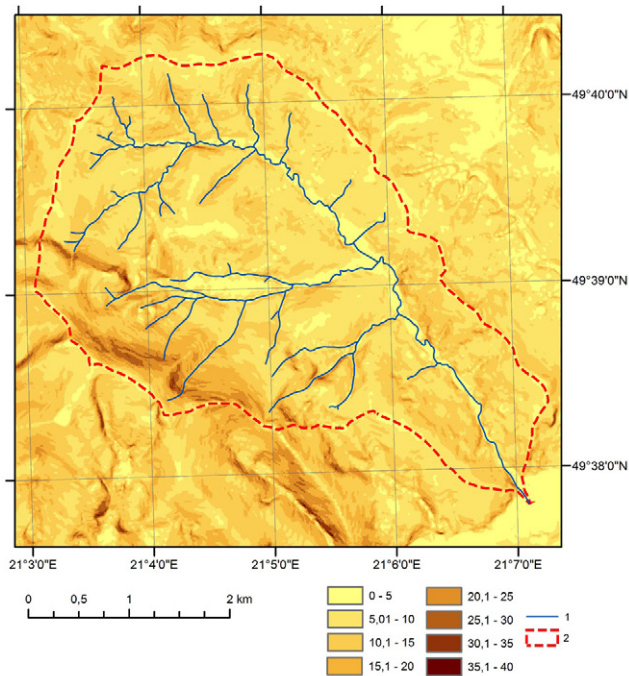
Średnia wysokość zlewni Bystrzanki wynosi 467 m n.p.m. (ryc. 3.3), natomiast średnie nachylenie stoków – 9,6° (ryc. 3.4).

Szczegółowe rozpoznanie typów gleb na badanym obszarze i uwarunkowań, które wpłynęły na ich rozwój, przedstawiono w pracy B. Adamczyka i in. (1973). Ogólna miąższość pokrywy glebowej kształtuje się od 80-100 cm w partiach podszczytowych do 200-400 cm na stokach. Gleby na omawianym obszarze wytworzyły się na pokrywach stokowych, które na obszarach zbudowanych z piaskowców magurskich zawierają 50-80% frakcji kamienistej, natomiast na seriach łupkowo-piaskowcowych warstw inoceramowych i krośnieńskich udział części szkieletowych wynosi 20-40%. Pod względem składu mechanicznego, gleby badanego obszaru są glinami lekkimi, średnimi (na grzbietach beskidzkich) lub ciężkimi (na garbach pogórskich). Dominującym typem gleb są gleby brunatne, które na badanym obszarze występują w 6 podtypach jako: kwaśne, wyługowane, wyługowane oglejone, słabo wyługowane, właściwe i właściwe oglejone (Adamczyk i in., 1973).



Ryc. 3.3. Cyfrowy model wysokości (DEM) zlewni Bystrzanki z naniesionymi stanowiskami pomiarowymi

Fig. 3.3. Digital elevation model (DEM) of the Bystrzanka catchment with marked measuring stations
 Objasnienia / Explanation: 1 – stanowiska pomiarowe: stacja meteorologiczna (A), poletka eksperymentalne i piezometry (B), profil wodowskazowy (C) / measuring stations: meteorological stations (A), experimental fields and piezometers (B), hydrological gauge (C); 2 – cieki / streams; 3 – granica zlewni / the catchment boundary



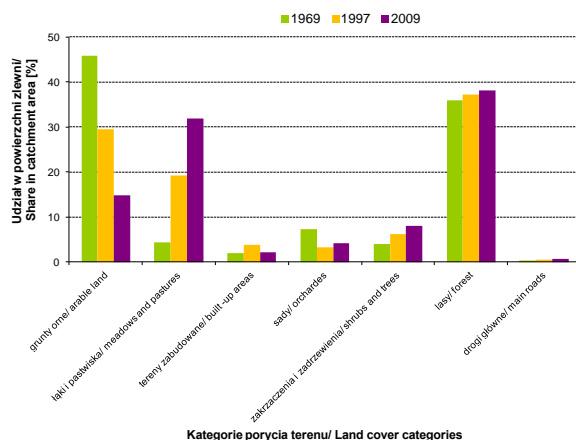
Ryc. 3.4. Mapa nachylenia terenu w zlewni Bystrzanki

Fig. 3.4. Map of slope in the Bystrzanka catchment

Objaśnienia / Explanation: 1 – ciekii / streams; 2 – granica zlewni / the catchment boundary

Złożona budowa litologiczna pokryw stoku fliszowego, wynikająca z różnorodności skał budujących podłoże geologiczne powoduje, że na niewielkim obszarze występują duże zmiany zawilgocenia gleby i niezależne od siebie poziomy wód gruntowych (Bochenek, 2005). Przyczyną jest płytkie występowanie utworów frakcji ilastej, utrudniających infiltrację wody w głębsze podłoże. Korelacja udziału frakcji ilastej w składzie mechanicznym gruntu na wysokości perforacji piezometrów oraz długości okresu występowania w nich wody miała dodatni, liniowy kształt, opisany współczynnikiem korelacji $r=0,82$, istotnym statystycznie (Bochenek, 2002).

W badanym okresie 45 lat, na obszarze południowo-wschodniej Polski wystąpiły bardzo znaczące zmiany powierzchni i struktury użytków rolnych, będące skutkiem przemian ustrojowych. W 2009 r. w pokryciu terenu dominowały użytki rolne 46,8 % (w tym grunty orne - 14,8 %, użytki zielone - 32,0%), następnie powierzchnie zalesione - 38,2%, przejściowe tereny leśne z zakrzaczeniami - 8,0%, powierzchnie zabudowane z sadami 6,3%. Największe zmiany w ostatnich 50 latach dotyczyły powierzchni gruntów ornych, która zmniejszyła się ponad 5-krotnie, kosztem 8-krotnego wzrostu powierzchni zajmowanej przez użytki zielone (ryc. 3.5). Szczegółowa analiza zmian pokrycia terenu zostanie przedstawiona w rozdziale 6, dotyczącym modelowania hydrologicznego.



Ryc. 3.5. Zmiany pokrycia terenu na obszarze zlewni Bystrzanki w latach 1969-2009

Fig. 3.5. Changes in land cover in the Bystrzanka catchment area in 1969-2009

Źródła / Sources: 1969 – Gil (1979), 1997 – Olędzki (2007), 2009 – Zwoliński i Gudowicz (2011)

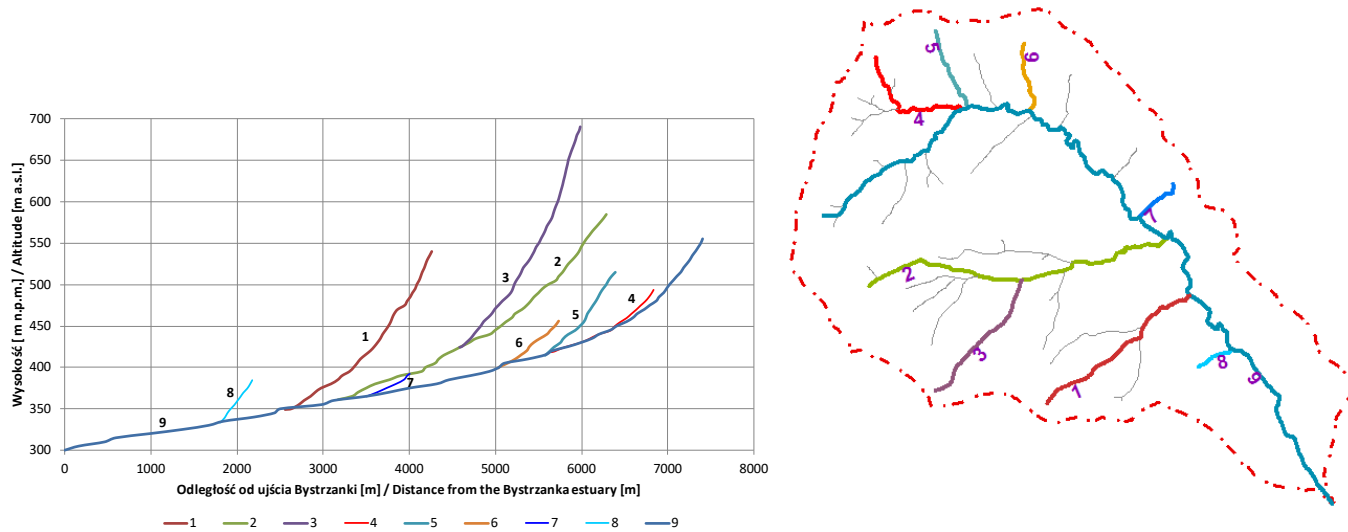
Pierwsze kompleksowe badania hydrograficzne w zlewni Bystrzanki przeprowadziła J. Niemirowska (1970), polegające na kartowaniu wszystkich obiektów hydrograficznych, pomiarach głębokości studni, wydajności źródeł i przepływów na głównych ciekach. Sporządziła ona mapę hydrograficzną tego obszaru.

W tabeli 3.1 przedstawiono podstawowe parametry kształtu zlewni i sieci rzecznej w oparciu o zestawienie Niemirowskiej i obliczenia własne. Dopływy do głównego cieku Bystrzanki są zróżnicowane pod względem długości. Lewostronne, pogórskie dopływy mają długość w granicach od 350 do 800 m, zaś długość dopływów prawostronnych, beskidzko-pogórskich wynosi od 1600 do 3000 m.

Niezwykle ważną rolę w kształtowaniu prędkości spływu wody odgrywają spadki cieków (ryc. 3.6). Średni spadek koryta Bystrzanki wyniósł 26‰. Spadek dopływów z beskidzkiej części zlewni przekraczał 80‰, natomiast z części pogórskiej – 60‰.

Tabela 3.1. Wybrane parametry fizjograficzne zlewni Bystrzanki

Parametr	Wartość
Powierzchnia – A (km ²)	13,01
Obwód O (km)	16,04
Maksymalna długość L(km)	6,08
Maksymalna szerokość W_{max} (km)	3,25
Średnia szerokość $W_{ave} = A/L$ (km)	2,14
Średnia wysokość H_{ave} (m n.p.m.)	466,9
Średnie nachylenie SL_{ave} (°)	9,47
Łączna długość stałej sieci rzecznej (km)	28,4
Gęstość stałej sieci rzecznej (km km ⁻²)	2,18
Wskaźnik zwartości zlewni CL	1,26
Wskaźnik kolistości CK	0,635
Wskaźnik wydłużenia CW	0,543



Ryc.3.6. Profile podłużne koryta Bystrzanki i jej wybranych dopływów (numeracja ma mapie obok)

Fig. 3.6. Longitudinal profiles of the Bystrzanka catchment and its selected tributaries (the numbering has a map next to it)

Objaśnienia / Explanations: 1 – Granicznik, 2 – Gerucha, 3 – dopływ Geruchy / the Gerucha tributary, 4 – Bucze 1, 5 – Bucze 2, 6 – Bucze 3, 7 – Taborówka, 8 – Wiatrówki, 9 – Bystrzanka

Obliczone zostały wskaźniki określające parametry strefy wymiany wód podziemnych z korytem Bystrzanki. Miąższość strefy aktywnej wymiany wód podziemnych z korytem, obliczona za pomocą metody przedstawionej w pracy P. Jokiela (1999), wynosząca średnio 41 m, mieści się w przedziale miąższości podanym przez tego autora dla zlewni górskich (28-124 m). Obliczona na tej podstawie objętość strefy aktywnej wymiany wyniosła 0,533 km³.

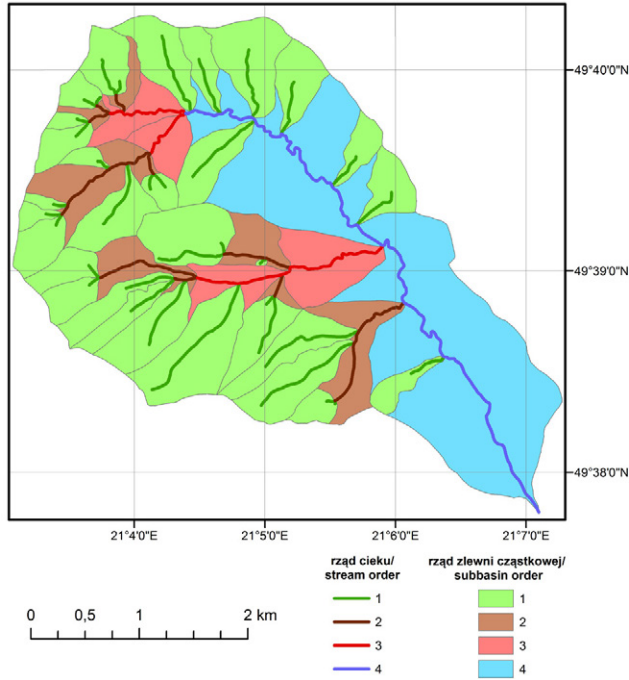
Na podstawie założeń A. Strahlera (1954) dokonano hierarchizacji sieci rzecznej w badanej zlewni, poprzez wyróżnienie odcinków cieków poszczególnych rzędów oraz przyporządkowanie im zlewni cząstkowych (ryc. 3.7), po czym obliczono wskaźniki: bifurkacji (R_b), długości cieków (R_l) oraz powierzchni zlewni (R_a) (tab. 3.2). Uzyskane wartości obliczonych wskaźników mieszczą się w zakresie wartości charakterystycznych dla zlewni południowo-wschodniej Polski (Dobija i in., 1979).

Pod względem klimatycznym, większa część obszaru badanej zlewni jest położona w piętrze klimatu umiarkowanie ciepłego, o średniej rocznej temperaturze 6-8°C (Hess, 1965; Obrębska-Starkel, 1973, Hess i in., 1977). Jedynie najwyższe partie wierzchowinowe grzbietów beskidzkich są położone w piętrze umiarkowanie chłodnym. Izoterma roczna 6°C, rozdzielająca te dwa podpiętra przebiega na wysokości ok. 570 m n.p.m (Hess i in., 1977).

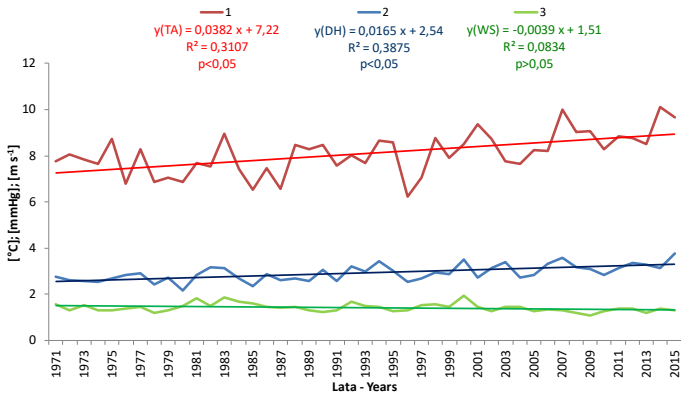
Poniżej opisano podstawowe charakterystyki elementów meteorologicznych uwzględnianych w obliczeniach ewapotranspiracji. W niniejszej rozprawie jest to jedyny element obliczany na podstawie danych klimatycznych, pozostałe pochodzą z bezpośrednich pomiarów. Średnia roczna temperatura powietrza w latach 1971-2015, obliczona na podstawie danych meteorologicznych Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku wyniosła 8,1°C, wykazując w badanym okresie statystycznie istotny trend wzrostowy wynoszący 0,4°C na 10 lat, mieszczący się w przedziale współczynnika trendu wyznaczonego dla obszaru Polski (Michalska, 2011; Żmudzka, 2009) (ryc. 3.8). Podobny kierunek zmian wykazywał niedosyt wilgotności (przy obliczeniu ewapotranspiracji niedosyt wilgotności wyrażany jest w mm Hg), przy współczynniku trendu 0,17 mm Hg na 10 lat i średniej wartości obliczonej dla wielolecia 2,9 mm Hg. Prędkość wiatru w omawianym okresie nie wykazywała zmian. Kierunki zmian omawianych parametrów sprzyjają wzrostowi ewapotranspiracji.

Tabela 3.2. Hierarchizacja odcinków cieków i zlewni cząstkowych

Rząd cieków/ zlewni	Liczba odcinków cieków	Suma długości odcinków cieków danego rzędu	Suma powierzchni zlewni cząstkowych danego rzędu
		km	km ²
1	36	14,02	5,84
2	10	5,10	1,78
3	3	3,22	1,15
4	1	6,23	4,25
	$R_b = 3,31$	$R_l = 3,07$	$R_a = 4,78$



Ryc. 3.7. Hierarchizacja sieci rzecznej w zlewni Bystrzanki
 Fig. 3.7. Orderliness of the river network in the Bystrzanka catchment



Ryc. 3.8. Średnie roczne oraz trendy liniowe: temperatury powietrza (TA) (1), niedosytu wilgotności (DH) (2) i prędkości wiatru (WS) (3) w wieloletniu 1971-2015.

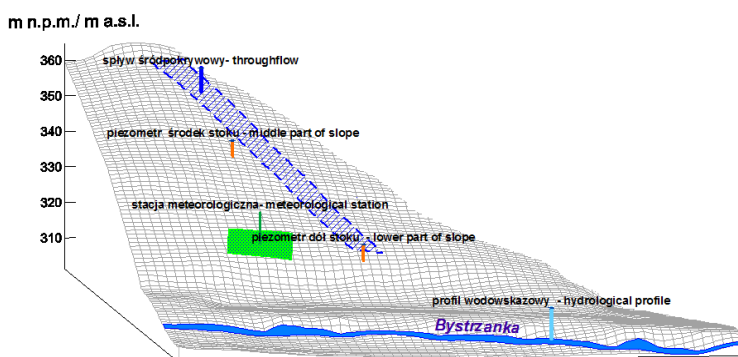
Fig. 3.8. Annual averages and linear trends: air temperature (TA) (1), humidity deficit (DH) (2) and wind speed (WS) (3) in 1971-2015

4. Metody badań

4.1. Metody pomiarowe

Szeroki program badawczy składników obiegu wody, realizowany na licznych stanowiskach badawczych, z wysoką rozdzielczością czasową pomiarów na Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku, pozwolił zgromadzić niezwykle wartościową i unikatową w skali Polski bazę danych, na podstawie której możliwe jest przygotowywanie wiarygodnych opracowań hydrologicznych.

Podczas przygotowywania niniejszej rozprawy posłużono się danymi klimatycznymi i hydrologicznymi zgromadzonymi w archiwum Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku. Autor uczestniczył w zbieraniu i archiwizacji tych danych od 1996 r. Dane klimatyczne pochodziły ze stacji meteorologicznej położonej w dolnej części zlewni Bystrzanka na wysokości 325 m n.p.m. i zostały zebrane podczas obserwacji terminowych, 3 razy na dobę oraz w postaci średnich i sum rejestrowanych przez automatyczną stację meteorologiczną MIŁOS 500 (od 2001 r.). Sumy opadów uzyskano na podstawie pomiarów z deszczomierza Hellmanna wykonywanych codziennie o godz. 6:00 UTC. Szczegółowe rozmieszczenie stanowisk pomiarowych na stoku doświadczalnym oraz położenie profilu wodowskazowego zamykającego zlewnię przedstawia rycina 4.1.



Ryc. 4.1. Stanowiska pomiarowe na stoku doświadczalnym

Fig. 4.1. Measuring stand on the experimental slope

Opad ciekły powoduje częściowe (strefa aeracji) lub całkowite (strefa saturacji) wypełnienie podłoża wodą. Najlepszą metodą oceny nasycenia gruntu są pomiary piezometryczne, które pozwalają określić poziom/poziomy wód podziemnych i oddzielić strefę aeracji od strefy saturacji. Analiza stanów wód gruntowych została przeprowadzona na podstawie wyników codziennych pomiarów wykonywanych za pomocą gwizdka studziennego (świstawki) o godzinie 12:00 UTC, na dwóch stanowiskach w środkowej i dolnej części stoku doświadczalnego, na których zlokalizowano płytkie piezometry sięgające głębokości 1,0 m i 1,5 m.

Na stanowiskach piezometrycznych prowadzone były pomiary wilgotności objętościowej gruntu metodą reflektometrii czasowej TDR (ang. *Time Domain Reflectometry*), polegającej na określeniu stałej dielektrycznej gleby w warunkach oddziaływania pola elektrycznego o częstotliwości 109 Hz. W takich warunkach gleba zachowuje się jak dielektryk, natomiast zawarta w niej woda przewodzi generowane impulsy elektryczne, których natężenie jest proporcjonalne do wilgotności. Pomiarów dokonuje się bezpośrednio w profilu glebowym, a zatem w odróżnieniu od analiz laboratoryjnych uzyskane wyniki w pełni reprezentują warunki wilgotnościowe środowiska glebowego.

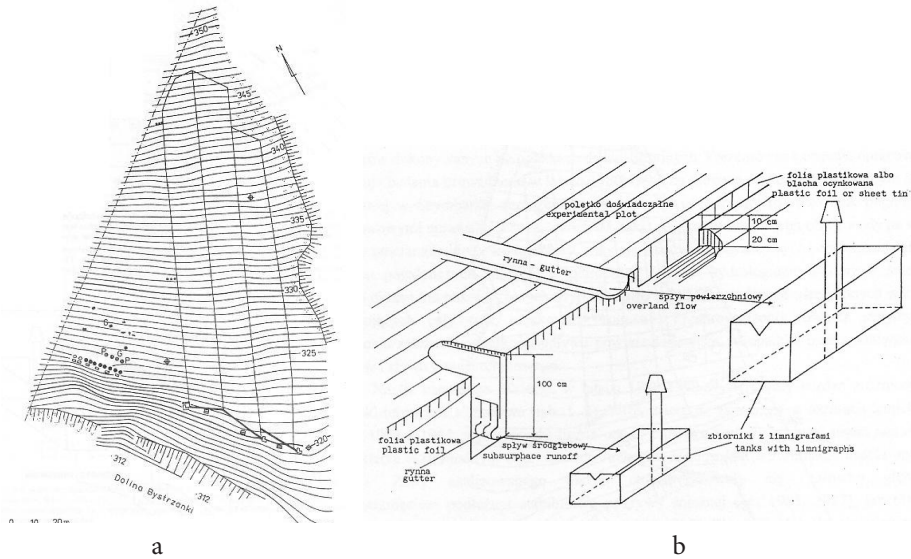
W latach 2005-2011 prowadzono pomiary wilgotności gruntu z zastosowaniem sondy TDR. Na dwóch stanowiskach piezometrycznych w środkowej i dolnej części pogórskiego stoku umieszczono rury typu „*tecanat*”, w których wykonywany był pomiar w profilu głębokościowym, co 10 cm. Pomiarów dokonywano tylko w okresie od początku kwietnia do końca października z tygodniowym interwałem czasowym.

Na stoku doświadczalnym znajdowały się również instalacje służące do pomiarów spływu powierzchniowego. Stanowiły je poletka pomiarowe o powierzchni 600 m², ogrodzone z trzech stron pasem blachy ocynkowanej, wkopanej do głębokości 10-15 cm, w dolnej części zakończone rynną zbierającą wodę i doprowadzającą ją do stałego zbiornika wyposażonego w limnigraf, w którego dolnej ścianie został wycięty przelew Thompsona (ryc. 4.2). Na poletkach prowadzono użytkowanie rolnicze z zastosowaniem upraw typowych dla tego obszaru: ziemniaków, zbóż, łąki i koniczyny.

Na stoku eksperymentalnym znajdowała się również instalacja spływu śródpokrywowego, ujmująca wodę spływającą grawitacyjnie w dół stoku w 1-metrowej warstwie gleby. Pomiar był możliwy dzięki zainstalowaniu na głębokości do 1 metra ekranu z folii, pod którym umieszczono rynnę zbierającą wodę, która dopłynęła do ekranu. Wkopany na długości 10 metrów ekran wyznaczał teoretyczną szerokość poletka. Wyznaczona, teoretyczna długość poletka wyniosła 180 m, pomiędzy zamykającym je ekranem z folii a znajdującym się powyżej spłaszczeniem na pogórskim garbie Taborówka. Przy takim założeniu wyznaczono powierzchnię poletka wynoszącą 1800 m². Pomiary spływu powierzchniowego zostały rozpoczęte w 1969 r., natomiast spływ śródpokrywowy jest mierzony od 1973 r.

Należy zaznaczyć, iż „poletkowy” system pomiarowy procesów spływu powierzchniowego i śródpokrywowego, wdrożony na Stacji Badawczej IGiPZ PAN był pionierskim w skali kraju i stanowił inspirację do tego typu badań w innych ośrodkach.

Dane hydrologiczne dotyczące odpływu ze zlewni zostały zebrane w profilu wodowskazowym zamykającym zlewnię, położonym na wysokości 303 m n.p.m., odległym od stacji meteorologicznej o ok. 200 m. Stanowisko wodowskazowe zamykające badaną



Ryc. 4.2. Poletka pomiarów spływu powierzchniowego (a) i schemat instalacji do pomiarów spływu powierzchniowego i śródglebowego (b) na stoku doświadczalnym (Gil 1994)

Fig. 4.2. Plots of overland flow measurements (a) and draw of an overland flow and throughflow installation (b) on the experimental slope (Gil 1994)

zlewnię wyposażone jest w limnigraf. Podstawą do obliczeń, których wyniki przedstawiono w niniejszym opracowaniu, był ciągły zapis stanów wody (limnigramy) w punkcie wodowskazowym zamykającym zlewnię, znajdującym się przed ujściem Bystrzanki do Ropy. Dane z limnigramów posłużyły do obliczenia chwilowego i średniego dobowego natężenia przepływu, określonego na podstawie związku stan wody-przepływ. Zależność funkcyjną między obydwoma zmiennymi wyznaczono na podstawie systematycznych pomiarów natężenia przepływu, wykonywanych metodą młynkową przy różnych stanach wody. Wyznaczona krzywa przepływów miała charakter odcinkowy dla niskich ($H \leq 0,45$ m) i wysokich ($H > 0,45$ m) stanów wody. Po każdym dużym wezbraniu sprawdzano „stabilność” krzywej relacji stan wody-przepływ, poprzez wykonanie kontrolnego pomiaru natężenia przepływu. W przypadku negatywnej weryfikacji, wykonywano serię pomiarów przy różnych stanach wody pozwalającą na nowo ustalić związek obydwu zmiennych. Na podstawie wykonanego pomiaru, natężenie przepływu obliczano metodą rachunkową. W okresach występowania różnych form zlodzenia zastosowano standardowe współczynniki redukcji zimowej natężenia przepływu: w okresach występowania śryżu i lodu brzegowego – $K_z = 0,75$, zaś w okresach dla spływu kry – $K_z = 0,85$. Do obliczenia średniego dobowego natężenia przepływu w warunkach całkowitego zlodzenia posłużono się metodą uwzględniającą stopień zmniejszenia czynnego przekroju przez pokrywą lodową (Bajkiewicz-Grabowska i in., 1993). W tym celu wykorzystano codzienne pomiary grubości pokrywy lodowej w korycie rzecznej. W okresach przepływów niżówkowych, średnie dobowe natężenia przepływu obliczono na podstawie wzoru dla przelewu Poncela (Bajkiewicz-Grabowska i in., 1993), w oparciu o wyniki codziennych pomiarów stanów wody w przelewie na stanowisku wodowskazowym.

4.2. Metody obliczeń i analiz danych pomiarowych

Niniejsza dysertacja ma charakter hydrologiczny, dlatego obliczenia charakterystyk statystycznych i wizualizacja danych zostały przedstawione w układzie roku hydrologicznego, z uwzględnieniem półroczy hydrologicznych: zimowego (XI-IV) i letniego (V-X).

Możliwość analizy ciągów danych wieloletnich występuje w przypadku zachowania jednorodności danych (Ozga-Zieliński, 1987). Sprawdzenia tego aspektu ciągów danych dokonano za pomocą nieparametrycznego testu jednorodności Pettitta, pozwalającego obliczyć statystykę K_N i związane z nią prawdopodobieństwo P (Pettitt, 1979). Test Pettitta służy do określenia punktów „skokowej zmiany” (Pettitt, 1979; Fealy, Sweeney, 2005). Punkty takie mogą wskazywać na istotne impulsy zmieniające warunki opadu i odpływu w zlewni. Impulsy te mogą być efektem zarówno zmian klimatycznych, jak również antropopresji.

Hipoteza H_0 zakłada, że w badanym szeregu nie występują skoki wartości, świadczące o jednorodności ciągu danych, pod warunkiem przekroczenia przez charakterystykę p -value założonego poziomu krytycznego α , wynoszącego 0,05. Zestawienie wyników testowania jednorodności ciągów pomiarowych badanych elementów obiegu wody przedstawiono w tabeli 4.1.

Tabela 4.1. Wyniki testowania jednorodności ciągów pomiarowych wykorzystywanych w badaniach

	Opad	Stany wody w piezometrach				Spływ śródpokrywowy	Odpływ
		1,0 środek stoku	1,0 dół stoku	1,5 środek stoku	1,5 dół stoku		
K_N	148,0	275,0	414,0	337,0	376,0	321,0	159,0
p -value	0,648	0,008	< 0,0001	0,001	< 0,0001	0,000	0,492
α	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05

Brak jednorodności ciągów pomiarowych stanów wody oraz spływu śródpokrywowego jest spowodowany występowaniem trendu dla tych serii pomiarowych.

Dokonano eliminacji trendu poprzez odjęcie „teoretycznych średnich”, obliczonych na podstawie równań regresji liniowej, od średnich wartości lub sum rocznych, pochodzących z obliczeń. Po wyeliminowaniu trendu stwierdzono, że wszystkie szeregi danych są jednorodne (tab. 4.2).

Normalność rozkładów rocznych sum opadu i odpływu oraz średnich stanów wody w badanych piezometrach sprawdzono za pomocą testu λ Kołmogorowa-Smirnowa, weryfikującego hipotezę o zgodności pomiędzy dystrybuantą empiryczną a dystrybuantą teoretyczną (Węglarczyk 1996) wg formuły:

$$\lambda = \sqrt{n} \cdot D_{\max}$$

gdzie: D_{\max} – największa bezwzględna różnica między dystrybuantą empiryczną a dystrybuantą teoretyczną.

$$D_{\max} = \sup \left| F(x) - \hat{F}_{teor}(x) \right|$$

Tabela 4.2. Wyniki testowania jednorodności ciągów pomiarowych po przeprowadzeniu eliminacji trendów

	Stany wody w piezometrach				Spływ śródpokrywy
	1,0 środek stoku	1,0 dół stoku	1,5 środek stoku	1,5 dół stoku	
K_N	131,0	190,0	153,0	133,0	96,0
p -value	0,937	0,212	0,581	0,909	0,509
α	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05

Hipoteza H_0 testu oznacza, że rozkład elementów badanego szeregu to rozkład normalny. Hipoteza ta powinna zostać odrzucona, kiedy wartość λ jest większa od wartości krytycznej λ_α odczytywanej z rozkładu Kołmogorowa-Smirnowa lub jej równa.

Zestawienie wyników testowania normalności rozkładów rocznych sum lub średnich badanych elementów obiegu wody przedstawiono w tabeli 4.3.

Tabela 4.3. Wyniki testowania normalności rozkładów rocznych sum lub średnich obliczonych na podstawie danych pomiarowych

	Opad	Stany wody w piezometrach				Spływ śródpokrywy	Odpływ
		1,0 środek stoku	1,0 dół stoku	1,5 środek stoku	1,5 dół stoku		
λ	0,102	0,070	0,100	0,102	0,069	0,082	0,100
p -value	0,708	0,971	0,737	0,712	0,975	0,920	0,734
α	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05

Przeprowadzone zostały badania trendów składników krążenia wody w wieloleciu 1971-2015 w oparciu o średnie bądź sumy roczne lub miesięczne, sprawdzające występowanie lub brak tendencji rozwojowej. Dla realizacji tego celu wykorzystano równanie trendu liniowego:

$$y = ax + b$$

gdzie: y – zmienna zależna (objaśniana), x – zmienna niezależna (objaśniająca, w tym przypadku roczny okres czasu T), a – współczynnik trendu liniowego, b – wyraz wolny

Hipotezę o wystąpieniu tendencji (trendu) w szeregu sprawdzono za pomocą testu Manna-Kendalla. Nieparametryczny test Manna-Kendalla weryfikuje hipotezę H_0 o braku trendu w szeregu X_j według statystyki zdefiniowanej jako [Hamed, Ra, 1998; Węglarczyk, 2010):

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(X_j - X_i)$$

gdzie:

$$\begin{aligned} \text{sgn}(X_j - X_i) &= 1, \text{ jeżeli } (X_j - X_i) > 0 \\ \text{sgn}(X_j - X_i) &= 0, \text{ jeżeli } (X_j - X_i) = 0 \\ \text{sgn}(X_j - X_i) &= -1, \text{ jeżeli } (X_j - X_i) < 0 \end{aligned}$$

Statystyka S ma rozkład normalny ze średnią 0, a wariancję opisuje następująca formuła:

$$\text{var}(s) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}$$

Z powodu dużej zmienności sum składników obiegu wody w kolejnych latach i braku możliwości wyznaczenia trendu istotnego statystycznie na założonym poziomie ($p < 0,05$) w całym badanym okresie, zdecydowano o wykorzystaniu trendu kroczącego (segmentowego), do wykazania możliwego trendu w krótszych okresach czasu. Stosowanie tej metody dotyczy długich szeregów czasowych o skończonej liczbie elementów n , podczas których występują zmiany kierunku trendu. Wygładzanie szeregu polega na ustaleniu stałej wygładzania k ($k < n$), a następnie szacowaniu parametrów liniowej funkcji trendu na podstawie kolejnych fragmentów szeregu o długości stałej k . W niniejszym opracowaniu przyjęto stałą $k = 11$ lat.

Dla szeregu chronologicznego y_1, y_2, \dots, y_n i stałej wygładzania k kolejnymi fragmentami szeregu są:

$$\begin{aligned} & y_1, \dots, y_k \\ & y_2, \dots, y_{k+1} \\ & \dots \\ & y_{n-k+1}, \dots, y_n \end{aligned}$$

Następnie szacowano metodą najmniejszych kwadratów parametry strukturalne funkcji w każdym segmencie. Liczba segmentów w szeregu wynosi $n - k + 1$. W przypadku obliczeń w niniejszej pracy, obejmującej 45 elementów, przy stałej $k = 11$ lat, liczba segmentów wyniosła 35. Liniowe funkcje trendu dla każdego segmentu przyjmują postać:

$$\begin{aligned} \hat{y}_1 &= a_1 + b_1 t \quad \text{dla } 1 \leq t \leq k \\ \hat{y}_2 &= a_2 + b_2 t \quad \text{dla } 2 \leq t \leq k + 1 \\ \hat{y}_{n-k+1} &= a_{n-k+1} + b_{n-k+1} t \quad \text{dla } n - k + 1 \leq t \leq n \end{aligned}$$

Ostateczne wyrównanie szeregu otrzymuje się poprzez obliczenie średnich arytmetycznych z wartości teoretycznych.

Do oceny dopasowania wartości teoretycznych (trendu kroczącego) do danych empirycznych zastosowano współczynnik korelacji liniowej r Pearsona, który ma postać:

$$r_{xy} = \frac{\text{COV}_{(xy)}}{S_{(x)} \cdot S_{(y)}}$$

Współczynnik korelacji zweryfikowano pod względem jego istotności statystycznej za pomocą statystyki t -Studenta

$$t = \frac{r_{xy}}{\sqrt{1 - r_{xy}^2}} \sqrt{n - 2}$$

Hipotezę zerową ($H_0: r_{xy} = 0$) o nieistotności współczynnika korelacji na poziomie istotności p odrzuca się, jeżeli moduł statystyki t jest większy od wartości krytycznej

t_p lub jej równy ($\geq 0,05$). W innym przypadku (moduł t jest mniejszy od wartości krytycznej t_p) nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy H_0 i przyjęcia hipotezy alternatywnej H_A ($H_A: r_{xy} \neq 0, r_{xy} > 0$ lub $r_{xy} < 0$).

Współczynnik korelacji liniowej r Pearsona był stosowany do oceny „siły” związków między zmiennymi i obliczany jako pierwiastek kwadratowy ze współczynnika determinacji R^2 .

Na podstawie miesięcznych sum opadów obliczono roczne wartości wskaźnika opadowego J , którego metodykę obliczania zaproponował A. Schmuck (1965):

$$J = (P_r - 500) - \frac{P_z}{P_l}$$

gdzie: P_r – roczna suma opadu [mm]; P_l – suma opadu w półroczu ciepłym (miesiące IV-IX) [mm]; P_z – suma opadu w półroczu chłodnym (miesiące X-III) [mm].

Dla dokonania klasyfikacji liczby dni z opadem o sumie w poszczególnych przedziałach wysokości na poziomie analizy pełnych lat, posłużono się kryteriami B. Olechnowicz-Bobrowskiej (1970) (tab. 4.4).

Tabela 4.4. Przedziały klasyfikacji dobowych sum opadu

Nazwa klasy opadu	Zakres		
	rok	półroczne zimne	półroczne ciepłe
bardzo słaby	0,1-1,0	0,1-1,0	0,1-2,0
słaby	1,1-5,0	1,1-2,0	2,1-5,0
umiarkowany	5,1-10,0	2,1-5,0	5,1-10,0
silny	10,1-20,0	5,1-10,0	10,1-20,0
bardzo silny	$\geq 20,1$	$\geq 10,1$	$\geq 20,1$

Źródło / Source: B. Olechnowicz-Bobrowska (1970)

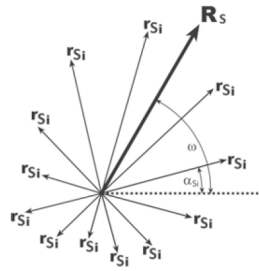
Przedstawione wyżej roczne sumy opadów obliczone zostały na podstawie pomiarów deszczomierzem Hellmana na wysokości 1 m nad powierzchnią gruntu, na stacji meteorologicznej położonej w dolnej części badanej zlewni (ryc. 3.3).

Wskaźnikiem klimatycznym, dedykowanym ocenie odchyleń miesięcznych sum opadów w danym roku względem średnich miesięcznych sum obliczonych dla wielolecia jest wskaźnik nierównomierności V Wilgata (1948), obliczany wg wzoru:

$$\sum |R_m - R_{sm}|$$

gdzie: R_m – miesięczna suma opadu [mm], R_{sm} – średnia miesięczna suma opadu w danym roku [mm], R_a – suma roczna opadu [mm]

W niniejszej monografii wskaźnik ten posłużył do oceny nierównomierności opadów, ewapotranspiracji terenowej i odpływu w poszczególnych latach omawianego okresu badań.



Ryc. 4.3. Idea konstrukcji wskaźnika sezonowości Markhama (Tomaszewski 2001, zmienione)

Fig. 4.3. The idea of the construction of Markham seasonality index (Tomaszewski 2001, changed)

Na podstawie miesięcznych sum opadów obliczono indeksy sezonowości (IS) dla poszczególnych lat, metodą zaproponowaną przez Ch.G. Markhama (1970) i zastosowaną do oceny kontynentalizmu pluwialnego w Polsce (Kožuchowski i Wibig 1988). Miara ta ma charakter wektorowy i stosowana jest do oceny sezonowości odpływu (Jokiel i Bartnik 2001; Jokiel i Stanisławczyk 2016; Jokiel i Tomalski 2017; Tomaszewski 2001) oraz stanów wód podziemnych (Tomalski 2015).

Indeks sezonowości (IS) obliczany jest przy założeniu, że suma opadu lub przepływ średni w danym miesiącu j reprezentowany jest przez wektor (r_{sj}) o długości proporcjonalnej do średniego miesięcznego opadu (sumy rocznej podzielonej przez 12 miesięcy) lub przepływu miesięcznego i kącie nachylenia (α_{sj}), uzależnionym od położenia środka danego miesiąca względem początku roku hydrologicznego (1 listopada). Kąt nachylenia α_{sj} obliczany jest wg wzoru:

$$\alpha_{sj} = \frac{360 \cdot L_s}{365}$$

gdzie: α_{sj} – kąt nachylenia wektora r_{sj} , wartości miesięcznych [o], L_s – liczba dni między początkiem roku hydrologicznego a środkiem danego miesiąca.

Dla danego roku powstaje 12 wektorów (miesięcznych), z których wyznaczamy wektor wypadkowy R_s (iloczyn wektorów) o module $|R_s|$ i kierunku ω (ryc. 4.3). Dzieląc długość wektora wypadkowego $|R_s|$ przez sumę długości wektorów cząstkowych $|r_{sj}|$, uzyskujemy indeks sezonowości – IS .

$$IS = \frac{|R_s|}{\sum_{j=1}^{12} |r_{sj}|}$$

gdzie:

IS – indeks sezonowości w roku hydrologicznym [%], $|R_s|$ – długość wektora wypadkowego z wektorów r_{sj} , $|r_{sj}|$ – długość wektora odpowiadającego średniej wartości cechy w j -tym miesiącu roku hydrologicznego.

Teoretycznie, indeks sezonowości przyjmuje wartości z przedziału od 0 do 100% i z jego wzrostem rośnie poziom sezonowości (skupienia) badanej cechy. Wartość IS równa „0” wystąpić może w dwóch przypadkach: gdy zachodzi idealnie równomierne

rozłożenie badanej cechy we wszystkich miesiącach (długość wszystkich 12 wektorów jest taka sama) lub wówczas, gdy przepływ koncentruje się w dwu miesiącach przesuniętych względem siebie o pół roku, np. marzec i wrzesień.

Miarą sezonowości, zastosowaną do oceny rozkładu odpływu rzecznego w ciągu roku jest termin połowy odpływu [TPO]. Termin połowy odpływu uzyskujemy kumulując dobowe przepływy (odpływy) rzeki, aż do momentu osiągnięcia połowy sumy rocznej. Miara ta została po raz pierwszy zastosowana przez G. J. McCabe'a i M. P. Clarka (2005) do oceny odpływu roztopowego w zachodniej części USA. Znana również w polskiej literaturze hydrologicznej, po raz pierwszy zastosowana przez P. Jokiela i A. Bartnika (2005) do oceny zmian i zmienności przepływu Pilicy w Przedborzu. Miara ta wykorzystana została m. in. do oceny roli wiosennych wezbrań roztopowych w kształtowaniu rocznego odpływu w wybranych zlewniach centralnej i północnej Polski (Piętka 2009). Miara ta jest obliczana wg formuły:

$$Tj = \{i: V_i = V_{365} / 2\}$$

gdzie: V_i – suma przepływu liczona od 1 XI, V_{365} – roczna suma przepływu, Tj – dzień osiągnięcia $V_i = V_{365} / 2$.

Wykorzystując kryteria T. Tomaszewskiej (1994), bazujące na udziale miesięcznej sumy opadu względem średniej miesięcznej sumy obliczonej dla wielolecia, przeprowadzono klasyfikację opadową miesięcy (tab. 4.5).

Wielkość odpływu podczas wezbrań roztopowych porównano ze wskaźnikiem śnieżności zim W_{sn} S. Paczosa (1982), obliczanym wg formuły:

$$W_{sn} = 0,0409 \cdot d_{ps1} + 0,0246 \cdot d_{ps20} + 0,00007 \cdot S_h$$

gdzie: d_{ps1} – liczba dni z pokrywą śnieżną o grubości powyżej 1 cm, d_{ps20} – liczba dni z pokrywą śnieżną o grubości powyżej 20 cm, S_h – suma grubości pokrywy śnieżnej.

Tabela 4.5. Kryteria klasyfikacji opadowej miesięcy wg Tomaszewskiej (1994)

Nazwa klasy	Odchylenie sumy opadu względem średniej sumy w wieloleciu 1971-2015, %
Skrajnie suchy	<25
Bardzo suchy	[25-50)
Suchy	[50-75)
Normalny	[75-125]
Wilgotny	(125-150]
Bardzo wilgotny	(150-200]
Skrajnie wilgotny	>200

Na skuteczność opadów, zapewniających zaspokojenie zapotrzebowania roślin na wodę, zasilenie gleb oraz wód podziemnych i w rezultacie – cieków, wpływa temperatura powietrza, od której zależy parowanie z wolnej powierzchni wody lub ewapotranspiracja gleby lub roślinności. Jedną z miar warunków wilgotnościowych

jest współczynnik hydrotermiczny K Sielianinowa, łączący wysokość opadów i temperaturę powietrza w części roku, kiedy przekracza ona 10°C . Zatem, jego stosowanie jest ograniczone do okresu od maja do września (czasem października). Współczynnik hydrotermiczny K Sielianinowa służy do wyróżniania okresów susz meteorologicznych (Hutorowicz i in., 2008). Współczynnik hydrotermiczny K Sielianinowa został obliczony wg formuły:

$$K = \frac{P_m}{0,1 \sum t_m}$$

gdzie: P_m – miesięczna suma opadu, $\sum t_m$ – suma dobowych wartości temperatury, kiedy przekraczała ona 10°C .

Miesięczne wartości K zaliczane są do następujących przedziałów: okres silnej suszy ($K \leq 0,5$), okres posuszny ($0,5 < K \leq 0,9$), dostateczny zapas wilgoci ($1,0 < K \leq 2,9$) i nadmiar wilgoci ($K \leq 3$).

Zastosowaną klasyfikację poddano modyfikacji polegającej na podzieleniu przedziału „dostateczny zapas wilgoci” na dwa przedziały: „wystarczający zapas wilgoci” ($1,0 < K \leq 1,9$) i „duży zapas wilgoci” ($2,0 < K \leq 2,9$). Podzielenie tego przedziału wynikało ze zbyt dużej jego rozpiętości w porównaniu z pozostałymi przedziałami, której skutkiem było zaklasyfikowanie do tego przedziału aż 60% miesięcznych wartości.

Naturalną cechą klimatu Polski jest występowanie zjawiska suszy, będącego stosunkowo długotrwałym okresem, trwającym co najmniej 15 dni, odznaczającym się brakiem opadów atmosferycznych, małą wilgotnością powietrza i gleby oraz niskim stanem wody w rzekach (*Słownik meteorologiczny* 2003). J.V. Maher (1968) zaproponował, by suszę określano jako proces dotkliwego i stałego niedostatku wody. K. Dębski (1953), uznając suszę za zjawisko dynamiczne, zaproponował wydzielenie kilku jej faz: atmosferycznej, glebowej i hydrologicznej. A. Schmuck (1962) określił suszę jako długotrwały okres bezopadowy (4 tygodnie). Na podstawie czasu trwania okresów bezopadowych, wyróżnił okresy „posuch” (9-17 dni bez opadu), „posuch umiarkowanych” (18-28 dni bez opadu) i „posuch długotrwałych” (powyżej 28 dni bez opadu). W niniejszej rozprawie wykorzystane zostały te kryteria podziału do wyróżnienia susz w zlewni Bystrzanki. Z. Kaczorowska (1962) określiła okresy posuszne i suche jako niedobór opadów w stosunku do potrzeb wodnych roślin lub w odniesieniu do norm wieloletnich. Przyczyną powstawania susz jest niedobór wilgoci w powietrzu oraz w glebie, który widocznie narusza bilans wodny i cieplny (Farat i in., 1995). Susza jest zjawiskiem słabo rozpoznany i złożonym, o dużym zasięgu przestrzennym, którego oddziaływanie jest uzależnione od podatności środowiska, społeczeństwa i gospodarki na jego negatywne skutki (Łabędzki, 2004).

Kolejnym badanym elementem obiegu wody była ewapotranspiracja.

Optymalne dla ewapotranspiracji warunki meteorologiczne występują tylko w krótkich przedziałach czasu, dlatego wprowadzono termin ewapotranspiracji terenowej (ET), utożsamianej z ewapotranspiracją aktualną (EA), która przybiera najczęściej wartości niższe niż ewapotranspiracja potencjalna (ETP) i stanowi łączną ilość wody przenikającej do atmosfery w wyniku procesów fizycznych, fizjologicznych,

chemicznych i technologicznych. Problematyką badawczą dotyczącą tego zagadnienia zajmowali się liczni badacze, którzy opracowali formuły służące do obliczania parametrów omawianych w tym rozdziale. Do powszechnie stosowanych metod obliczeniowych ewapotranspiracji terenowej (aktualnej) zaliczyć należy wzory: W. Roguskiego i K. Gabrycha (1975), J. Ostromęckiego (1973) i A. Kędziory (1990). Znane i stosowane są formuły obliczeniowe oparte na prostych i mierzonych przez wiele dziesięcioleci parametrach pogodowych, np. na temperaturze powietrza, sumie opadów, prędkości wiatru, niedosycie wilgotności i innych.

Współcześnie, od kilkudziesięciu lat do obliczeń ewapotranspiracji stosowane są formuły uwzględniające parametry „energetyczne”, związane z dostawą i wymianą energii między atmosferą a powierzchnią czynną (gruntem), uwzględniające m.in.: turbulencyjny strumień ciepła utajonego i jawnego, strumień ciepła przewodzonego w podłożu (Jaworski, 1985), utajone ciepło parowania, saldo promieniowania (Matul 1964), promieniowanie na górnej granicy atmosfery (Penman, 1948). Parametry te nie są mierzone powszechnie na stacjach meteorologicznych. W przypadku prowadzenia pomiarów posiadają one względnie krótkie serie danych. Mimo to wypracowano formuły pozwalające obliczyć bilans promieniowania (radiacji) na podstawie usłonecznienia, dla którego serie pomiarowe liczą ponad 100 lat.

Coraz częściej potencjalne możliwości parowania z danego obszaru utożsamiane są z „ewapotranspiracją wskaźnikową” (ET_o), obliczaną nawet dla dobowych przedziałów czasu. Jest ona ważnym parametrem agrometeorologicznym, charakteryzującym warunki procesu parowania oraz określającym ewaporacyjną zdolność atmosfery (Łabędzki i in., 2012). Praktyką powszechnie stosowaną przez agrometeorologów jest obliczanie wysokości ewapotranspiracji wskaźnikowej lub terenowej (rzeczywistej) tylko w okresie wegetacyjnym. Jedną z bezpośrednich metod oceny wielkości ewapotranspiracji wskaźnikowej jest wykorzystanie pomiarów lizymetrycznych w celu określania zasobności środowiska w wodę dostępną dla roślin i ocenę połowego jej zużycia (Szajda i in., 2016).

Ewapotranspiracja wskaźnikowa może być obliczana według formuł fizyczno-empirycznych na podstawie jedynie danych meteorologicznych (np. wzór Baca, Blaney-Criddle’a, Turca, Matula, Grabarczyka, Makkinka, Hargreavesa, Jensena-Haise’a) lub na podstawie danych meteorologicznych dla standardowej rośliny (np. wzory Penmana, Penmana-Monteitha), a także może być mierzona (np. parowanie z powierzchni wody, ewapotranspiracja standardowej pokrywy roślinnej o ściśle zdefiniowanych parametrach, w ściśle określonych warunkach wzrostu). Od początku lat 90. XX wieku, najszerzej stosowaną i zalecaną przez FAO i ICID metodą określania ewapotranspiracji wskaźnikowej jest metoda Penmana-Monteitha (PM) (Allen i in., 1998; Łabędzki, 2006; Łabędzki i in., 2008; Chieng i in., 2012), która określa ewapotranspirację rośliny wskaźnikowej, tj. trawy o stałej, jednakowej wysokości równej 12 cm, stałej oporności stomatycznej równej 70 s m^{-1} , stałym albedo wynoszącym 0,23, w pełni zakrywającej glebę, w warunkach aktywnego rozwoju i nieograniczonej dostępności wody. Obliczona wielkość ewapotranspiracji daje rozbieżne wyniki w zależności od zastosowanej metody obliczeniowej. A. Boczoń i M. Wróbel (2015) wskazują różnice między wysokością dobowej ewapotranspiracji wskaźnikowej obliczonej 7 metodami

w drzewostanie sosnowym. Wyniki badań porównawczych dla 16 metod obliczeniowych przeprowadzone na 2 stanowiskach w Senegal (roczna suma opadu – ok. 300 mm) skonfrontowano z wynikami obliczeń metodą *PM* (Djamanana i in., 2015). Wyróżniono metody zawiżające wyniki: Hargreaves'a, Ravazzanigo i Trajkovica oraz metody, których wyniki są zaniżone względem *PM* – metoda Mahringerera.

Wysokość dobowej ewapotranspiracji wskaźnikowej ET_0 Penmana-Monteitha (FAO56), obliczono wg formuły:

$$ET_0 = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,3u)}$$

gdzie: ET_0 – ewapotranspiracja wskaźnikowa (mm doba⁻¹), R_n – promieniowanie netto (MJ m⁻²·d⁻¹), T – temperatura powietrza (°C), u – prędkość wiatru (m·s⁻¹), Δ – nachylenie krzywej ciśnienia nasyconej pary wodnej (kPa·°C⁻¹), γ – stała psychrometryczna równa 0,066 kPa·K⁻¹, e_s – ciśnienie pary wodnej nasyconej (kPa), e_a – ciśnienie pary wodnej (kPa).

Szczegółowe formuły służące do obliczeń poszczególnych elementów wzoru są dostępne w publikacjach m.in. L. Łabędzkiego i in. (2012) i S. Chieng i in. (2012).

Wybór tej metody podyktowany był powszechnością stosowania w regionalnych badaniach w skali świata, m.in. dorzecza Jangcy (Xu i in., 2006), środkowej części Argentyny (de la Casa, Ovando, 2016) czy Australii (Roderick, Farquhar, 2004). Ta metoda obliczania stosowana była również przez licznych badaczy na obszarze Polski: Łabędzkiego (1999); Kasperską-Wołowicz i Łabędzkiego (2004); Gąsiora i in. (2008); Kuźniara i in. (2011); Łabędzkiego i in. (2012) i innych.

Rzeczywistą wielkość ewapotranspiracji określa miara nazywana ewapotranspiracją terenową (ET). Do obliczeń wybrano metodę rekomendowaną przez FAO (Allen i in. 1998), w której parowanie rzeczywiste obliczane jest jako iloczyn ET_0 (formuła powyżej) i współczynnika korekcyjnego K_c .

$$ET = K_c \cdot ET_0$$

Wielkość współczynnika K_c jest zależna od klasy pokrycia terenu (CORINE Land Cover - CLC) i stopnia wegetacji (Lechnio, 2005) (tab. 4.6).

Dla każdego miesiąca, w trzech wieloletnich przekrojach czasowych, obliczono współczynniki korekcyjne K_c jako średnie ważone względem powierzchni klasy pokrycia CLC (tab. 4.7).

W części rozprawy dotyczącej zagadnień hydrologicznych wykorzystano również liczne metody obliczeniowe.

Obliczono współczynniki korelacji liniowej Pearsona między średnimi rocznymi stanami wody w badanych piezometrach na stanowiskach w środkowej i dolnej części stoku.

Tabela 4.6. Współczynniki korekcyjne K_c do obliczenia ewapotranspiracji terenowej (ET) na podstawie ewapotranspiracji wskaźnikowej ET_0 (Lechnio, 2005)

Kod CLC	Typ pokrycia terenu	Miesiące							
		X-II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
112	Zabudowa luźna	1,00	1,00	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65
121	Strefy przemysłowe lub handlowe	1,00	1,00	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65
211	Grunty orne poza zasięgiem urządzeń nawadniających	1,00	0,50	0,70	0,90	1,15	1,15	0,30	0,30
231	Łąki	1,00	0,90	1,00	1,05	1,05	1,05	1,05	1,00
243	Tereny zajęte głównie przez rolnictwo z dużym udziałem roślinności naturalnej	1,00	0,50	0,50	0,75	1,00	1,00	0,80	0,80
313	Lasy mieszane	1,00	0,40	0,60	0,60	0,67	0,67	0,67	0,40
324	Lasy w stanie zmian	1,00	0,70	0,70	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65

Źródło/ Source: Lechnio [2005]

Tabela 4.7. Współczynniki korekcyjne K_c użyte do obliczeń ewapotranspiracji terenowej (ET) w zlewni Bystrzanki w trzech wyróżnionych okresach

Miesiąc	1971-1991	1992-2005	2006-2015
Listopad	1,00	1,00	1,00
Grudzień	1,00	1,00	1,00
Styczeń	1,00	1,00	1,00
Luty	1,00	1,00	1,00
Marzec	0,51	0,56	0,61
Kwiecień	0,68	0,72	0,75
Maj	0,79	0,80	0,82
Czerwiec	0,94	0,92	0,90
Lipiec	0,94	0,92	0,90
Sierpień	0,52	0,64	0,75
Wrzesień	0,42	0,53	0,62
Październik	1,00	1,00	1,00

Dla płytkich wód podziemnych obliczono wskaźnik zagrożenia suszą k_n , utożsamiany z niżówką wód gruntowych (Kazimierski, 2009), stosując poniższy wzór:

$$k_n = 1 - G/SNG_{W(1971-2015)}$$

gdzie: k_n – wskaźnik zagrożenia suszą, G – stan aktualny – określany jako głębokość do zwierciadła wody, przyjęto średni miesięczny stan wody SG_w , SNG_w – średni niski stan zwierciadła wody z okresu wielolecia, obliczany jako średni z minimalnych rocznych lub miesięcznych stanów wód podziemnych NG_w .

Wskaźnik zagrożenia suszą k_n przyjmuje wartości w następujących przedziałach:

$k_n > 0,1$ – brak zagrożenia suszą (niżówką) gruntową

$0,1 > k_n > -0,1$ – zagrożenie pojawienia się niżówki

$-0,1 > k_n > -0,3$ – wystąpienie płytkiej niżówki

$k_n < -0,3$ – wystąpienie głębokiej niżówki

Wzór ten jest powszechnie stosowany przez państwową służbę hydrogeologiczną w Polsce, a wyniki obliczeń publikowane w rocznikach hydrogeologicznych. Posłużono się nim do wyznaczania okresów niżówkowych wód podziemnych w zlewni Nysy Kłodzkiej (Zdralewicz, Lejcuś, 2008). Zastosował go również autor niniejszej monografii badając obieg wody w pokrywach stokowych w wieloleciu 2000-2015 (Bochenek, 2016 b).

Na podstawie miesięcznych i rocznych sum opadu i odpływu obliczony został współczynnik odpływu α wg wzoru:

$$\alpha = \frac{H}{P}$$

gdzie: H – roczna (miesięczna) suma odpływu [mm], P – roczna (miesięczna) suma opadu [mm]

Analizę sezonowości odpływu rzecznego, oprócz opisanego wcześniej indeksu sezonowości IS , wykonano za pomocą wskaźnika koncentracji odpływu GMO (Olivier, 1980) wg wzoru:

$$GMO = \frac{\sum(Q_{sr} \cdot M)^2}{(\sum Q_{sr} \cdot M^2)}$$

gdzie: GMO – wskaźnik koncentracji odpływu, Q_{srM} – średni miesięczny przepływ

Wskaźnik ten został zaproponowany przez Oliviera (1980) i wykorzystany do obliczenia sezonowości odpływu w wybranych rzekach świata (w tym w rzekach karpackich) przez Soję (2002). GMO jest bezwymiarowy i przyjmuje wartości od 8,33-100. Dolna wartość przedziału odpowiada równomiernemu rozłożeniu odpływu między miesiącami, zaś górna – całkowitemu odpływowi rocznemu tylko w jednym miesiącu.

Rzeki charakteryzują się zmiennością odpływu w ciągu roku, zależną od rozkładu opadów i źródła/źródeł zasilania koryta. Na podstawie wieloletnich badań można ustalić typ zmienności odpływu w cyklu rocznym, który nazywamy reżimem hydrologicznym rzeki (Chełmicki i in., 1999). Termin „reżim hydrologiczny rzeki” wprowadził M. Parde w latach 20-tych ubiegłego wieku, natomiast do literatury polskiej został wprowadzony termin „ustrój rzeczny” (Pietkiewicz, 1958). Powszechnie stosowaną metodą oceny reżimu (ustroju) rzecznego jest klasyfikacja Parde’go (1957), uwzględniająca rodzaj zasilania rzeki (śnieżny, deszczowy lub lodowcowy) i liczbę okresów o ekstremalnych przepływach w ciągu roku. M.I. Lwowicz (1938) dodatkowo uwzględnił zasilanie gruntowe jak czynnik wpływający na typ reżimu rzecznego.

Metoda określania reżimu rzecznego, zaproponowana przez Parde jest oparta na obliczeniach miesięcznego współczynnika przepływu k wg poniższej formuły:

$$k = \frac{H_{mc} \cdot 12}{H_r}$$

gdzie: H_{mc} – odpływ miesięczny [mm], H_r – odpływ roczny [mm]

W późniejszym okresie tematyką reżimu polskich rzek zajmowała się I. Dynowska, która wyróżniła typy reżimów rzecznych w Polsce (1971) oraz przedstawiła przestrzenny zasięg ich występowania (1994).

W niniejszej pracy przedstawiony został przebieg współczynnika przepływu k w formie wartości średnich ruchomych 5-letnich, obliczonych dla każdego miesiąca. Taką metodę statystyczną, pozwalającą ocenić zmiany reżimu hydrologicznego rzek Polski, zastosował D. Wrześniński (2016).

Autor niniejszej rozprawy zaproponował metodę badawczą, polegającą na obliczeniu wartości standaryzowanych dla każdego miesiąca, wg wzoru:

$$StV = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma}$$

gdzie: StV – wartość standaryzowana, x_i – wartość i -tej zmiennej średniej miesięcznej, \bar{x} – średnia arytmetyczna z wartości średnich miesięcznych, σ – odchylenie standardowe z wartości średnich miesięcznych.

W taki sposób obliczono wielkość odchyień względem średnich miesięcznych współczynnika przepływu k z wielolecia 1971-2015. Wykorzystanie wartości standaryzowanych (StV) umożliwiło ocenę wielkości zmian reżimu rzecznego w badanym okresie i wskazanie okresów o niskim lub wysokim udziale odpływu w danym miesiącu w ciągu roku.

Dla płytkich wód podziemnych (piezometry), do obliczeń uwzględniono średnie miesięczne stany wody ponad dno piezometru, które posłużyły do obliczenia współczynnika stanów wody l , analogicznego do współczynnika przepływu k w korycie rzeki. W celu wskazania okresów o niskim lub wysokim udziale średnich miesięcznych stanów wody w danym miesiącu w średnim rocznym stanie wody, dokonano ich standaryzacji.

W literaturze brakuje jednoznacznej definicji niżówki a założenia służące wyróżnieniu okresów niżówkowych są subiektywne i wymagają zawsze oddzielnej analizy (Ozga-Zielińska, Brzeziński, 1994). Kluczowym jest wyznaczenie poziomu odcięcia, czyli wartości progowej oddzielającej od siebie okresy nadwyżek i niedoborów wody. Jedną z metod wyznaczenia tego poziomu jest obliczenie średniego odchylenia (S_Q) od średniego przepływu (Q_{sp}) pomnożonego przez obieralną miarę wartości poziomu odcięcia wynikającą z potrzeb zagwarantowania minimalnego poboru wody przez użytkowników (Yevjevich, 1964). Innym kryterium delimitacji okresów niżówkowych jest górna granica stanów (lub przepływów) niskich WNW (WNQ) (Ozga-Zielińska, Brzeziński, 1994). Autorzy wyróżniają niżówki płytkie w zakresie zmian przepływów między WNQ a SNQ i niżówki głębokie, występujące poniżej przepływu SNQ. Metoda ta jest oparta na jednej, ekstremalnej wartości (WNQ), obliczonej z ekstremów rocznych (NQ) z poszczególnych lat oraz średniej (SNQ) obliczonej z wartości ekstremalnych rocznych. Metoda ta była powszechnie stosowana w polskiej literaturze hydrologicznej (Kaznowska, Banasik, 2009; Kaznowska i in., 2015; Tomaszewski, 2007).

Do wyróżnienia okresów niżówkowych autor wykorzystał metodę zaproponowaną przez H. Hisdala i in. (2004), w której progowe wartości niżówek wyznaczone są z wykorzystaniem całej populacji wyników. Przesłanką przemawiającą za wykorzystaniem

tej metody była powszechność jej stosowania w polskiej i światowej literaturze hydrologicznej. Progowe wartości niżówki wyznaczone są przez kwantyle z krzywej sum czasów trwania przepływów wraz z wyższymi: kwantyl 0,70 – jako próg niżówki i kwantyl 0,95 – jako próg niżówki głębokiej. Metoda ta została wykorzystana w polskich opracowaniach hydrologicznych, m.in. dla rzek środkowej Polski (Tomaszewski, 2012) i dorzecza Wisły (Tomaszewski, 2017). Metoda wyznaczania przepływów niżówkowych oparta na krzywej sum czasów trwania przepływów wraz z wyższymi dopuszcza możliwość wprowadzenia zmiennego w ciągu roku proggu odcięcia, dla każdego z miesięcy. W ten sposób uzyskujemy wartości progowe niżówek zmienne w czasie i nawiązujące do reżimu odpływu, uwarunkowanego przebiegiem opadów i wielkością ewapotranspiracji, zmieniających się w ciągu roku (tab. 5.20).

Wyróżnienie niżówek w ciągu roku przeprowadzono w dwojaki sposób: przy stałym poziomie odcięcia dla roku i przy zmiennym poziomie odcięcia, dla każdego miesiąca. Przyjęcie stałego poziomu przepływu granicznego konieczne było dla zachowania porównywalności z wynikami innych badaczy tego zjawiska. Zastosowanie zmiennego (miesięcznego) proggu dla niżówek jest optymalnym z powodu zmieniających się w przebiegu rocznym warunków termicznych i opadowych, kształtujących relację opad-odpływ: wysokości i rodzaju opadów, temperatury powietrza, wilgotności względnej, natężenia promieniowania słonecznego, stanu wegetacji roślin i in. (Van Loon i in. 2014).

W niniejszym opracowaniu autor posługuje się terminami: „przeływ niżówkowy” i „niżówka”. Przepływ niżówkowy oznacza średnie dobowe natężenie przepływu poniżej proggu odcięcia, w profilu zamykającym zlewnię Bystrzanki. W przypadku niżówki, oprócz kryterium natężenia przepływu, należy uwzględnić czas trwania przepływu niżówkowego oraz możliwość krótkotrwałego wzrostu natężenia przepływu. Dla potrzeb niniejszego opracowania jako minimalny czas trwania niżówki przyjęto 10 dni. W wielodniowym ciągu dni z przepływem niżówkowym może wystąpić przerwa trwająca maksymalnie 3 dni, podczas której wzrost natężenia przepływu może osiągnąć wartość SSQ, która w profilu wodowskazowym zamykającym zlewnię Bystrzanki wyniosła $0,156 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Zastosowane kryteria są zbieżne z przyjętymi dla wyróżniania niżówek w zlewniach Białej- i Czarnej Wody w Gorcach (Kostuch, 2004).

W przypadku rzeki górskiej trudne jest dobranie metodyki wyróżniania wezbrań w oparciu o kryteria omawiane w literaturze. W opracowaniu R. Soji (1981), zawierającym analizę wezbrań w korycie Bystrzanki i Ropy w latach 1969-1973, podane zostały wyłącznie granice między klasami wezbrań bez wartości przepływu, powyżej którego występuje wezbranie. Autor ten podał definicję wezbrania jako „... każdy wzrost przepływu wody w cieku, wywołany opadami lub tajaniem śniegu, o wyraźnie zarysowanym kształcie fali wezbraniowej, pozwalającym na określenie liczbowych parametrów”, nawiązując do definicji Z. Mikulskiego (1963). Wartość progowa wezbrań, obliczona wg założeń J. Punzeta (1977), wynosząca $1678 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$ jest zbyt wysoka w stosunku do średniego przepływu ($156 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$), przewyższająca go blisko 11-krotnie. Wzory Punzeta zostały wypracowane na podstawie wieloletnich wyników odpływu ze zlewni o powierzchni kilkuset km^2 , wielokrotnie większych od badanej zlewni. Wystąpiła zatem konieczność zastosowania niższego proggu wyróżnienia

wezbrania. Do wyznaczenia wezbrań przyjęto kryterium podane przez M. Ozga-Zielińską i J. Brzezińskiego (1997), opisane formułą:

$$Q_{gr} = 1/2 (NWQ + WSQ)$$

gdzie :

Q_{gr} – przepływ graniczny wezbrania, NWQ – najniższy z najwyższych rocznych przepływów w wieloleciu, WSQ – najwyższy ze średnich rocznych przepływów w wieloleciu.

Ta metoda wyróżniania wezbrań jest respektowana również w innych zlewniach karpackich (Tekielak i in., 2007). W niniejszej pracy zdecydowano się przyjąć progi wezbrań oddzielnie dla przepływów w półroczu zimowym i letnim, zgodnie z sugestią M. Ozga-Zielińskiej i J. Brzezińskiego (1997). Podział na półrocza hydrologiczne został zastosowany w pracach: A. Bartczaka (2007), badającego wielkość odpływu z dorzecza Zgłowiączki, D. Brykały (2009), który prowadził badania odpływu Skrwy Lewej, czy w opracowaniu M. Kijowskiej (2011), która podjęła problematykę wezbrań w zlewni Bystrzanki w latach 1995-2009.

Na podstawie zapisów limnigraficznych, uzupełnionych o informacje o rodzaju opadu oraz jego wysokości i natężeniu (dzienniki opadowe, pluwiogramy) oraz grubości pokrywy śnieżnej, wyróżniono wezbrania ze względu na ich genezę przyjmując terminologię za J. Lamborem (1965). Spośród wyróżnionych przez Lambora kategorii, w zlewni Bystrzanki wystąpiły wezbrania :

- opadowe nawalne [On] – wywołane przez lokalne burze i deszcze nawalne; występują na małych potokach górskich i strumieniach nizinnych o powierzchni zlewni mniejszej od 50 km²; występują zazwyczaj w lipcu i sierpniu,
- opadowe frontalne [Of] – wywołane przez deszcze występujące w strefie frontów atmosferycznych; wezbrania tego typu obejmują znacznie większe obszary, ponieważ zasięg deszczy jest znacznie szerszy niż deszczy nawalnych,

Obydwa rodzaje wymienionych powyżej wezbrań wywołane są przez opady o wysokim natężeniu (najczęściej krótkotrwałe), dlatego w niniejszym opracowaniu potraktowano je łącznie nazywając „opadowymi ulewnymi” (Ou),

- opadowe rozlewne [Or] – wywołane długotrwałymi opadami rozlewnymi o niskiej intensywności; wezbrania tego typu obejmują bardzo duże obszary; występują od czerwca do września,
- roztopowe [R] – wywołane gwałtownym topnieniem pokrywy śnieżnej; wezbrania tego typu obejmują duże obszary; najczęściej występują w marcu i kwietniu, lecz mogą pojawić się w pozostałych miesiącach zimowych w wyniku odwilży śródzimowych.

Ponadto, za Parczewskim (1960), wyróżniono wezbrania roztopowo-opadowe (O+R), nazywane również „mieszanymi”, występujące najczęściej w marcu lub na początku kwietnia, spowodowane wystąpieniem relatywnie wysokich opadów dobowych (suma dobową >10 mm) w okresie spływu wód roztopowych.

Dodatkowo autor opracowania wyróżnił wezbrania „ulewno-rozlewne” (Ou+r), w okresach, kiedy podczas wezbrań opadowych rozlewnych wystąpił opad o dużej intensywności, powodując znaczący wzrost natężenia przepływu, lub wówczas, gdy ulewa, która spowodowała wzrost przepływu, przeszła w opad ciągły, powodujący utrzymywanie się wysokiego przepływu w korycie cieku.

Przeprowadzona została analiza wielkości wezbrań na podstawie maksymalnego natężenia przepływu podczas ich trwania, w oparciu o kryteria zaproponowane przez M. Ozga-Zielińską i J. Brzezińskiego (1997), bazujące na przepływach charakterystycznych wieloletnich. Wyróżniono zatem następujące klasy wezbrań:

$$\begin{aligned} & Q_{gr} < \text{wezbrania małe} < \text{NWQ} \\ & \text{NWQ} < \text{wezbrania duże (zwykłe)} < \text{SWQ} \\ & \text{wezbrania wielkie} > \text{SWQ} \end{aligned}$$

Ocena wielkości niżówek i wezbrań dokonywana jest za pomocą wskaźników: niedoboru odpływu podczas niżówek (n) i nadmiaru odpływu podczas wezbrań (w), wg formuły:

$$H_{(n,w)} = \frac{V_{(n,w)}}{A}$$

gdzie: $H_{(n,w)}$ – wskaźnik niedoboru odpływu w czasie niżówek (n) lub nadmiaru odpływu w czasie wezbrań (w) [mm], $V_{(n,w)}$ – objętość niedoboru odpływu poniżej wartości progowej niżówki (n) i nadmiaru odpływu powyżej wartości progowej wezbrania (w) [tys. m³], A – powierzchnia zlewni [km²].

Natężenie maksymalnego przepływu o określonym prawdopodobieństwie w oparciu o rozkład Pearsona typ III obliczono na podstawie metodyki opisanej przez A. Byczkowskiego (1999). Druga z metod obliczania przepływów o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia została opisana przez J. Punzeta (1978). Obliczenie tzw. błędu względnego σ (Banasiak i in. 2012) pozwoliło na porównanie obydwu metod.

Informację o zasobach wodnych zlewni (retencji) w danym przedziale czasu niesie klimatyczny bilans wodny (KBW), obliczany wg formuły:

$$KBW = P - ET_0$$

gdzie: P – suma opadu, ET_0 – ewapotranspiracja wskaźnikowa obliczona wzorem Penmana-Monteitha [mm].

Obliczono również roczne sumy surowego bilansu wodnego z wykorzystaniem wzoru Oppokowa-Pencka:

$$P = ET + H + \Delta R$$

Po przekształceniu

$$\Delta R = P - (ET + H)$$

gdzie: P – opad [mm], ET – ewapotranspiracja terenowa [mm], H – odpływ [mm], ΔR – zmiana retencji w badanym okresie [mm].

Zmiany retencji zlewni (ΔR), związane ze stratami bilansowymi, utożsamiane są z surowym bilansem wodnym (SBW).

Ocena wielkości deficytu lub nadmiaru wody w zlewni i jego przyczyn wymaga, aby wysokość opadów rozpatrywać w dłuższym okresie czasu. Umożliwia to wskaźnik tendencji opadowych (WTO), zaproponowany dla serii obserwacyjnej Stacji Geoekologicznej w Storkowie (Szpikowski i in. 2006), obliczony wg wzoru:

$$WTO = \sum (x_i - \bar{x})$$

gdzie: x_i – miesięczna suma opadu [mm], \bar{x} – średnia miesięczna suma opadu z wielolecia [mm].

Na podstawie obliczonych różnic tworzony jest szereg skumulowany.

Autor niniejszego opracowania dokonał modyfikacji tego wskaźnika, polegającej na obliczeniu średniej wartości ze skumulowanego szeregu odchyłeń od miesięcznych sum opadu. Odjęcie tak obliczonej wartości od każdego elementu skumulowanych odchyłeń od miesięcznych sum opadu spowodowało, że bezwzględne sumy odchyłeń ujemnych i dodatnich były jednakowe.

W analogiczny sposób autor monografii obliczył wskaźnik tendencji odpływu (*WTH*), nie stosowany dotychczas w literaturze hydrologicznej. Porównanie przebiegu w czasie obydwu wskaźników umożliwi wskazanie wpływu zmian pokrycia terenu i rozwoju infrastruktury drogowej (asfaltowanie powierzchni dróg, kopanie rowów przydrożnych = wzrost długości sieci drenażu) na zmiany retencji badanej zlewni i przyspieszenie odpływu.

W niniejszej monografii wybrane wyniki badań (opad i odpływ) przedstawiono na szerszym tle regionalnym. Roczne i miesięczne sumy opadów porównano z 26 posturunkami opadowymi, położonymi w odległości do 40 km od obszaru badań. Porównania wskaźników sezonowości odpływu dokonano także dla zlewni Bystrzanki, Sękówki i Olszynki. Obliczenia wykonano w oparciu o wyniki ze Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku oraz Roczniki opadowe IMGW i Roczniki hydrologiczne IMGW.

Ryciny, na których przedstawiano wartości interpolowane, wykonane zostały w programie SURFER z zastosowaniem krigingu jako metody interpolacji. Obliczenia statystyczne: homogeniczności ciągów danych (test Pettitta), normalności rozkładu (test Kołmogorowa-Smirnowa) i trendu (test Manna-Kendalla), przeprowadzono za pomocą oprogramowania XLSTAT.

4.3. Dane wejściowe i metody obliczeń danych symulowanych w modelu SWAT

Spśród licznych modeli wykorzystywanych w hydrologii zdecydowano się na wykorzystanie modelu SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) (Arnold i in., 1998). Model ten jest ciągle rozwijany, związany z 30-letnimi badaniami prowadzonymi przez Rolniczą Służbę Badawczą Ministerstwa Rolnictwa Stanów Zjednoczonych (*Agricultural Research Service, United States Department of Agriculture, USDA-ARS*) (Gassman i in., 2007). Początki modelu SWAT były związane z rozwojem trzech programów opracowanych przez USDA-ARS. Należały do nich modele: *Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems* (CREAMS) (Knisel, 1980), *Groundwater Loading Effects on Agricultural Management Systems* (GLEAMS) (Leonard i in., 1987) oraz *Environmental Impact Policy Climate* (EPIC) (Izaurre i in., 2006).

Zastosowanie modelu SWAT posłużyło do obliczenia przestrzennego zróżnicowania składników obiegu wody. Każdy z elementów podlegający symulacji przez model SWAT został zweryfikowany z wynikami pochodzącymi z pomiarów punktowych lub poletkowych. Porównania wyników z symulacji i z pomiarów bezpośrednich zostaną przedstawione w końcowym rozdziale niniejszej rozprawy. Poznano kierunek i wielkość różnic między uzyskanymi wynikami oraz podano interpretację przyczyn występujących różnic.

Model SWAT jest powszechnie używany do symulacji odpływu wody i substancji w różnych lokalizacjach na kuli ziemskiej, niezależnie od litologii, rzeźby czy strefy klimatycznej. Wyniki jego wykorzystania przedstawiono w blisko 4000 recenzowanych publikacjach (*SWAT Literature Database*, dostęp: 24.06.2019).

Model SWAT w Polsce używany był do analiz przestrzennych, głównie w zlewniach położonych w części nizinnej, m.in.: w dorzeczu Parsęty (Gudowicz, Zwoliński, 2017), Zgłowiączki (Brzozowski i in., 2011), Narwi i Baryczy (Marcinkowski i in., 2016) oraz Redy (Marcinkowski i in., 2013), w celu porównania zmierzonych i symulowanych wysokości odpływu lub ładunków substancji biogennej wynoszonych ze zlewni w wybranych profilach pomiarowych oraz doboru właściwych parametrów kalibracji. Model został również wykorzystany do symulacji spłukiwania gleby w zlewni potoku Mątny na Podhalu (Halecki i in., 2018).

SWAT w obecnej postaci zaklasyfikować można jako model oparty na podstawach fizycznych, deterministyczny, operujący w skali zlewni rzecznej dla dobowego kroku obliczeń, czyli model czasu ciągłego. Jego efektywność obliczeniowa umożliwia wykonywanie symulacji dla długich odcinków czasu. Ze względu na możliwości odzwierciedlenia charakterystyk przestrzennych zlewni, SWAT zaliczyć można do modeli o parametrach quasi-przestrzennie rozłożonych. Zlewnia rzeczna jest dzielona na wiele zlewni cząstkowych (subzlewni), które mogą składać się z jednostek reakcji hydrologicznej czy inaczej jednorodnych obszarów hydrologicznych (ang. *hydrologic response units*, HRU). Jednostki te są homogeniczne ze względu na pokrycie terenu i użytkowanie ziemi, charakterystyki glebowe oraz spadki terenu.

Do modelowania wybrano trzy okresy wieloletnie: 1971-1991, 1992-2005 i 2006-2015. Główną przyczyną wyboru takich przedziałów czasu był charakter gospodarowania rolniczego i związane z nim zmiany pokrycia terenu w zlewni Bystrzanki, będące wynikiem przemian gospodarczych zachodzących w Polsce. Wtórnią przyczyną tak dokonanego podziału okresu badań była dostępność map pokrycia terenu w badanej zlewni.

Pierwszy, najdłuższy z omawianych okresów dotyczy gospodarowania w okresie przed przemianami gospodarczymi w Polsce, kiedy funkcjonował system kontraktacji płodów rolnych i deficyt towarów dla zaopatrzenia ludności, który skutkował produkcją rolną dla własnych potrzeb gospodarstw oraz sprzedaży w ramach tzw. obowiązkowych dostaw. W tym okresie powierzchnia gruntów ornych przekraczała 40% i nie wykazywała znaczących zmian. Produkcja rolna była prowadzona na działkach o niewielkiej powierzchni i dużym rozproszeniu upraw. W drugim z omawianych okresów, po 1989 r., zmiany polityczne, gospodarcze i społeczne w Polsce spowodowały mocne ograniczenie produkcji rolnej, zarówno roślinnej jak i zwierzęcej. Na dużych powierzchniach zaniechano jakichkolwiek działań uprawowych,

co skutkowało sukcesą drzew i krzewów. W trzecim z omawianych okresów (2006-2015) Polska należy do Unii Europejskiej a rolnicy gospodarujący na terenie zlewni uzyskują dopłaty bezpośrednie. Uwolnienie dopłat, szczególnie obszarowych, spowodowało przywrócenie do użytkowania obszarów, na których zostało ono zaniechane na kilkanaście lat. Z wyróżnionymi przedziałami czasowymi dobrze korespondują opracowane mapy pokrycia terenu.

Funkcjonalność modelu SWAT wymaga zaimplementowania dwóch rodzajów danych: przestrzennych i liczbowych.

Do danych przestrzennych zaliczono:

- cyfrowy model wysokości, zapisany w rastrowym formacie danych GeoTIFF,
- mapa pokrycia terenu, uwzględniająca klasyfikację Corine Land Cover, zapisana w rastrowym formacie danych GeoTIFF,
- mapa rozmieszczenia gleb, zapisana w rastrowym formacie danych GeoTIFF,
- mapa nachyleń terenu, z wyróżnieniem 5 klas wg wskazania naturalnych granic przedziałów Jenks'a, zapisana w rastrowym formacie danych GeoTIFF,
- lokalizacja stanowiska/stanowisk pomiarów meteorologicznych, zapisana w punktowym wektorowym formacie danych SHP.

Wszystkie wyżej wymienione mapy zostały zapisane w odwzorowaniu WGS1984-UTM-Zone-34N.

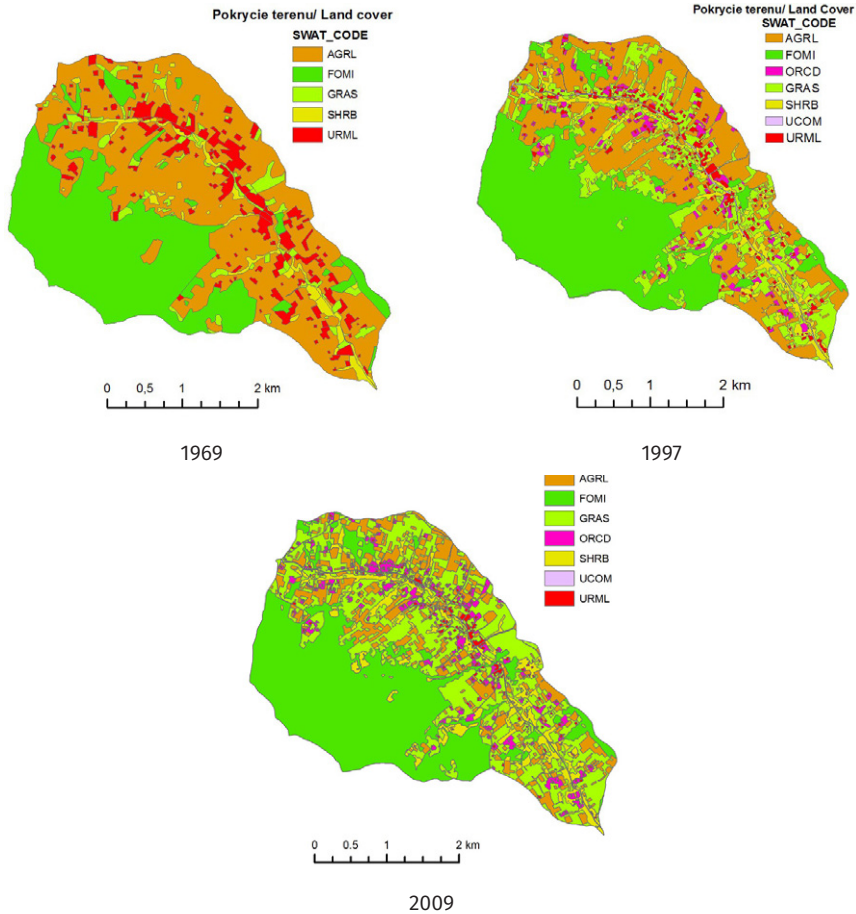
Podstawą wygenerowania cyfrowego modelu wysokości była chmura punktów z lotniczego skaningu laserowego ALS (ang. *Airborne Laser Scanning*) wykonanego w 2013 r., zawierającego po 4 punkty pomiaru na 1 m². Wygenerowany rastrowy, cyfrowy model wysokościowy ma rozdzielczość poziomą wynoszącą 2 m. Na omawianym obszarze w okresie 45 lat nie wystąpiły naturalne lub antropogeniczne zjawiska lub procesy, które w znaczący sposób spowodowałyby przekształcenie rzeźby.

Mapy pokrycia terenu przedstawiały stan z lat 1969, 1997 i 2009 (tab. 4.8; ryc. 4.4). Mapa pokrycia terenu w 1969 r. powstała na podstawie kartowania terenowego (Gil 1979). Rozmieszczenie form pokrycia terenu i użytkowania ziemi w 1997 r. uzyskano ze zdjęć lotniczych (Olędzki, 2007), a w 2009 r. - z ortofotomapy (Zwoliński i Gudowicz, 2011). W pierwszym przekroju czasowym klasy ORCD (sady) i URML (zabudowania) potraktowano łącznie oraz nie wyróżniono klasy UCOM (drogi).

Tabela 4.8. Struktura pokrycia zlewni Bystrzanki wg klas SWAT-CODE w wybranych przekrojach czasowych (w %)

	1969	1997	2009
AGRL	46,7	29,4	14,8
FOMI	36,0	37,0	38,1
GRAS	4,4	19,2	32,0
ORCD	*	3,7	4,2
SHRB	3,6	6,3	8,0
UCOM	b.d.	0,5	0,7
URML	9,4*	3,9	2,1

Objaśnienia/ Explanation: j.w.; * – do jednej klasy pokrycia zaliczono zabudowania wraz z przydomowymi sadami



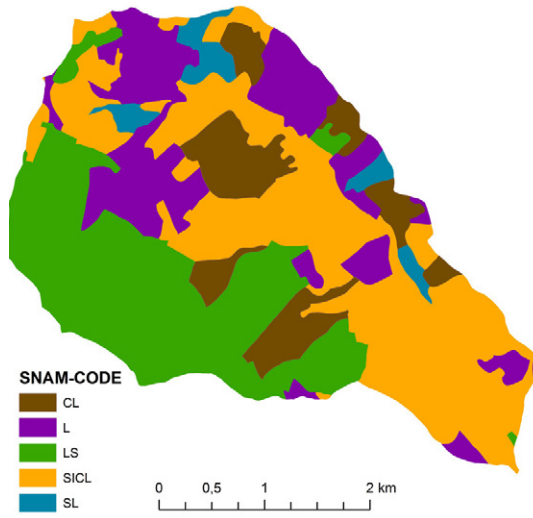
Ryc. 4.4. Pokrycie terenu w zlewni Bystrzanki wg klas SWAT-CODE w 3 przekrojach czasowych: 1969, 1997 i 2009

Fig. 4.4. Land cover in the Bystrzanka catchment according SWAT-CODE in the 3 time sections: 1969, 1997 and 2009
 Objaśnienia / Explanations: AGRL – grunty orne / arable land, FOMI – lasy mieszane / mixed forest, GRAS – łąki i pastwiska / meadow and pasture, ORCD – sady i plantacje/ orchards and plantations), SHRB – zakrzaczenia i ciągi drzew / shrubs and strings of trees, UCOM – strefy przemysłowe lub handlowe, drogi utwardzone / industrial or commercial zones, paved roads, URML – zabudowa luźna / midle and low density of buildings

Mapa gleb powstała na podstawie kartowania glebowego wykonanego przez zespół B. Adamczyka (Adamczyk i in. 1973) z uwzględnieniem składu mechanicznego gleb (ryc. 4.5).

Mapy pokrycia terenu oraz gleb poddano przekodowaniu zgodnie z kryteriami stosowanymi w modelu SWAT.

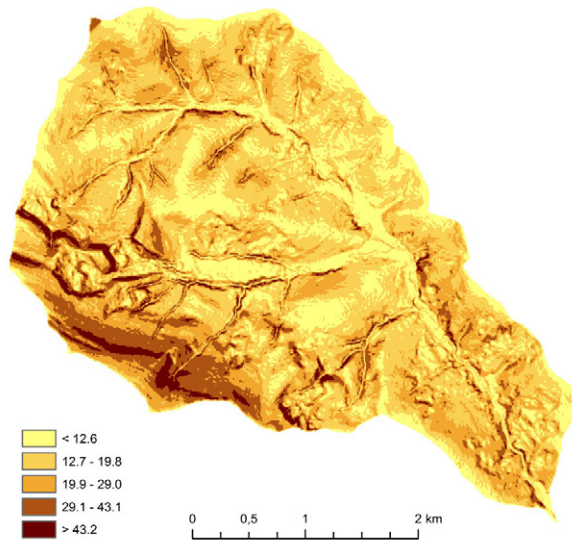
Na podstawie cyfrowego modelu wysokości (ang. *Digital Elevation Model- DEM*) o rozdzielczości 2 m, sporządzono mapę nachyleń terenu, wyrażonych w % (ryc. 4.6). Dla potrzeb wykorzystania w modelu, dokonano klasyfikacji nachyleń do 5 klas naturalnego podziału Jenks'a (Jenks 1967) (tab. 4.9).



Ryc. 4.5. Rozmieszczenie głównych klas glebowych wg klasyfikacji FAO (SNAM-CODE) w zlewni Bystrzanki

Fig. 4.5. Distribution of main soil classes according to the FAO classification (SNAM-CODE) in the Bystrzanki catchment

Objaśnienia / Explanations: CL – glina ilasta / clay loam, L – glina zwykła / loam, LS – piasek gliniasty / loamy sand, SICL – glina pylasto-ilasta / silty clay loam, SL – glina lekka piaszczysta / sandy loam



Ryc. 4.6. Mapa nachyleń terenu [w %]

Fig. 4.6. Map of terrain slope [in %]

Źródło / Source: opracowanie własne na podstawie zobrazowania LiDAR w 2013 r. (CODGiK) / own study based on LiDAR imaging in 2013 (CODGiK)

Tabela 4.9. Przedziały nachyleń terenu wg klasyfikacji Jenks'a

Klasa	Przedział nachylenia (od – do) [%]
1	< 12,6
2	12,7-19,8
3	19,9-29,0
4	29,1-43,2
5	> 43,2

Oprócz danych przestrzennych, model SWAT wykorzystuje dane liczbowe: pochodzące z bezpośrednich pomiarów: dobową temperaturę minimalną i maksymalną, sumę opadów, wilgotność względną powietrza i kierunek wiatru. Każdemu plikowi danych towarzyszy plik wskazujący położenie zakresu danych i lokalizację (współrzędne geograficzne) punktu pomiaru elementów meteorologicznych. Dodatkowo uzupełniono plik bazy danych o charakterystyki klimatyczne obliczone dla okresów 25-letnich, zawierających okresy symulacji. Dla pierwszego z okresów symulacji charakterystyki obliczono dla wielolecia 1971-1995, dla drugiego okresu, przy obliczaniu charakterystyk uwzględniono lata 1986-2010, natomiast dla trzeciego okresu – wielolecie 1991-2015 (tab. 4.10).

Wszystkie parametry zawarte w bazie danych – a jest ich w sumie 14 – dla poszczególnych miesięcy są obligatoryjne. Są to w kolejności wierszy tabeli *TMPMX*, *TMPMN*, *TMPSTDMX*, *TMPSTDMN*, *PCPMM*, *PCPSTD*, *PCPSKW*, *PR_W1*, *PR_W2*, *PCPD*, *RAINHHMX*, *SOLARAV*, *DEWPT*, *WNDVAV*. Ich szczegółowe definicje podane są w instrukcji SWAT (Neitsch i in., 2011).

Poniżej zamieszczono opis poszczególnych parametrów:

1. *TMPMX* – średnia z maksymalnych temperatur dobowych,
2. *TMPMN* – średnia z minimalnych temperatur dobowych,
3. *TMPSTDMX* – odchylenie standardowe od średniej temperatury maksymalnej,
4. *TMPSTDMN* – odchylenie standardowe od średniej temperatury minimalnej,
5. *PCPMM* – średnia miesięczna suma opadów,
6. *PCPSTD* – odchylenie standardowe średniego opadu dobowego w miesiącu,
7. *PCPSKW* – skośność opadów dobowych w miesiącu,
8. *PR_W1* – prawdopodobieństwo wystąpienia dnia z opadem po dniu bez opadu,
9. *PR_W2* – prawdopodobieństwo wystąpienia dnia z opadem po dniu z opadem,
10. *PCPD* – liczba dni z opadem w miesiącu,
11. *RAINHHMX* – maksymalna suma opadu w okresie 0,5 godziny w ciągu doby opadowej,
12. *SOLARAV* – średnie dobowe całkowite promieniowanie słoneczne,
13. *DEWPT* – średnia miesięczna z dobowych wartości temperatury punktu rosy,
14. *WNDVAV* – średnia miesięczna z dobowych prędkości wiatru.

Tabela 4.10. Charakterystyki stochastycznego generatora pogody (userwgn) w trzech badanych okresach wieloletnich

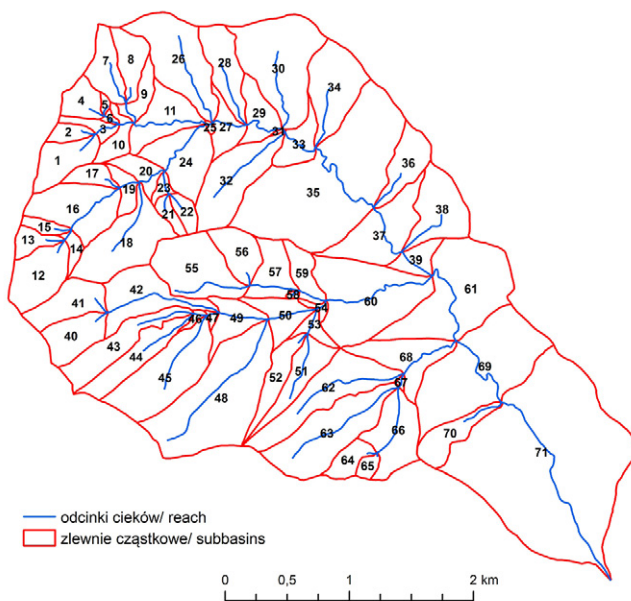
Parametr	Miesiąc											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1971-1995												
TMPMX	0,91	2,79	8,11	13,14	18,89	21,22	22,75	23,00	18,61	13,37	6,14	2,81
TMPMN	-5,79	-4,41	-1,15	2,70	6,95	9,99	11,87	11,59	8,61	4,64	0,04	-2,91
TMPSTDMX	2,81	3,09	3,16	1,66	1,64	1,51	1,39	1,79	2,02	1,79	1,80	1,50
TMPSTDMN	3,99	3,85	2,52	1,46	1,41	1,03	1,68	1,29	1,24	1,47	1,98	1,79
PCPMM	37,12	30,83	36,89	60,52	94,60	130,32	113,20	97,01	72,78	53,51	49,08	51,16
PCPSTD	2,87	2,36	2,89	4,82	6,79	10,05	8,53	7,97	5,40	4,60	3,82	3,16
PCPSKW	5,28	3,27	3,96	4,48	4,13	5,31	4,54	4,31	4,27	5,19	4,38	2,73
PR_W1	0,27	0,27	0,29	0,30	0,34	0,42	0,35	0,32	0,32	0,23	0,31	0,26
PR_W2	0,63	0,61	0,55	0,62	0,59	0,62	0,60	0,55	0,60	0,58	0,61	0,67
PCPD	14,10	12,10	12,90	13,71	14,81	16,52	15,14	13,33	13,90	11,90	13,81	14,52
RAINHHMX	14,23	7,66	10,75	18,15	29,29	54,58	40,91	28,16	26,46	19,85	15,97	9,75
SOLARAV	4,17	5,66	8,85	12,26	17,82	18,60	18,27	15,40	11,05	6,83	3,26	3,12
DEWPT	-6,04	-5,09	-2,11	1,5	6,95	10,02	11,72	11,58	8,46	3,89	-0,72	-3,18
WNDVAV	2,81	2,13	2,07	1,95	1,51	1,53	1,42	1,37	1,80	2,26	2,65	2,65
1986-2010												
TMPMX	1,35	3,04	7,82	13,98	19,81	22,42	24,27	24,39	18,76	13,65	7,01	1,38
TMPMN	-5,21	-4,52	-1,29	2,57	7,19	10,50	12,61	12,15	8,24	4,79	0,53	-4,45
TMPSTDMX	2,04	3,13	2,07	1,86	2,10	1,16	1,81	1,73	2,32	2,41	2,70	2,43
TMPSTDMN	2,21	3,19	2,03	1,50	1,50	0,99	1,02	0,87	1,15	1,66	2,83	3,06
PCPMM	39,93	45,31	47,30	66,17	94,63	106,26	120,83	91,45	75,25	54,80	39,65	40,13
PCPSTD	2,64	3,02	3,28	5,18	6,81	7,61	8,18	7,27	6,05	4,07	2,81	2,65
PCPSKW	3,06	2,77	4,78	4,23	4,59	3,49	3,35	4,41	3,88	4,18	3,67	3,12
PR_W1	0,31	0,36	0,33	0,30	0,30	0,39	0,39	0,30	0,31	0,27	0,30	0,34
PR_W2	0,65	0,68	0,67	0,63	0,67	0,60	0,62	0,53	0,57	0,69	0,66	0,67
PCPD	15,53	15,47	16,13	13,93	15,07	15,13	15,93	12,80	13,20	15,13	14,87	16,13
RAINHHMX	7,53	7,53	15,54	19,28	33,21	23,50	27,11	29,73	23,85	14,19	11,10	7,53
SOLARAV	4,17	5,66	8,85	12,26	17,82	18,60	18,27	15,40	11,05	6,83	3,26	3,12
DEWPT	-5,04	-4,38	-1,52	2,55	8,07	11,66	13,95	13,44	9,26	5,15	0,33	-4,39
WNDVAV	2,38	2,37	2,31	2,00	1,83	1,64	1,56	1,50	1,79	2,11	2,29	2,38
1991-2015												
TMPMX	1,84	3,31	8,86	15,91	19,98	23,32	26,09	25,43	20,19	14,16	9,17	3,41
TMPMN	-4,35	-4,05	-1,09	3,11	7,58	11,04	13,21	12,70	8,76	4,63	2,07	-2,52
TMPSTDMX	2,72	3,24	3,20	1,30	1,28	1,01	1,71	1,97	2,31	1,82	1,91	2,24
TMPSTDMN	3,46	3,81	1,93	0,70	1,32	1,19	0,67	0,82	0,94	1,61	1,92	2,86
PCPMM	51,34	36,71	58,33	42,69	110,17	134,59	132,59	91,94	81,93	54,46	54,78	35,93
PCPSTD	2,84	2,46	4,49	3,32	7,35	10,52	9,57	7,87	6,62	4,35	4,48	2,55
PCPSKW	2,85	2,72	4,79	4,28	3,48	5,21	3,91	5,18	3,80	3,61	4,06	3,49
PR_W1	0,35	0,37	0,25	0,29	0,41	0,39	0,30	0,30	0,24	0,26	0,35	0,32
PR_W2	0,81	0,70	0,71	0,60	0,62	0,63	0,68	0,53	0,67	0,64	0,65	0,65
PCPD	21,30	16,30	15,30	13,20	16,80	16,30	15,40	12,60	13,50	13,50	15,50	15,60
RAINHHMX	9,01	6,53	18,67	10,84	22,02	46,57	34,73	30,42	20,76	13,62	16,63	7,49
SOLARAV	3,26	5,76	10,01	14,52	17,58	18,86	19,77	15,96	12,02	7,51	3,90	2,73
DEWPT	-4,34	-4,43	-1,68	3,20	8,45	12,36	14,01	13,44	9,74	5,23	1,98	-2,99
WNDVAV	2,08	1,98	2,09	1,79	1,58	1,44	1,44	1,35	1,40	1,78	2,16	2,14

Parametry 1-4 i 14 obliczono na podstawie bazy danych klimatycznych Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku. Parametry 5-10 obliczono z wykorzystaniem programu *pcpSTAT* (Liersch 2003a), który generuje ww. charakterystyki na podstawie dobowych sum opadu. Parametr 13 został obliczony za pomocą programu komputerowego *dew* (Liersch 2003b), wykorzystującego do obliczeń średnie dobowe wartości temperatury i wilgotności względnej powietrza. Jako parametr 12 wykorzystano dane dla Stacji IMGW w Nowym Sączu (lata 1971-2000) oraz wyniki pomiarów na Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku (2001-2015).

Największym problemem przy przygotowywaniu danych wejściowych potrzebnych do działania stochastycznego symulatora pogody było określenie wartości parametru *RAINHHMX*, który jest maksymalną 30-minutową sumę opadu, obliczoną dla każdego miesiąca roku (Neitsch i in., 2011). Tego typu charakterystyka klimatyczna nie jest używana w polskiej literaturze i z tego względu nie ma żadnego źródła, z którego można by ją zaczerpnąć, uwzględniając zarówno jej zmienność geograficzną, jak i sezonową. Należy w tym miejscu podkreślić, że w symulacjach zjawisk hydrologicznych wykonywanych modelem SWAT ten parametr (*RAINHHMX*) ma duże znaczenie. Na jego podstawie obliczana jest objętość spływu powierzchniowego, erozja i transport zarówno gleby, jak i składników nawozowych/zanieczyszczeń. Dlatego też zdecydowano się na jego oszacowanie na podstawie danych pośrednich. W publikacji Bogdanowicza i Stachy'ego (1998) zmienność przestrzenna maksymalnych opadów deszczu o zadanym czasie trwania i prawdopodobieństwie wystąpienia ograniczała się do wyróżnienia na terytorium Polski zaledwie 3 regionów. Wykorzystano jednakże fakt, że między wielkościami maksymalnych opadów o różnym czasie trwania i tym samym prawdopodobieństwie wystąpienia występują zazwyczaj stałe proporcje. Dodatkowym problemem było to, że jako danymi źródłowymi dysponowano sumami maksymalnych opadów dobowych, a nie opadów trwających 24 godziny niezależnie od sztywnego podziału na doby opadowe. W pracy Bogdanowicz i Stachy (1998) został podany odpowiedni współczynnik korekcyjny, który uwzględniono w dalszych obliczeniach, który dla regionu, w którym położona jest zlewnia Bystrzanki, wyniósł 0,4309. Ostatnim etapem szacowania wartości parametru *RAINHHMX* dla kolejnych miesięcy roku było zastosowanie opisanych wyżej współczynników do przeliczenia wartości maksymalnych sum opadów 24-godzinnych.

Dodatkowym elementem prac przygotowawczych do symulacji było uzupełnienie bazy danych o brakujące kategorie pokrycia terenu i typy gleb, występujące w zlewni Bystrzanki.

Pierwszym elementem działania modelu SWAT było wyróżnienie działu wodnego (*Automatic Watershed Delineation*) i sieci rzecznej, prowadzące do podziału na zlewnie cząstkowe (subzlewnie). Na podstawie istniejącej sieci cieków i przebiegu poziomic, wyróżniono 71 zlewni cząstkowych (*subbasin*) i taką samą liczbę odcinków cieków (*reach*), o łącznej długości 28,3 km. Średnia powierzchnia zlewni cząstkowej (subzlewni) wyniosła 18,33 ha, mediana – 12,16 ha, min. subzlewnia – 0,29 ha (nr 31), max. subzlewnia – 157,28 ha (nr 71). Taki podział został zaimplementowany do modelu (ryc. 4.7).



Ryc. 4.7. Podział zlewni Bystrzanki na zlewnie cząstkowe (subzlewnie)

Fig. 4.7. Partition of the Bystrzanka catchment into subbasins

Kolejnym etapem procedury modelowania w SWAT jest wyróżnienie jednostek jednorodnych hydrologicznie (HRU), które stanowią unikalne kombinacje danych dotyczących nachyleń, pokrycia terenu i danych glebowych. Spośród możliwych do wykorzystania opcji generowania HRU zdecydowano o wyborze metody „Multiply HRU”, uwzględniającej pełny zakres danych przestrzennych.

Spływ powierzchniowy (SURQ) był obliczany metodą SCS, z zastosowaniem poniższej formuły:

$$Q_{surf} = \frac{(R_{day} - I_a)^2}{R_{day} - I_a + S}$$

gdzie: Q_{surf} – wysokość odpływu powierzchniowego [mm], R_{day} – dobową sumą opadu [mm], I_a – strata początkowa opadu [mm], S – maksymalna retencja [mm]

Do obliczenia wysokości spływu śródpokrywowego (LATQ) model wykorzystywał formułę:

$$Q_{lat} = 0,024 \cdot \left[\frac{2SW_{ly,excess} \cdot K_{sat} \cdot slp}{\phi_d \cdot L_{hill}} \right]$$

gdzie: Q_{lat} – wysokość odpływu śródpokrywowego [mm]; $SW_{ly,excess}$ – warstwa wody drenującej nasyconą warstwę stoku [mm], K_{sat} – przewodność hydrauliczna strefy nasyconej [$mm \cdot h^{-1}$], slp – tangens nachylenia stoku, ϕ_d – porowatość warstwy gleby [mm/mm], L_{hill} – długość stoku [m]

Wielkość odpływu gruntowego obliczono z zastosowaniem formuły:

$$Q_{gw} = \frac{8000 \cdot K_{sat} \cdot h_{wtbl}}{L_{gw}^2}$$

gdzie: Q_{gw} – odpływ gruntowy do odcinka cieku [mm d^{-1}], K_{sat} – przewodność hydrauliczna warstwy wodonośnej [mm d^{-1}], L_{gw} – odległość od granicy zlewni podziemnej do odcinka cieku [m], h_{wtbl} – miąższość poziomu wód gruntowych [m].

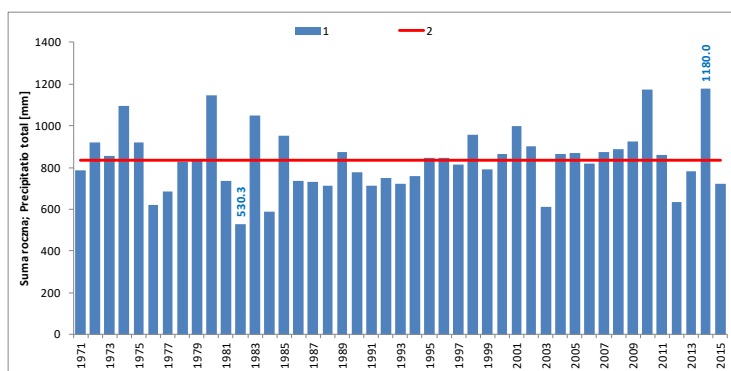
Do wykonania symulacji wykorzystany został moduł ArcSWAT, zaimplementowany do programu ArcGIS 9.3.1.

5. Wyniki i dyskusja wyników

5.1. Opad atmosferyczny

Roczne (lata hydrologiczne) sumy opadów w badanym okresie 45 lat obserwacji kształtowały się od 530,0 mm (1982) do 1180,0 mm (2014) a średnia roczna suma wyniosła 834,6 mm (ryc. 5.1; tab. 5.1). W omawianym okresie na Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku nie stwierdzono statystycznie istotnego trendu rocznych sum opadu.

Brak trendu rocznych sum opadów potwierdza prawidłowość zaobserwowaną przez K. Kożuchowskiego (2004), który stwierdził, że roczne sumy opadów w Polsce charakteryzują się raczej nieregularnymi fluktuacjami i przemieszczaniem się nadmiarów i niedoborów opadów aniżeli trwałym ich trendem. Duże wahania opadów są ich cechą w skali Polski (Ziernicka-Wojtaszek, 2006), wynikającą z położenia między oceaniczną a kontynentalną odmianą klimatu umiarkowanego i w znacznym stopniu wynikiem oddziaływania cyrkulacji atmosferycznej, która decyduje o przewadze wpływów kontynentalnych lub oceanicznych, kształtując tym samym klimat w skali globalnej i lokalnej (Twardosz i in., 2011). Zmiany rocznych sum opadów



Ryc. 5.1. Roczne sumy opadów atmosferycznych na Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku w latach 1971-2015

Fig. 5.1. Annual precipitation totals at the IG&SO PAS Research Station in Szymbark in 1971-2015

Objaśnienia / Explanations: 1 – roczna suma opadu / annual precipitation total [mm], 2 – średnia roczna suma opadu / annual average precipitation total = 834,6 mm

Tabela 5.1. Roczne sumy opadów atmosferycznych w wieloleciu 1971-2015

Lata	Suma opadu w roku hydrologicznym	Lata	Suma opadu w roku hydrologicznym
1971	787,3	1994	758,5
1972	921,9	1995	847,1
1973	855,5	1996	847,5
1974	1095,0	1997	814,0
1975	919,7	1998	956,9
1976	620,4	1999	792,5
1977	685,0	2000	866,7
1978	828,0	2001	1001,0
1979	836,6	2002	901,0
1980	1148,1	2003	612,4
1981	736,1	2004	862,8
1982	530,3	2005	871,3
1983	1047,4	2006	820,5
1984	587,2	2007	873,9
1985	952,6	2008	889,1
1986	735,0	2009	925,7
1987	732,7	2010	1171,8
1988	711,0	2011	861,3
1989	873,0	2012	632,8
1990	776,3	2013	784,3
1991	712,5	2014	1180,0
1992	751,0	2015	715,5
1993	721,3		

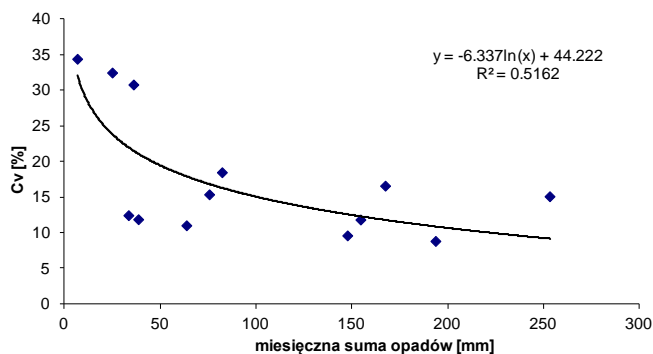
w przebiegu wieloletnim dobrze korespondują z seriami opadowymi dla dorzecza górnej Wisły (Cebulska i in., 2007). Obliczenie, na podstawie zebranych danych, wskaźników klimatycznych dla Stacji w Szymbarku pozwoliło stwierdzić narastanie cech kontynentalizmu pluwialnego (Bochenek i in., 2018), potwierdzone dla obszaru południowo-wschodniej Polski (Czarnecka i Nidzgorska-Lencewicz, 2012).

W zimowym półroczu hydrologicznym (XI-IV) średnia suma opadu wyniosła 271,8 mm, tj. 32,6% sumy rocznej. Udział opadów z tego okresu w ich rocznej sumie stanowił od 18,4 do 52,6%. W półroczu hydrologicznym ciepłym (V-X) średnia suma opadów wyniosła 562,8 mm i stanowiła 67,4% rocznej sumy, przy zakresie zmienności udziału w rocznych sumach od 47,4% do 81,6%.

Opad atmosferyczny jest elementem klimatycznym, który wykazuje duże zróżnicowanie wysokości na niewielkiej powierzchni. Dodatkowo, w obszarach górskich na przestrzenną zmienność opadów wpływa rzeźba terenu. W zależności od wysokości podstawy chmury deszczowej i kierunku jej przemieszczania się występują obszary o zwiększonej wysokości opadów oraz „cienie opadowe”, gdzie wysokość opadów jest niższa (Soja, 1977; Bartczak i in., 2013; Malinowska i Jakusik, 2015).

W latach 1968-71, na terenie ówczesnej gromady Szymbark, prowadzono szczegółowe pomiary dobowych sum opadów atmosferycznych. Przestrzenne zróżnicowanie wysokości opadów na tym obszarze, przy różnych typach opadów, przedstawił R. Soja (1977). W zlewni Bystrzanki zlokalizowanych zostało 9 deszczomierzy. Celem

wykonywania pomiarów było określenie przestrzennego zróżnicowania dobowych sum w kontekście kształtowania procesów stokowych (Ślupik, 1973) w różnych częściach zlewni. Współczynniki zmienności C_v między miesięcznymi sumami opadów na wszystkich posterunkach w letnich półroczach 1969 i 1970 zmieniały się od 9 do 35%. Wartość współczynnika zmniejszała się w postępie logarytmicznym z przyrostem wysokości opadu (ryc. 5.2).

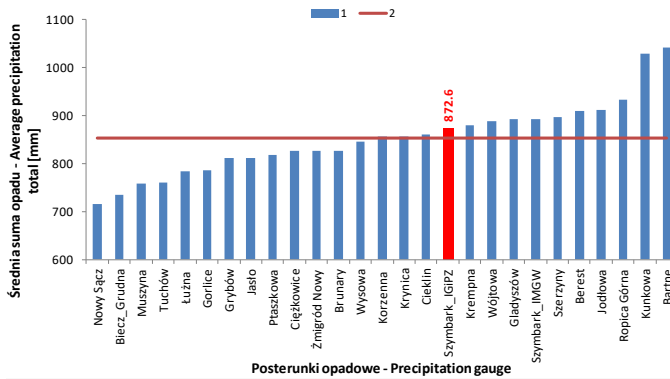


Ryc. 5.2. Zależność współczynnika zmienności (C_v) od miesięcznych sum opadów w zlewni Bystrzanki (9 deszczomierzy) na podstawie danych z półroczy letnich 1969 i 1970

Fig. 5.2. Dependence of the variation coefficient (C_v) on monthly precipitation totals in the Bystrzanka catchment (9 rain gauges) based on data from the summer half-year 1969 and 1970
 Źródło / Source: Soja (1977)

Soja (1977) przedstawił analizę przestrzennego zróżnicowania rocznych sum opadów, liczby dni z opadem oraz sezonowego zróżnicowania wysokości opadów na obszarze dorzecza Ropy dla wielolecia 1954-63, na podstawie danych dla 10 posterunków opadowych. Podobne opracowanie, uwzględniające jednakże większy obszar, zostało przygotowane przez autora (Bochenek, 2007), na podstawie danych z 27 posterunków opadowych, położonych na terenie Beskidu Niskiego, Pogórza Ciężkowickiego i Dołów Jasielsko-Sanockich dla okresu 1970-1981. Wybór okresu opracowania wynikał z dostępności materiałów publikowanych w Rocznikach opadowych IMGW, a celem było wskazanie obszaru, na który w różnych skalach czasowych (miesiąc, półrocze, rok, wielolecie) można ekstrapolować wyniki pomiarów wysokości opadów ze Stacji Badawczej w Szymbarku.

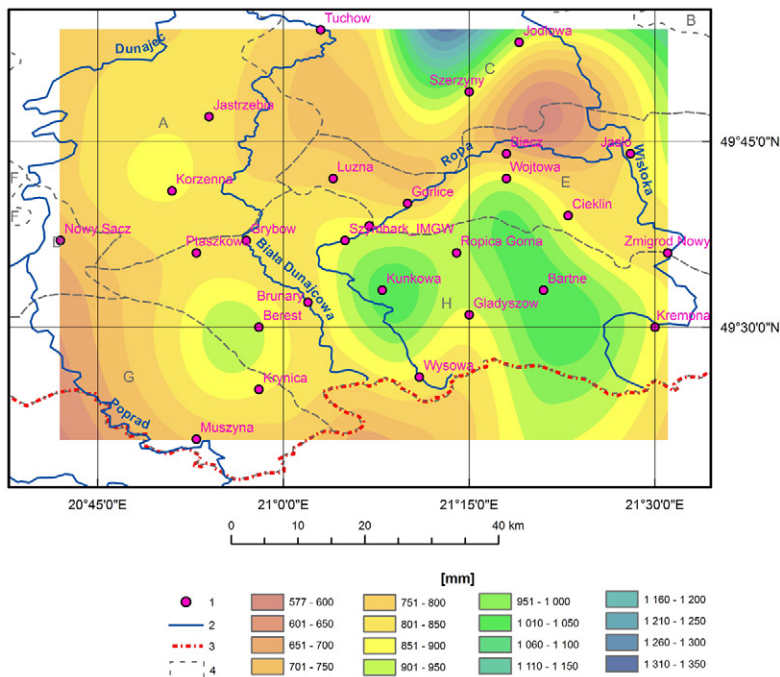
Średnia roczna suma opadów na Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku w wieloleciu 1970-81 wyniosła 872,6 mm, wykazując zróżnicowanie rocznych sum od 649,0 do 1164,5 mm. Średnia roczna suma obliczona dla pozostałych 26 posterunków opadowych była o ok. 20 mm niższa i wyniosła 852,9 mm (ryc. 5.3). Największe różnice między roczną sumą opadu w zlewni Bystrzanki a średnią obliczoną dla wszystkich stacji wystąpiły w 1976 r., kiedy suma opadu w Szymbarku była o 126,0 mm niższa i w 1980 r., w którym przewyższała średnią sumę o 127,6 mm. Przestrzenny rozkład opadów wskazuje na występowanie wzrostu sum opadu na obszarze Beskidu Niskiego i Pasma Brzanka-Liwocz (północna część obszaru) oraz jego zmniejszenie się na obszarze Pogórza Karpackiego (ryc. 5.4).



Ryc. 5.3. Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych na 27 posterunkach opadowych w latach 1970-1981 na podstawie danych IMGW

Fig. 5.3. Average annual totals of precipitation at 27 precipitation gauges in the years 1970-1981 on the basis of IMWM data

Objaśnienia / Explanations: 1 – średnia dla każdego posterunku opadowego [mm] / average for each precipitation gauge [mm]; 2 – średnia dla wszystkich posterunków opadowych = 852,9 mm / average for all precipitation gauge = 852.9 mm



Ryc.5.4. Przestrzenne zróżnicowanie średnich rocznych sum opadów atmosferycznych na 27 posterunkach opadowych w latach 1970-1981 na podstawie danych IMGW

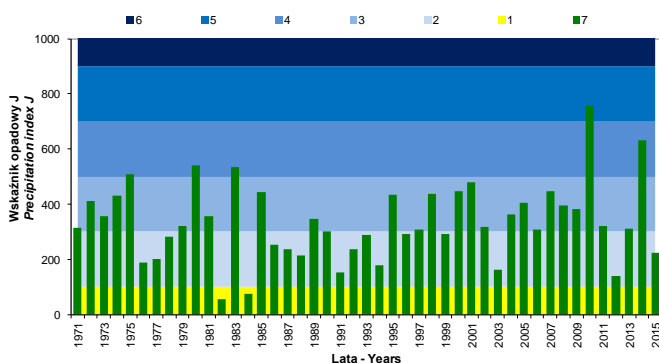
Fig. 5.4. Spatial differentiation of average annual precipitation totals at 27 precipitation gauges in the years 1970-1981 on the basis of IMWM data

Objaśnienia / Explanations: 1 – posterunki opadowe / precipitation gauges, 2 – główne rzeki / major rivers, 3 – granica Polski / the Poland boundary, 4 – regiony geomorfologiczne wg Starkla (1972) / geomorphological units according Starkel (1972): A – Pogórze Wielickie, B – Pogórze Dynowskie, C – Pogórze Strzyżowskie, D – Kotlina Sądecka, E – Doly Jasielsko-Sanockie, F – Beskid Wyspowy, G – Beskid Sądecki, H – Beskid Niski

Na podstawie rocznych sum opadów został obliczony gradient opadowy, który wyniósł 30 mm/100 m wysokości. Wartość ta jest zbliżona do podawanej przez K. Kożuchowskiego (2011) dla obszaru Polski. Badania przestrzennego zróżnicowania opadów w dorzeczu Ropy i w jego bezpośrednim sąsiedztwie, przeprowadzone przez R. Soję (1977) wskazały, że gradient opadowy był wyższy i wyniósł 60 mm na 100 m wysokości. W latach 1954-63, dla których przeprowadzona została wspomniana wyżej analiza, sumy opadów były wyraźnie niższe niż w latach 1970-81. Dla większości posterunków, z których dane zostały uwzględnione w obydwu pracach, różnica średnich sum wieloletnich obliczonych dla lat 1954-63 i 1970-81 przekroczyła 100 mm.

Czynnikiem ograniczającym dopływ wody do podłoża jest szata roślinna. Rodzaj i skład gatunkowy pokrywy roślinnej występującej na badanym obszarze odgrywa ważną rolę w intercepcji szaty roślinnej. Badania prowadzone od 2006 r. na Stacji Badawczej w Szymbarku wskazują, że intercepcja w drzewostanach liściastych (grab) i iglastych (świerk) w okresach rocznych jest podobna, chociaż zróżnicowana sezonowo. Średnio w okresie 2006-2015 w drzewostanie grabowym wyniosła ona 46,6%, natomiast w drzewostanie świerkowym – 49,0%. Uzyskane dane są zbliżone do podawanych przez A. Boczoniasa (2004) i R. Kozłowskiego (2013) dla wybranych drzewostanów. Na obszarach użytkowanych rolniczo występują straty wody spowodowane intercepcją, która na użytkach zielonych średnio wynosi 25%, na roślinach okopowych – 20% i zbożach – 12% sumy rocznej opadu (Bajkiewicz-Grabowska i Mikulski, 2008). Uwzględnienie powierzchni poszczególnych kategorii pokrycia (por. ryc. 3.5) i wielkości intercepcji, która na nich występuje wskazuje, iż objętość wody biorąca udział w litosferycznej części obiegu w badanej zlewni jest o ok. 28% niższa w stosunku do objętości opadu.

Na podstawie miesięcznych sum opadów obliczono roczne wartości wskaźnika opadowego J wg metodyki zaproponowanej przez Schmucka (1965). Średnia wartość wskaźnika opadowego J , obliczona przez autora dla okresu 45 lat wyniosła 335,1, zaś

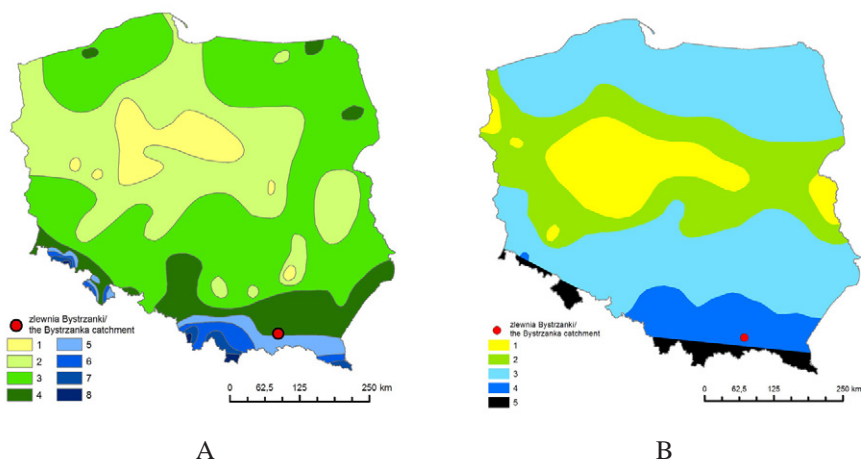


Ryc. 5.5. Roczne wartości wskaźnika opadowego J w latach 1971-2015

Fig. 5.5. Annual values of precipitation index J in the period 1971-2015

Objaśnienia / Explanations: 1 – suchy / dry, 2 – umiarkowanie wilgotny / moderately humid, 3 – wilgotny / humid, 4 – dość wilgotny / rather humid, 5 – bardzo wilgotny / very humid, 6 – nadmiernie wilgotny / excessively humid, 7 – roczne wartości J / annual J values

–mienność jego rocznych wartości kształtowała się od 54,3 (1982 r.) do 757,6 (2010 r.) (ryc. 5.5). Według klasyfikacji A. Schmucka (1965) średnia wartość J określa przynależność posterunku opadowego w Szymbarku do klasy „wilgotny” ($J=300-500$), co odzwierciedla jego położenie na mapie (ryc. 5.6 A). Skrajne wartości wskaźnika J były uzależnione od rocznych sum opadów, obliczanych za okres X-IX, które wyniosły 555,6 mm w 1982 r. i 1260,0 mm w 2010 r. Według regionalizacji A. Ziernickiej-Wojtaszek i T. Zawory (2008), przeprowadzonej dla wielolecia 1971-2000, Szymbark jest położony w regionie „wilgotnym” ($J>300$) (ryc. 5.6 B).



Ryc. 5.6. Regionalizacja pluwiotermiczna obszaru Polski z uwzględnieniem położenia stacji opadowej w Szymbarku: wg Schmuck (1965) (A) i wg Ziernickiej-Wojtaszek i Zawory (2008) (B)

Fig. 5.6. Pluviothermal regionalization of the Polish area, including the location of the rainfall station in Szymbark: acc. Schmuck (1965) (A) and acc. Ziernicka-Wojtaszek i Zawora (2008) (B)

Objaśnienia do części A / Explanation for part A: 1 – bardzo suchy / very dry (<0), 2 – suchy / dry (0-100), 3 – umiarkowanie wilgotny / moderately humid (100-300), 4 – wilgotny / humid (300-500), 5 – dość wilgotny / rather humid (500-700), 6 – bardzo wilgotny / very humid (700-900), 7 – nadmiernie wilgotny / excessively humid (>900)

Objaśnienia do części B / Explanation for part B: 1 – bardzo suchy / very dry (< 50), 2 – suchy / dry (50-100), 3 – umiarkowanie wilgotny / moderately humid (100-300), 4 – wilgotny / humid (>300), 5 - brak danych/no data

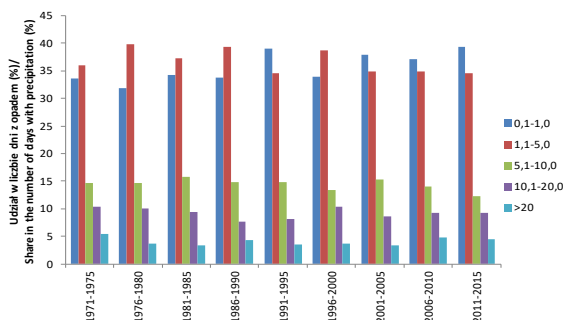
Liczba dni z opadem w poszczególnych latach w wieloleciu 1971-2015 wynosiła od 135 (1982 r.) do 217 dni (2004 r.), średnio – 175 dni rok⁻¹, z przeważającą liczbą dobowych sum w przedziale „słaby” (1,1-5,0 mm) wg klasyfikacji B. Olechnowicz-Bobrowskiej (1970) i zróżnicowaniem częstości w przedziałach zależnej od półroczia (tab. 5.2).

Zarówno liczba dni z opadem jak i wysokość opadów w poszczególnych przedziałach sum dobowych zmieniała się w badanym okresie. Zmiany te zostały przedstawione w formie wartości średnich w dziewięciu okresach 5-letnich (pentadowych). W związku ze zróżnicowaną w czasie średnią liczbą dni z opadem i średnią sumą opadu rocznego w każdym z wyróżnionych okresów, zdecydowano się na przedstawienie danych jako wartości względne (w %). W badanym okresie udział opadów w dwóch przedziałach o najniższych sumach dobowych: 0,1-1,0 mm (bardzo słaby) i 1,1-5,0 mm (słaby) był bardzo podobny i wyniósł ok. 36% ogólnej liczby dni z opadem. W tych dwóch grupach zauważalna jest zmiana udziału w poszczególnych okresach

Tabela 5.2. Liczba dni z opadem: średnia (min.-max.) w wieloletniu 1971-2015 w przedziałach klasyfikacji Olechnowicz-Bobrowskiej (1970)

Klasa opadu	Liczba dni/		
	rok	półrocze chłodne	półrocze ciepłe
Bardzo słaby (0,1-1,0 mm)	61 (42-84)	37 (22-56)	26 (16-38)
Słaby (1,1-5,0 mm)	67 (49-83)	15 (7-24)	31 (20-45)
Umiarkowany (5,1-10,0 mm)	25 (16-36)	21 (7-31)	15 (8-22)
Silny (10,1-20,0 mm)	14 (2-27)	10 (5-22)	10 (1-18)
Bardzo silny(>=20,0 mm)	8 (3-14)	5 (1-12)	5 (1-9)

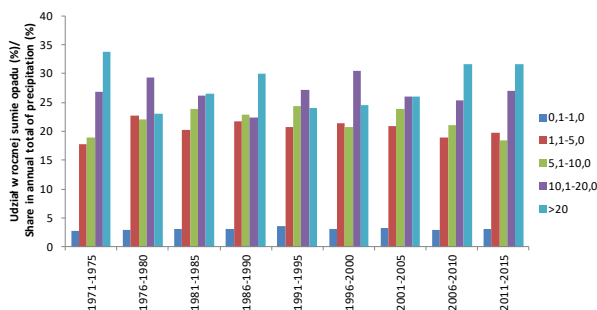
5-letnich: w czterech pierwszych pentadach przeważały dni z opadem w przedziale 1,1-5,0 mm doba⁻¹, w okresie późniejszym przeważały opady w przedziale 0,1-1,0 mm doba⁻¹, z wyjątkiem pentady 1996-2000 (ryc. 5.7). W przedziale 5,1-10,0 mm doba⁻¹ (umiarkowanie silny) stwierdzono coraz niższe wartości w kolejnych pentadach, przy średnim udziale w liczbie dni opadowych wynoszącym 14,4%. Udział liczby dni z opadem w przedziałach 10,1-20,0 mm (silny) i powyżej 20,0 mm (bardzo silny) nie wykazywał znaczącego zróżnicowania w 5-letnich okresach i stanowił odpowiednio 9,2% i 4,1 %.



Ryc.5.7. Udział liczebności opadów o określonych sumach dobowych w rocznej liczbie dni z opadem – średnie 5-letnie

Fig. 5.7. The share of number of precipitation with specific daily sums in the annual number of days with precipitation – 5-year averages

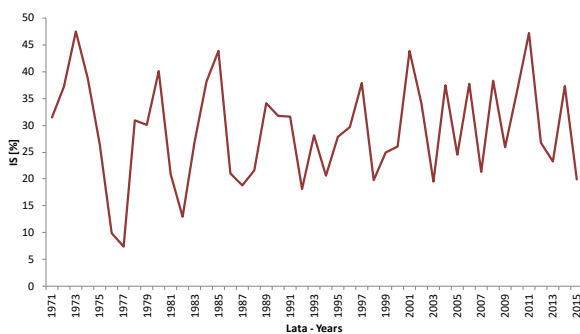
Największą objętość wody do powierzchni gruntu dostarczyły opady o dobowych sumach przekraczających 20 mm, średnio 233,7 mm rok⁻¹, nieznacznie mniej – 223,3 mm rok⁻¹ – opady w przedziale 10,1-20,0 mm. W różnych okresach 5-letnich przeważały sumy opadów tych dwóch przedziałów dobowych sum i stanowiły ok. 27% średniej rocznej sumy (ryc. 5.8). Opady o największej częstości w ostatnich kilku okresach 5-letnich (0,1-1,0 mm doba⁻¹) dostarczyły średniorocznie 25,4 mm opadu, stanowiącego 3,1% średniej sumy.



Ryc. 5.8. Udział sum opadów o określonych sumach dobowych w rocznej sumie – średnie 5-letnie
 Fig. 5.8. The share of precipitation totals with specific daily ranges in the annual total – 5-year averages

Na podstawie miesięcznych sum opadów obliczono indeks sezonowości (*IS*) dla poszczególnych lat omawianego wielolecia.

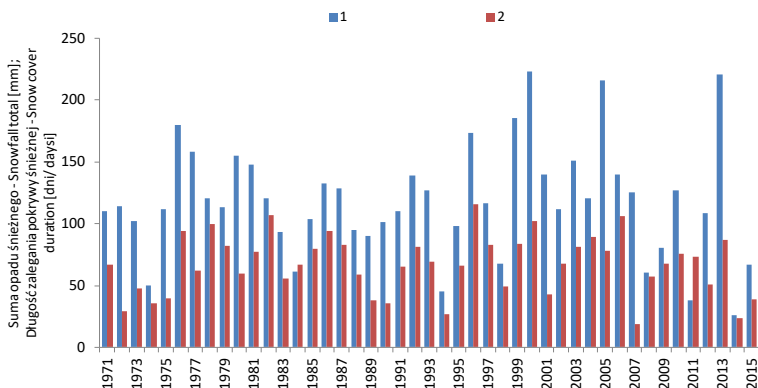
Średnia wartość *IS* opadu wyniosła 29,1%, wykazując najniższe wartości w latach 1976 i 1977 (9,9 i 7,4%), spowodowane wysokimi miesięcznymi sumami opadu w trzech miesiącach roku, przy czym miesiące te były od siebie odległe w czasie (np. w 1976 były to styczeń, maj i wrzesień) (ryc. 5.9). Przyczyną najwyższych wartości *IS*, które wystąpiły w 1973 r. (47,5%) i w 2011 r. (47,1%), była bardzo wysoka suma opadu w jednym miesiącu roku (w 1973 r. w czerwcu – 296,6 mm; w 2011 r. w lipcu – 325,0 mm), która stanowiła odpowiednio 35 i 38 % rocznej sumy. Współczynnik zmienności C_v rocznych wartości *IS* wyniósł 32,7%. W okresie 45 lat szereg indeksu sezonowości (*IS*) nie wykazywał statystycznie istotnego trendu.



Ryc. 5.9. Indeks sezonowości opadów (*IS*) w latach 1971-2015

Fig. 5.9. Seasonality index of precipitation (*IS*) in 1971-2015

Z hydrologicznego punktu widzenia dużą rolę odgrywa postać opadu. Hydrologiczny skutek opadu deszczu jest natychmiastowy, szczególnie w obszarach górskich, w których położona jest badana zlewnia, zaś opad śnieżny daje skutek hydrologiczny z opóźnieniem, podczas- i po roztopach. Opad śnieżny scharakteryzowano dla okresów występowania tej formy opadu (październik-kwiecień), na przełomie dwóch kolejnych lat. Średnio, w ciągu sezonu, warstwa wody ze śniegu wyniosła 118,0 mm, wskazując zróżnicowani ekstremalnych wartości od 26,0 mm (2013/2014)

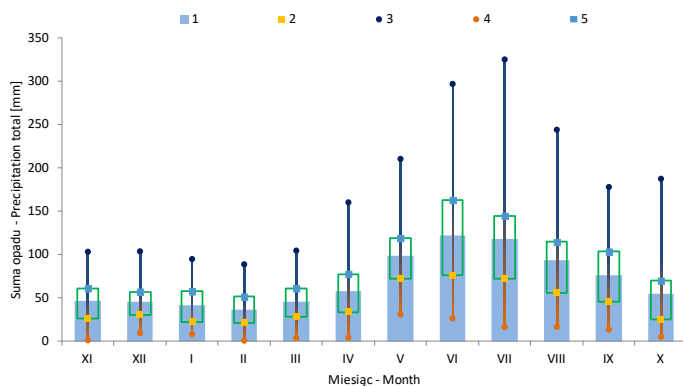


Ryc. 5.10. Suma opadu śniegu i długość zalegania pokrywy śnieżnej w latach 1971-2015

Fig. 5.10. Snowfall total and duration of snow cover in the period 1971-2015

Objaśnienia / Explanations: 1 – suma opadu śnieżnego / snowfall total, 2 – długość zalegania pokrywy śnieżnej / snow cover duration

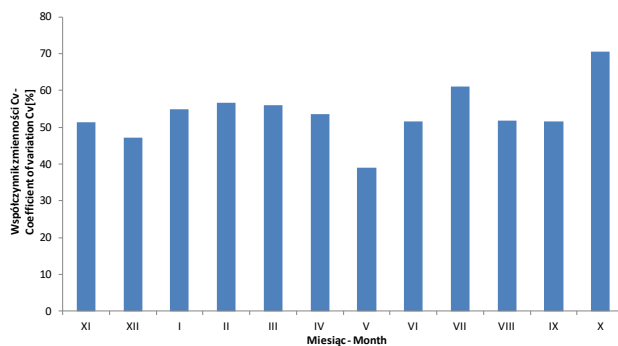
do 222,8 mm (1999/2000) (ryc. 5.10). Uwzględnienie sum opadów śniegu z okresów na przełomie dwóch kolejnych lat uniemożliwia bezpośrednie porównanie ich udziału w sumach rocznych (I-XII). Odniesiono zatem obliczone sumy opadów śniegu do średniej rocznej sumy opadów z dwóch kolejnych lat, w których wystąpił opad śniegu. Średnio opad śnieżny stanowił 14,4% rocznej sumy opadów, wykazując wahania od 2,7% (2013/2014) do 29,1% (2012/2013). Sumy opadu w postaci śniegu odniesiono także do sum opadów (uwzględniających inne postaci opadu) w okresie październik-kwiecień. Średni opad śnieżny stanowił wówczas 36,7% wysokości opadu, wykazując zróżnicowanie udziału od 7,3% (2013/2014) do 71,0% (1995/96). Szereg rocznych sum opadu w postaci śniegu nie wykazuje liniowej tendencji w badanym wieloleciu, lecz charakteryzuje się fluktuacją i wzrostem co 4-6 lat, przekraczającym 150 mm rok⁻¹. Z opadem śnieżnym jest związane pojawianie się i występowanie pokrywy śnieżnej, która zalegała średnio przez 67 dni rok⁻¹, wykazując zróżnicowanie długości występowania od 19 dni (2006/2007) do 116 dni (1995/96).



Ryc. 5.11. Miesięczne sumy opadów atmosferycznych w latach 1971-2015: średnia (1), kwartył dolny (2), najwyższa suma (3), najniższa suma (4) i kwartył górny (5)

Fig. 5.11. Monthly total of precipitation for the period 1971-2015: average (1), lower quartile (2), the highest total (3), the lowest total (4) and upper quartile (5)

Najwyższa miesięczna średnia suma opadów wystąpiła w czerwcu (122,1 mm), a najniższa – w lutym (36,6 mm) (ryc. 5.11). Absolutne sumy miesięczne wynosiły od 0,5 mm (luty 1976) do 325,0 mm (lipiec 2011). Na podstawie miesięcznych sum opadu dla 45-letniej serii pomiarowej obliczono charakterystyki statystyczne (średnie, ekstremalne, dolny i górny kwartył), które wskazują na występowanie dużej równomierności rozkładów miesięcznych sum względem średnich miesięcznych obliczonych dla wielolecia. Współczynnik zmienności C_v miesięcznych sum opadu przyjął średnią wartość 54,0%, kształtując się między najniższą wartością w maju (39,0%), a najwyższą w październiku (70,6%) (ryc. 5.12).



Ryc. 5.12. Współczynnik zmienności C_v miesięcznych sum opadu w latach 1971-2015

Fig. 5.12. Coefficient of variation C_v of monthly precipitation totals in the period 1971-2015

Na podstawie kryteriów T. Tomaszewskiej (1994), uwzględniających procentowy udział miesięcznej sumy opadów w stosunku do średniej sumy w wieloleciu, przeprowadzono klasyfikację miesięcznych sum opadów (tab. 5.3).

Tabela 5.3. Klasyfikacja miesięcznych sum opadów wg kryteriów Tomaszewskiej (1994)

Lata	Miesiące											
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1971	53,8	64,4	7,9	56,9	24,1	45,3	144,0	127,5	84,6	112,8	41,6	24,4
1972	52,8	69,8	18,3	21,7	12,9	100,2	97,6	162,7	81,0	189,2	83,2	32,5
1973	48,5	9,3	26,4	69,5	21,4	39,3	62,0	296,7	154,5	43,3	57,4	27,2
1974	48,1	19,6	63,6	20,6	3,7	46,3	136,3	225,0	144,4	99,1	101,0	187,3
1975	64,9	72,3	26,7	17,4	42,2	103,3	118,7	155,5	121,2	70,4	28,9	98,2
1976	15,1	55,3	94,7	0,5	33,1	33,6	117,2	34,1	37,7	54,9	113,9	30,3
1977	51,0	47,2	34,1	84,0	84,7	59,1	30,8	26,1	122,7	55,9	77,0	12,4
1978	60,5	30,7	18,1	31,4	25,1	91,4	115,8	89,0	45,6	167,0	98,8	54,6
1979	30,6	50,4	60,6	12,2	56,5	42,9	61,5	141,7	85,1	159,4	67,7	68,0
1980	87,5	43,8	13,9	13,8	35,5	96,4	35,5	225,9	241,2	81,5	100,0	173,1
1981	70,0	53,1	26,7	40,0	53,7	27,7	72,1	103,0	103,7	76,8	58,9	50,4
1982	73,8	53,6	34,8	23,0	9,5	48,6	44,6	55,2	94,1	25,4	42,6	25,1
1983	37,9	94,2	57,2	24,5	95,8	46,7	92,3	173,1	188,7	66,1	133,5	37,4
1984	15,4	17,7	22,1	13,2	31,3	22,3	103,0	95,8	86,9	26,3	107,3	45,9
1985	17,6	31,5	21,4	63,0	34,0	60,9	137,6	187,5	114,3	188,8	44,9	51,1
1986	71,4	77,3	62,7	13,6	17,4	24,1	116,6	106,4	106,0	92,4	14,2	32,9
1987	20,7	59,9	67,1	14,3	60,7	31,1	148,2	63,1	56,5	79,1	103,2	28,8

1988	66,1	103,6	20,3	26,2	41,4	22,9	47,8	89,2	117,4	76,9	75,7	23,5
1989	58,5	62,2	17,5	25,2	25,5	87,0	153,8	139,4	88,8	133,7	34,5	46,9
1990	45,1	14,9	31,7	30,5	28,3	160,1	75,0	89,5	85,3	91,2	105,7	19,0
1991	41,3	43,6	14,1	36,6	17,7	35,3	112,7	73,6	77,7	131,9	51,8	76,2
1992	26,2	41,3	48,7	51,9	27,8	50,7	90,3	77,5	61,7	44,3	143,0	87,6
1993	46,5	36,3	35,7	36,4	66,3	38,6	80,1	76,1	127,0	114,3	45,2	18,8
1994	18,4	27,7	34,8	14,6	90,2	108,0	77,3	99,7	16,3	107,5	67,6	96,4
1995	39,5	50,6	29,7	51,7	58,1	76,1	83,1	187,2	22,4	119,9	119,9	8,9
1996	60,7	46,6	46,3	21,4	34,5	26,2	141,3	46,4	113,7	110,9	136,1	63,4
1997	39,5	33,6	17,3	31,5	29,7	84,7	103,2	83,1	201,9	71,2	51,9	66,4
1998	41,7	71,0	63,9	56,5	37,2	104,6	123,7	146,0	105,1	53,6	69,4	84,2
1999	34,5	33,1	24,6	73,6	31,4	88,1	60,1	130,1	104,8	81,0	46,5	84,7
2000	57,8	44,2	42,6	72,7	104,4	77,5	90,4	48,8	228,2	46,1	49,1	4,9
2001	22,8	30,5	55,3	19,2	63,3	98,4	46,7	171,7	251,8	114,5	103,0	23,8
2002	49,8	34,5	24,7	43,1	34,1	47,2	96,0	127,9	119,5	136,0	84,2	104,0
2003	33,4	27,4	46,5	35,5	39,1	49,1	126,1	65,5	57,3	16,5	62,0	54,0
2004	22,2	36,6	21,7	88,6	43,3	45,2	90,0	81,9	270,8	86,1	24,6	51,8
2005	84,0	9,3	93,0	46,4	32,3	62,6	99,0	143,5	72,3	155,4	58,1	15,4
2006	18,3	79,4	19,8	24,5	83,5	69,8	117,9	232,0	21,9	102,2	25,0	26,2
2007	81,5	31,6	78,1	53,1	62,1	27,9	44,5	96,8	69,9	74,5	177,8	76,1
2008	85,5	26,1	36,4	20,4	48,3	37,9	59,6	41,6	242,2	100,6	120,8	69,7
2009	24,4	62,4	40,2	51,3	94,7	4,1	104,8	220,2	80,1	108,0	25,3	110,2
2010	79,0	49,9	49,1	49,4	31,8	75,1	210,2	222,5	146,7	98,2	137,9	22,0
2011	28,2	57,1	38,7	25,7	10,6	44,4	57,9	136,8	325,0	65,9	13,4	57,6
2012	1,0	29,8	61,3	39,4	49,3	32,4	103,1	102,5	69,0	56,1	39,2	49,7
2013	28,7	35,3	86,4	49,1	77,2	33,0	105,7	180,8	44,5	23,5	97,8	22,3
2014	103,1	27,9	32,2	27,6	75,9	68,7	180,6	60,8	230,4	243,9	62,3	66,6
2015	21,8	27,6	78,1	25,9	48,3	33,5	123,2	56,9	96,9	37,7	115,9	56,2

Objaśnienia / Explanation: wartości liczbowe-sumy opadów [mm]/ numerous values – precipitation totals [mm], kolor wypełnienia odpowiada klasie wysokości opadu / the filling color corresponds to the precipitation total class

skrajnie suchy / extrematy dry	bardzo / suchyvery dry	suchy / dry	normalny / normal	wilgotny / humid	bardzo wilgotny / very humid	skrajnie wilgotny / wet
<25,0%	25,0-49,9%	50,0-74,9%	75,0-125,0%	125,1-150,0%	150,1-200,0%	>200,0%

Wieloletnie serie pomiarowe wysokości opadów upoważniają do wyznaczenia kierunków zmian (trendów), pod warunkiem zachowania istotności statystycznej ($p < 0,05$) współczynnika trendu r . Z powodu dużych różnic sum opadu danego miesiąca, występujących w kolejnych latach, statystycznie istotne, dodatnie trendy wystąpiły tylko w lutym i marcu (tab. 5.4). Wzrostowy trend opadów w marcu stwierdzono dla obszaru Polski w latach 1951-2000 (Degirmendzić i in., 2004). Dodatkowo trendy, dotyczące miesięcy zimowych uprawniają do przedstawienia hipotezy o wzroście opadów w tej części roku. Współczesne prognozy klimatyczne, w tym badania ekspertów IPCC (Solomon i in., 2007) wskazują, że w Europie Centralnej należy spodziewać się wzrostu opadów zimą. Dodatkowo trendy miesięcznych sum opadu w Szymbarku w okresie styczeń-marzec potwierdzają taki kierunek zmian (tab. 5.4).

Tabela 5.4. Tendencje miesięcznych sum opadów atmosferycznych w wieloleciu 1971-2015

Miesiąc	Równanie trendu liniowego	Test Manna-Kendalla P_v
Listopad	$P = -0,13 T + 46,9$	0,396
Grudzień	$P = -0,37 T + 53,4$	0,115
Styczeń	$P = 0,51 T + 29,3$	0,063
Luty	$P = 0,28 T + 30,1$	0,032
Marzec	$P = 0,64 T + 30,4$	0,015
Kwiecień	$P = -0,28 T + 64,4$	0,390
Maj	$P = 0,42 T + 89,1$	0,337
Czerwiec	$P = -0,47 T + 133,0$	0,578
Lipiec	$P = 1,00 T + 95,1$	0,895
Sierpień	$P = -0,16 T + 96,8$	0,769
Wrzesień	$P = 0,06 T + 74,6$	0,754
Październik	$P = -0,17 T + 58,7$	0,960

Objaśnienia / Explanations: P – miesięczna suma opadu / monthly precipitation total, T – roczny odstęp czasu, **trend istotny – wartości pogrubione** / annual time interval, **significant trend – values in bold**

Na podstawie 45-letniej serii danych opadowych z Szymbarku nie można prognozować kierunków zmian sum opadów dla pozostałych miesięcy z powodu braku istotności statystycznej współczynnika trendu r .

Zastosowanie metody trendu kroczącego pozwoliło na wyodrębnienie krótszych okresów wieloletnich (segmentów), kiedy wystąpiły istotne statystycznie tendencje rozwojowe sum opadu (tab. 5.5).

Tabela 5.5. Statystycznie istotne współczynniki trendu liniowego rocznych i miesięcznych sum opadów dla 11-letnich podokresów (trend kroczący)

Podokres	Miesiące											ROK
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
1971-1981	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1972-1982	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1973-1983	-	↑	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1974-1984	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1975-1985	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1976-1986	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1977-1987	-	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-
1978-1988	-	-	-	-	-	↑	↑	-	-	-	-	-
1979-1989	-	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-
1980-1990	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1981-1991	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1982-1992	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1983-1993	-	-	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-
1984-1994	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1985-1995	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1986-1996	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1987-1997	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1988-1998	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1989-1999	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1990-2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1991-2001	-	-	-	-	-	-	-	-	↑	-	-	↑
1992-2002	-	-	-	-	-	-	-	-	↑	-	-	-
1993-2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

1994-2004	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1995-2005	-	↑	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1996-2006	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1997-2007	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-
1998-2008	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-
1999-2009	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-
2000-2010	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2001-2011	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2002-2012	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2003-2013	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2004-2014	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2005-2015	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Objaśnienia/ Explanations: ↑ – tendencja dodatnia istotna statystycznie/ statistically significant positive trend, – tendencja nieistotna statystycznie/ statistically non-significant trend

W badanym wieloleciu wystąpił 1 segment (1991-2001) ze wzrostowym trendem rocznych sum opadów i 11 segmentów (okresów 11-letnich) ze wzrostowym trendem miesięcznych sum opadów, które wystąpiły od kwietnia do lipca oraz 2-krotnie w grudniu. Krótkookresowe trendy nie wystąpiły w styczniu i marcu – w miesiącach, w których trend w okresie 45 lat był statystycznie istotny. W kwietniu stwierdzono wystąpienie statystycznie istotnych trendów wzrostowych w trzech kolejnych segmentach czasowych, w okresie od 1997 do 2009 r. Metoda ta została zastosowana przez A. Bartczaka i in. (2013) do oceny tendencji rocznych sum opadu we wschodniej części Kujaw, dokonanej na podstawie danych z 8 posterunków opadowych i pozwoliła wyodrębnić kilkusegmentowe okresy wzrostowej lub spadkowej tendencji opadów w badanym regionie.

Dla okresów miesięcznych obliczono współczynnik hydrotermiczny K Sielianinowa. Kryterium zastosowania tego współczynnika (średnia miesięczna temperatura powietrza $>10^{\circ}\text{C}$) w wieloleciu 1971-2015 spełniało 249 miesięcy (46% ogółu okresu analizy). Wśród nich wyróżniono 63 miesiące w klasie „nadmiar wilgoci”, 150 – z „dostatecznym zapasem wilgoci”, 25 – „posuszne” i 11 – z „silną suszą” (tab. 5.6a). Występowanie miesięcy z „silną suszą” zaobserwowano od 1994 r.; wcześniej miesiące w tej klasie współczynnika K nie występowały. Po podzieleniu przedziału „dostateczny zapas wilgoci” (tab. 5.6b), do klasy „wystarczający zapas wilgoci” zaliczono 84 miesiące, zaś do klasy „duży zapas wilgoci” – 66 miesięcy. Zrost liczebności miesięcy w przedziałach: „okres posuszny” i „okres silnej suszy” klasyfikacji współczynnika K , obserwowany w zlewni Bystrzanki od połowy lat 90. XX w. nawiązuje do wyników badań B. Skowery (2014), która na obszarze Polski w latach 1971-2010 stwierdziła zmniejszenie się zasięgu obszarowego warunków „dość wilgotnych” ($1,6 < K \leq 2,0$) z 32,8% w pierwszej dekadzie do 4,5% w ostatniej dekadzie, na rzecz wzrostu zasięgu warunków „dość suchych” ($1,0 < K \leq 1,3$) odpowiednio z 14,4 do 44,3%.

W ostatnich dekadach XX wieku, występowanie wysokiej temperatury powietrza i niskich sum opadów powodowało częstsze występowanie długotrwałych susz. Susze pojawiające się raz na 4-5 lat na obszarze Polski mają charakter anomalii związanych z brakiem lub małą ilością opadów (Łabędzki, 2004). Susza negatywnie wpływa na przebieg wegetacji roślin uprawnych, prowadząc do obniżenia wysokości i jakości pło-
nów (Radzka i in. 2010).

Tabela 5.6a. Klasyfikacja miesięcy wielolecia 1971-2015 za pomocą współczynnika hydrotermicznego K Sielianinowa

Rok	Kwiecień	Maj	Czerwiec	Lipiec	Sierpień	Wrzesień	Pazdziernik
1971		3.1	3.2	1.8	2.2	1.5	
1972		2.8	3.6	1.6	4.1	1.6	
1973		1.8	7.0	3.4	1.0	1.7	
1974		4.0	6.0	3.3	2.0	2.8	
1975		2.4	3.6	2.4	1.5	0.7	4.6
1976		4.3	0.9	0.9	1.5	3.4	1.2
1977		1.1	0.7	2.7	1.4	2.9	
1978		3.0	2.2	1.2	3.9	3.4	
1979		1.7	3.0	2.2	3.5	1.9	
1980		1.3	5.5	5.2	1.9	3.1	2.2
1981		2.5	2.3	2.2	1.8	1.6	1.4
1982		1.3	1.4	1.9	0.6	1.0	1.2
1983		0.8	4.0	3.5	1.5	3.5	2.5
1984		2.6	2.6	2.1	0.6	3.0	1.6
1985		5.4	5.2	2.4	3.8	1.5	2.6
1986		3.7	2.5	2.3	1.9	0.5	
1987		5.2	1.5	1.1	1.9	2.8	0.7
1988		1.5	2.2	2.2	1.6	2.2	
1989		1.0	3.5	1.9	2.8	1.0	2.9
1990		4.0	2.1	1.9	2.0	3.7	
1991		3.8	1.8	1.5	2.8	1.5	3.4
1992		3.0	1.7	1.2	0.8	4.3	
1993		2.0	2.0	2.8	2.5	1.5	0.8

Rok	Kwiecień	Maj	Czerwiec	Lipiec	Sierpień	Wrzesień	Pazdziernik
1994		2.0	2.3	0.3	2.2	1.6	
1995		2.7	4.2	0.4	2.5	3.4	0.3
1996		3.4	1.1	2.6	2.4	5.3	
1997		2.8	2.6	3.9	1.2	2.1	
1998		3.4	3.0	2.2	1.2	2.0	
1999		1.8	2.8	2.0	1.8	1.2	4.6
2000	0.4	2.0	1.0	4.4	0.8	1.5	0.1
2001		1.2	4.3	4.6	2.2	3.2	0.3
2002		2.1	2.7	2.2	2.5	2.9	
2003		2.8	1.4	1.2	0.4	1.8	
2004		3.0	2.0	5.4	1.8	0.8	1.8
2005		2.7	3.3	1.4	3.2	1.5	0.7
2006		3.3	5.0	0.4	2.1	0.7	0.3
2007	0.7	1.1	2.0	1.3	1.5	5.4	
2008		1.7	0.8	4.6	1.9	3.5	
2009		2.9	5.1	1.5	2.2	0.7	
2010		3.6	4.7	2.6	1.9	4.3	
2011		1.5	2.6	5.8	1.2	0.3	
2012		2.4	1.8	1.1	1.0	0.9	1.3
2013		2.4	3.4	0.8	0.4	2.8	0.7
2014		4.3	1.3	3.8	4.8	1.5	1.9
2015		1.4	1.9	0.6	1.8	1.2	

nadmiar wilgoci	zapas wilgoci dostateczny	posucha	silna susza
≥ 3	1,0 do 2,9	0,5-0,9	< 0,5

W niniejszym opracowaniu wyróżniono okresy susz meteorologicznych (posuch), opierając się na założeniach A. Schmucka (1962). Liczba dni z posuchą w poszczególnych latach hydrologicznych objętych badaniem kształtowała się od 7 (1980 r.) do 111 dni (2006 r.), wynosząc średnio 37 dni w roku. Od 1997 r. stwierdzono występowanie posuch długotrwałych w większości badanych okresów rocznych, które trwały wyjątkowo długo w 1997 r. (18 dni), 2001 r. (14 dni), 2005 r. (17 dni) i 2012 r. (21 dni) (ryc. 5.13). Przed 1997 r. występowanie posuchy długotrwałej zaobserwowano tylko w 1987 r. i krótko w 1971 r.

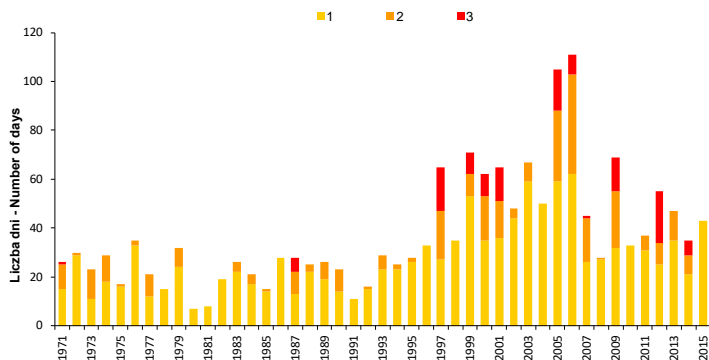
Brak lub niewielka wysokość opadów w czasie posuch wpływa na ograniczoną wielkość dopływu wody do koryt rzecznych i zapewnienie właściwego funkcjonowania organizmów wodnych. Dla każdego roku przedstawiono przebieg posuch, umiarkowanych i długotrwałych (ryc. 5.14). Od początku XXI wieku obserwowany jest wzrost czasu trwania pojedynczych zdarzeń posuchy, dotyczący szczególnie okresu od sierpnia do końca roku, przy czym najczęściej w drugiej połowie sierpnia rozpoczyna

Tabela 5.6b. Klasyfikacja miesięcy wielolecia 1971-2015 za pomocą wskaźnika hydrotermicznego K Sielianinowa (modyfikacja autora)

Rok	Kwiecień	Maj	Czerwiec	Lipiec	Sierpień	Wrzesień	Październik
1971		3.1	3.2	1.8	2.2	1.5	
1972		2.8	3.6	1.6	4.1	1.6	
1973		1.8	7.0	3.4	1.0	1.7	
1974		4.0	6.0	3.3	2.0	2.8	
1975		2.4	3.6	2.4	1.5	0.7	4.6
1976		4.3	0.9	0.9	1.5	3.4	1.2
1977		1.1	0.7	2.7	1.4	2.9	
1978		3.0	2.2	1.2	3.9	3.4	
1979		1.7	3.0	2.2	3.5	1.9	
1980		1.3	3.5	5.2	1.9	3.1	2.2
1981		2.5	2.3	2.2	1.8	1.6	1.4
1982		1.3	1.4	1.9	0.6	1.0	1.2
1983		0.8	4.0	3.5	1.5	3.5	2.5
1984		2.6	2.6	2.1	0.6	3.0	1.6
1985		5.4	3.2	2.4	3.8	1.5	2.6
1986		3.7	2.5	2.3	1.9	0.5	
1987		5.2	1.5	1.1	1.9	2.8	0.7
1988		1.5	2.2	2.2	1.6	2.2	
1989		1.0	3.5	1.9	2.8	1.0	2.9
1990		4.0	2.1	1.9	2.0	3.7	
1991		3.8	1.8	1.5	2.8	1.5	3.4
1992		3.0	1.7	1.2	0.8	4.3	
1993		2.0	2.0	2.8	2.5	1.5	0.8

Rok	Kwiecień	Maj	Czerwiec	Lipiec	Sierpień	Wrzesień	Październik
1994		2.0	2.3	0.3	2.2	1.6	
1995		2.7	4.2	0.4	2.5	3.4	0.3
1996		3.4	1.1	2.6	2.4	5.3	
1997		2.8	2.6	3.9	1.2	2.1	
1998		3.4	3.0	2.2	1.2	2.0	
1999		1.8	2.8	2.0	1.8	1.2	4.6
2000	0.4	2.0	1.0	4.4	0.8	1.5	0.1
2001		1.2	4.3	4.6	2.2	3.2	0.3
2002		2.1	2.7	2.2	2.5	2.9	
2003		2.8	1.4	1.2	0.4	1.8	
2004		3.0	2.0	5.4	1.8	0.8	1.8
2005		2.7	3.3	1.4	3.2	1.5	0.7
2006		3.3	5.0	0.4	2.1	0.7	0.3
2007	0.7	1.1	2.0	1.3	1.5	3.4	
2008		1.7	0.8	4.6	0.7	3.5	
2009		2.9	5.1	1.5	2.2	0.7	
2010		5.6	4.7	2.6	1.9	4.3	
2011		1.5	2.6	5.8	1.2	0.3	
2012		2.4	1.8	1.1	1.0	0.9	1.3
2013		2.4	3.4	0.8	0.4	2.8	0.7
2014		4.3	1.3	3.8	4.8	1.5	1.9
2015		1.4	1.9	0.6	1.8	1.2	

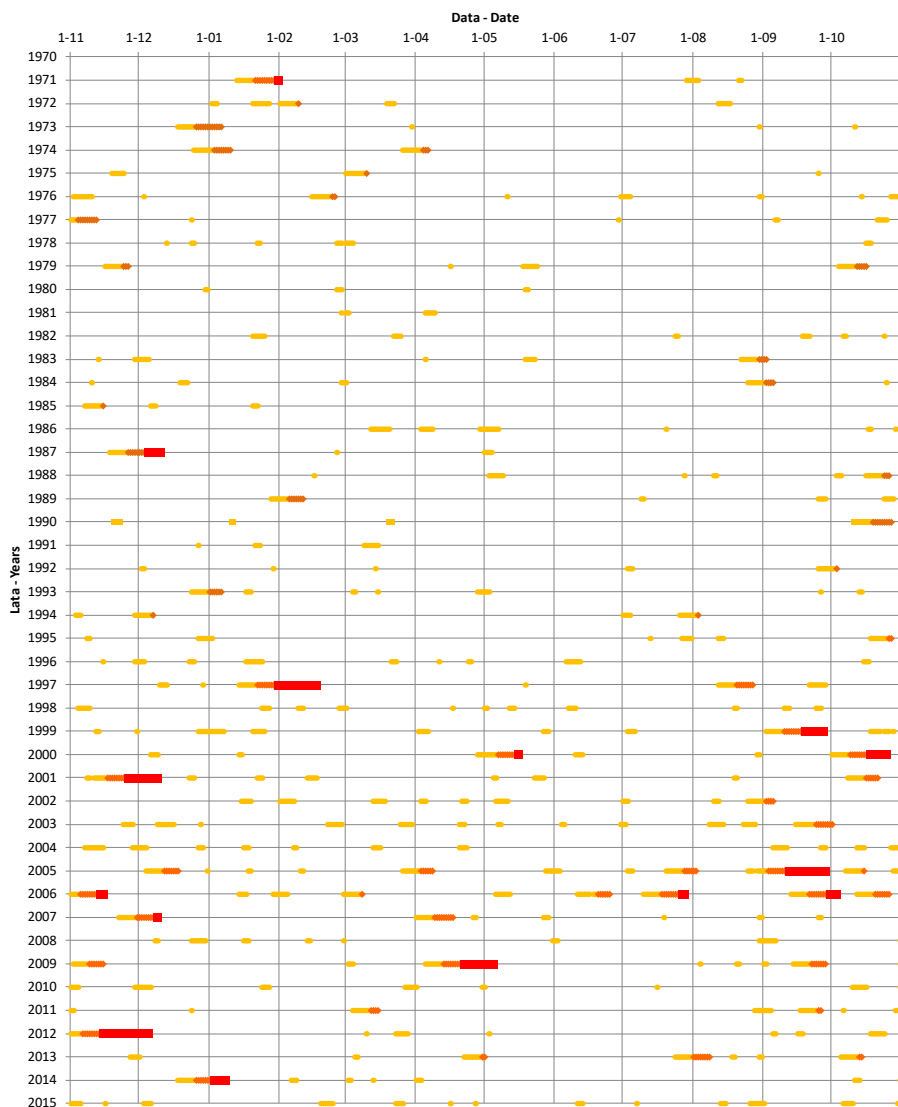
nadmiar wilgoci	duży zapas wilgoci	wystarczający zapas wilgoci	posucha	silna susza
IV 3	2,0 do 2,9	1,0 do 1,9	0,5-0,9	< 0,5



Ryc. 5.13. Liczba dni z posuchą o zróżnicowanym natężeniu

Fig. 5.13. Number of days with droughts of varying intensity

Objaśnienia / Explanations: 1 – posucha / drought (9-17 dni bez opadu / 9-17 days without precipitation), 2 – posucha umiarkowana / moderate drought (18-28 dni bez opadu / 18-28 days without precipitation), 3 – posucha długotrwała / long-term drought (powyżej 28 dni bez opadu/ above 28 days without precipitation)



Ryc. 5.14. Okresy występowania posuch (ciemnożółte kółka), posuch umiarkowanych (pomarańczowe romby) i posuch długotrwałych (czerwone kwadraty)

Fig. 5.14. Drought periods (dark yellow circles), moderate droughts (orange diamonds) and long-term drought (red squares)

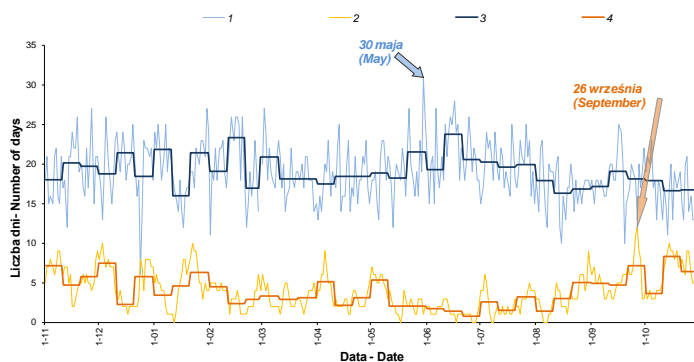
się posucha umiarkowana, a około miesiąc później – długotrwała. Czasowy rozkład zjawiska posuchy, mimo uwarunkowań regionalnych, jest zbliżony do przebiegu na terenie Niziny Śląskiej (Wrocław – Swojec) (Biniak-Pieróg 2014). W badanej zlewni od połowy lat 90. XX w. zaobserwowano również zwiększoną liczebność krótkotrwałych posuch, która jest zbieżna z występowaniem miesięcy „posusznych” lub z „silną suszą” wg współczynnika K Sielianinowa.

W tabeli 5.7 zestawiono najdłuższe okresy posuch, które wystąpiły w analizowanym okresie wieloletnim.

Tabela 5.7. Skrajne daty i długość najdłuższych posuch w zlewni Bystrzanki

L.p.	Data początku i końca	Długość [dni]
1	29.10.-5.12.2011	38
2	14.01.-17.02.1997	35
3	25.08.-28.09.2005	35
4	8.11.-9.12.2000	31
5	5.04.-5.05.2009	31
6	2.09.-27.09.1999	26
7	1.10.-25.10.2000	25
8	18.11.-10.12.1986	23
9	18.12.2013-8.01.2014	23

Przeprowadzono analizę zmienności opadu w ciągu roku, obliczając częstości jego występowania w danym dniu roku w okresie 45 lat (ryc. 5.15). Najczęściej opad występował 30 maja (34 razy), natomiast najrzadziej – 24 grudnia (9 razy). W analogiczny sposób obliczono częstość występowania posuchy w danym dniu roku. Stwierdzono najczęstsze występowanie tego zjawiska 26 września (13 razy); brak posuchy wystąpił w ciągu 7 dni w roku, od połowy maja do początku lipca.



Rys. 5.15. Rozkład dni z opadem i posuchą w ciągu roku

Fig. 5.15. Distribution of precipitation and drought days during year

Objaśnienia / Explanations: 1 – liczba dni z opadem / number of days with precipitation, 2 – liczba dni z posuchą / number of days with drought, 3 – liczba dni z opadem – śr. 10-dniowa / number of precipitation days – ave. 10-days, 4 – liczba dni z posuchą – śr. 10-dniowa / number of drought days – ave. 10-days

Obliczono średnią 10-dniową liczebność dni z opadem i posuchą w okresie objętym niniejszym opracowaniem. Uzyskane wyniki dotyczące częstości dni opadowych kształtowały się od 18,4 dnia (2 dekada sierpnia) do 25,9 dnia (2 dekada lutego i 2 dekada czerwca). Analizując jeszcze dłuższy okres (kilku dekad), zauważa się niską częstość opadów od drugiej dekady sierpnia do drugiej dekady września. Najmniejszą

frekwencję dni z posuchą stwierdzono w 3 dekadzie czerwca (0,8), co jest bezpośrednim skutkiem najwyższej liczebności dni opadowych dekadę wcześniej. W drugiej dekadzie października i pierwszej dekadzie listopada wystąpiła najwyższa 10-dniowa średnia liczba dni z posuchą, wynosząca 9,3 dnia.

5.2. Ewapotranspiracja – składnik bilansu wodnego ograniczający objętość wody w zlewni

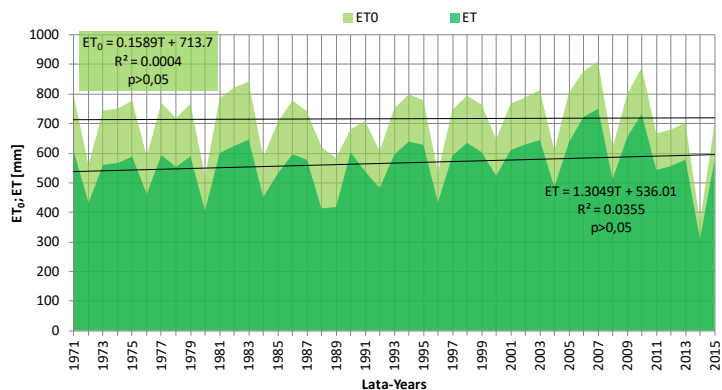
Niezwykle istotnym składnikiem obiegu wody w zlewni jest ewapotranspiracja, stanowiąca rozchodowy element bilansu wodnego. „Klasycznym” pojęciem w naukach przyrodniczych jest termin „ewapotranspiracji potencjalnej” (ET_p), czyli maksymalnej ilości pary wodnej, która może wyparować w optymalnych warunkach meteorologicznych określonego obszaru, z gleby całkowicie pokrytej roślinnością i nasyconej wodą (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski, 2008). Należy odróżnić ewapotranspirację od parowania z wolnej powierzchni wody, któremu dedykowane są inne, niż w przypadku ewapotranspiracji, formuły obliczeniowe. Formuły do obliczenia ewapotranspiracji potencjalnej zostały zaproponowane m. in. przez L. Turca (1964), C. Thornthwaite’a (1948), H.L. Penmana (1948) i K. Matula (1964).

Na podstawie danych meteorologicznych, zebranych na posterunku meteorologicznym Stacji, obliczono wielkość ewapotranspiracji wskaźnikowej (ET_o). W obliczeniach posłużono się wzorem Penmana-Monteitha (FAO56) (Allen i in., 1998), obliczając miesięczną i roczną wysokość ewapotranspiracji na podstawie wartości dobowych. Taki sposób obliczania ma charakter statyczny, dotyczący punktu pomiarów (stacji meteorologicznej) i nie oddaje przestrzennego zróżnicowania na obszarze zlewni.

Średnia roczna wysokość ewapotranspiracji wskaźnikowej ET_o dla wielolecia 1971-2015 wyniosła 717,4 mm, a rozpiętość między rocznymi sumami kształtowała się od 368,8 mm (2014 r.) do 909,8 mm (2007 r.) (ryc. 5.16). Dla porównania, średnia suma ewapotranspiracji wskaźnikowej (ET_o), w okresie V-X wyniosła 543,9 mm, była wyższa od wyników uzyskanych dla pobliskich stacji klimatycznych: Bartne, Ptaszkowa i Wysowa, średnio o 14% (Kuźniar i in., 2011). Stacje te są położone o ok. 200 m n.p.m. wyżej, dlatego uzyskane dla nich średnie wyniki ET_o są niższe (Szkutnicka 1986). Różnica względem wyników dla tej części Polski (Kasperska-Wońkiewicz i Łabędzki, 2004) wyniosła ok. 2%. W okresie badań w zlewni Bystrzanki nie stwierdzono statystycznie istotnego trendu ET_o , podobnie jak na obszarze Małych Pienin (Kuźniar i in., 2004).

Najwyższą średnią miesięczną sumę ewapotranspiracji wskaźnikowej stwierdzono w lipcu, kiedy wyniosła ona 121,6 mm, natomiast najniższą w grudniu – 11,4 mm (tab. 5.8).

Z powodu braku opracowań dla miesięcznych sum ewapotranspiracji wskaźnikowej (ET_o), jedynym dostępnym źródłem pozwalającym dokonywać porównań były wyniki obliczeń dla Łodzi (Jokieli, 2007). Najwyższa średnia miesięczna suma ET_o w lipcu jest zbliżona i wyraźnie wyższa w miesiącach zimowych w porównaniu z wynikami uzyskanymi dla Łodzi w latach 1951-2000 (Jokieli, 2007).



Ryc. 5.16. Roczne sumy ewapotranspiracji wskaźnikowej (ET_0) i ewapotranspiracji terenowej (ET)
 Fig. 5.16. Annual sums of reference evapotranspiration (ET_0) and field evapotranspiration (ET)

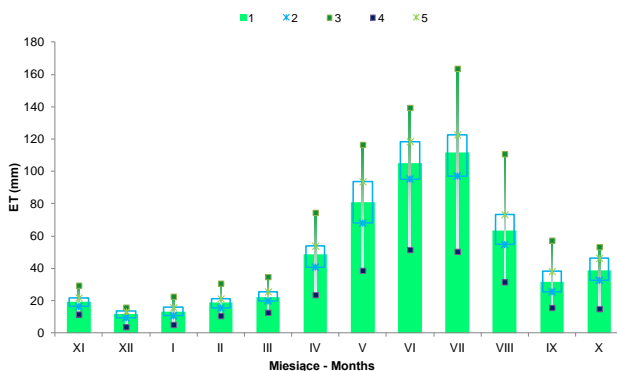
Na badanym obszarze średnia roczna ewapotranspiracja terenowa ET wyniosła 567,9 mm, wykazując zróżnicowanie rocznych sum od 395,1 mm (1980 r.) do 740,8 mm (2007 r.) (ryc. 5.16). Średnio, ewapotranspiracja terenowa ET stanowiła 78,8% rocznej ewapotranspiracji wskaźnikowej (ET_0).

Wysokość ewapotranspiracji terenowej (ET) porównana z roczną sumą opadów była najwyższa w latach o niskich sumach opadów: 1982, 2000, 2003, 2012, 2015 r., była bliska lub przekraczała roczną sumę opadów (w 1982 r. – 122%). W latach o wysokich sumach opadów (1974, 1980, 1985 i 2010) ET nie przekroczyła 50% wysokości opadów.

Obliczenia wysokości ewapotranspiracji w poszczególnych miesiącach roku wskazują na występowanie najwyższej średniej wartości w lipcu, wynoszącej 112,5 mm oraz najniższej w grudniu – 11,4 mm, równej ewapotranspiracji wskaźnikowej (tab. 5.8; ryc. 5.17). W okresie od maja do sierpnia wystąpiła największa rozpiętość między miesięcznymi sumami ET , w przypadku wartości skrajnych kształtująca się od 78 do 113 mm.

Tabela 5.8. Średnie miesięczne sumy ewapotranspiracji wskaźnikowej (ET_0) oraz ewapotranspiracji terenowej (ET_0) w latach 1971-2015

	ET_0	ET
Listopad	19,3	19,3
Grudzień	11,4	11,4
Styczeń	13,1	13,1
Luty	18,4	18,4
Marzec	40,8	22,4
Kwiecień	68,8	48,9
Maj	101,8	81,6
Czerwiec	114,7	106,0
Lipiec	121,6	112,5
Sierpień	104,5	63,8
Wrzesień	64,5	32,0
Październik	38,5	38,5
Rok	717,4	567,9



Ryc. 5.17. Charakterystyki ewapotranspiracji terenowej (*ET*) w zlewni Bystrzanki w latach 1971-2015: średnie (1), kwartyle: 25% (2) i 75% (5), maksymalne (3) i minimalne (4)

Fig. 5.17. Characteristics of field evapotranspiration (*ET*) in the Bystrzanka catchment in 1971-2015: average (1), quartiles: 25% (2) and 75% (5), maximum (3) and minimum (4)

Przeprowadzono analizę trendów miesięcznych sum *ET* w okresie wieloletnim w celu skonfrontowania jej z tendencjami pozostałych składników obiegu wody (tab. 5.9). Dodatkowo istotne statystycznie współczynniki trendu *ET* wystąpiły od lutego do czerwca, kształtowały się w granicach od 0,029 do 0,446, i miały związek temperaturą powietrza, której średnie miesięczne wartości od kwietnia do czerwca wykazywały statystycznie istotny dodatni trend w badanym okresie. Wzrost ewapotranspiracji terenowej w tym okresie uznać należy za niekorzystny dla upraw, występujący w okresie ich intensywnego wzrostu.

Tabela 5.9. Tendencje miesięcznych wielkości ewapotranspiracji terenowej *ET* w wieloleciu 1971-2015

Miesiąc	Równanie trendu liniowego	Test Manna-Kendalla
		P_v
Listopad	$ET = 0,153T + 20,49$	0,349
Grudzień	$ET = 0,020T + 25,14$	0,928
Styczeń	$ET = -0,056T + 23,06$	0,695
Luty	$ET = 0,029T + 7,91$	0,003
Marzec	$ET = 0,004T + 3,31$	0,040
Kwiecień	$ET = 0,232T + 24,87$	0,028
Maj	$ET = 0,345T + 62,58$	0,001
Czerwiec	$ET = 0,446T + 76,97$	0,000
Lipiec	$ET = 0,746T + 65,16$	0,580
Sierpień	$ET = 0,663T + 58,94$	0,553
Wrzesień	$ET = 0,150T + 67,09$	0,439
Październik	$ET = -0,041T + 47,40$	0,976

Objaśnienia/ Explanations: *ET* – suma ewapotranspiracji terenowej [mm]/ total of field evapotranspiration [mm], *T*– roczny odstęp czasu, **trend istotny – wartości pogrubione/ annual time interval, significant trend – values in bold**

Metodą trendu krokowego wyznaczono 11-letnie okresy wzrostu lub spadku rocznej i miesięcznej ewapotranspiracji terenowej *ET* (tab. 5.10). Statystycznie istotny trend wzrostu rocznych sum *ET* stwierdzono tylko w okresie 2005-2015. Badania trendów miesięcznych sum *ET* pozwoliły wyróżnić 19 segmentów czasowych, w których wystąpiła istotnie statystyczna tendencja rozwojowa, we wszystkich przypadkach mająca charakter dodatni. W dziesięciu miesiącach roku, z wyjątkiem stycznia i kwietnia,

Tabela 5.10. Statystycznie istotne współczynniki trendu liniowego rocznych i miesięcznych sum ewapotranspiracji terenowej dla 11-letnich podokresów (trend kroczący)

Podokres	Miesiące												Rok
	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
1971-1981	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1972-1982	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	↑	-
1973-1983	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1974-1984	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1975-1985	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1976-1986	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1977-1987	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1978-1988	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1979-1989	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1980-1990	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1981-1991	-	↑	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1982-1992	-	↑	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-
1983-1993	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1984-1994	-	-	-	-	↑	-	-	-	↑	-	-	-	-
1985-1995	-	-	-	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-
1986-1996	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1987-1997	-	-	-	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-
1988-1998	-	-	-	↑	-	-	-	-	↑	-	-	-	-
1989-1999	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1990-2000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1991-2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1992-2002	↑	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1993-2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1994-2004	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1995-2005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1996-2006	-	-	-	-	-	-	-	-	↑	-	↑	-	-
1997-2007	-	-	-	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-
1998-2008	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1999-2009	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2000-2010	-	-	-	-	-	-	-	-	-	↑	↑	-	-
2001-2011	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2002-2012	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2003-2013	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2004-2014	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2005-2015	-	-	-	-	-	-	↑	↑	-	-	-	↑	↑

Objaśnienia/ Explanations: ↑ – tendencja dodatnia istotna statystycznie/ statistically significant positive trend, – tendencja nieistotna statystycznie/ statistically non-significant trend

pojawił się przynajmniej jeden segment. W wieloleciu 1971-2015 można wyróżnić okresy, w których wystąpił wzrost liczebności statystycznie istotnych elementów trendu kroczącego: segmenty czasowe w okresie 1981-1998 i w latach 1996-2015. Największa liczebność segmentów dotyczy ostatniego okresu 11-letniego 2005-2015 (3 przypadki).

5.3. Spływ powierzchniowy jako główny stokowy proces hydrologiczny kształtujący wielkość odpływu

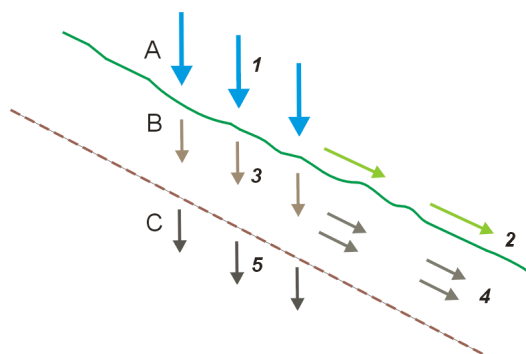
Spływ powierzchniowy w obszarach o dużym zróżnicowaniu rzeźby terenu odgrywa niezwykle doniosłą rolę w kształtowaniu odpływu. Teoretyczne podstawy tego procesu zostały przedstawione przez R. E. Hortona (1933) i opierały się na trzech założeniach:

- spływ powierzchniowy jest różnicą pomiędzy natężeniem opadu a zdolnością infiltracyjną gruntu f ,
- wielkość spływu zależy od prędkości wsiąkania,
- miąższość warstwy spływającej zależy od prędkości spływania i długości stoków.

Autor ten podał również klimatyczno-hydrologiczne uwarunkowania występowania dwóch rodzajów spływu powierzchniowego: nasyconego i nienasyconego.

Rozdział wody opadowej na różne formy odpływu w systemie stokowym w schematyczny sposób przedstawili M. J. Kirbky i R. J. Chorley (1967) (ryc. 5.18) Prędkość płynięcia wody dla każdej z form odpływu na stoku przedstawił Jones (1978) (ryc. 5.19). Wynika z niej, że prędkość spływu powierzchniowego wynosi kilka $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, natomiast prędkość spływu śródpokrywowego nie przekracza $1 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}$.

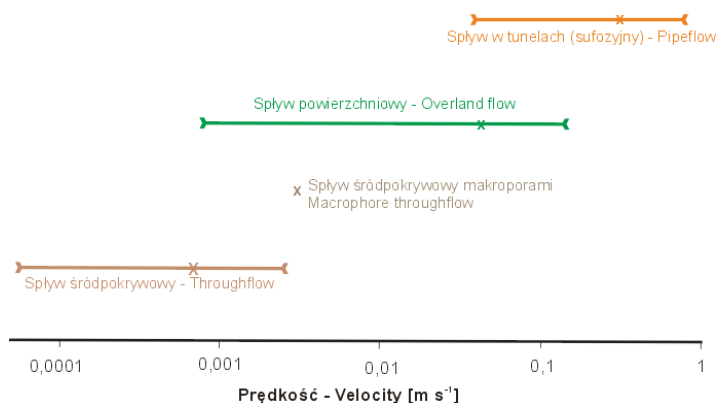
Spływ powierzchniowy, jako zjawisko z wielu względów niekorzystne dla gleb i stosunków hydrologicznych zlewni górskich i pogórskich, był i jest przedmiotem wielu badań pod kątem ustalenia jego roli w wielkości odpływu (Słupik, 1972,1973; Kosturkiewicz i Szafranski, 1983; Gołąb, 2012) oraz jako główna „siła napędowa”



Ryc. 5.18. Spływ powierzchniowy i śródpokrywowy wg M. J. Kirbky'ego i R. J. Corley'a (1967)

Fig. 5.18. Overland flow and throughflow acc. M. J. Kirbky and R. J. Corley (1967)

Objaśnienia / Explanations: A – powierzchnia gruntu / terrain surface, B – strefa bardziej przepuszczalna / more permeable zone, C – strefa mniej przepuszczalna / less permeable zone; 1 – opad / precipitation, 2 – spływ powierzchniowy / overland flow, 3 – przesiąkanie podpowierzchniowe / subsurface permeation, 4 – spływ śródpokrywowy / throughflow, 5 – przesiąkanie głębokie / deep permeation



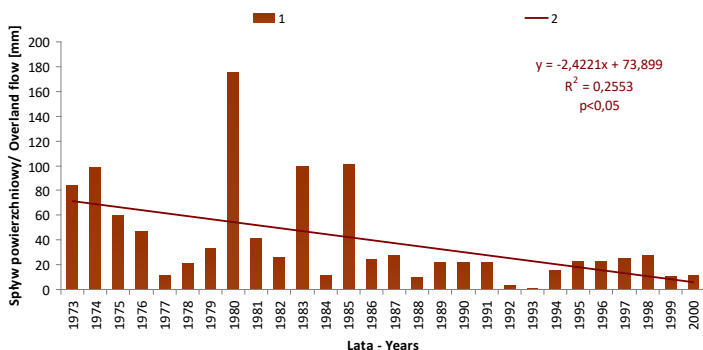
Ryc. 5.19. Zakres zmienności prędkości splywu wody w strefie nienasyconej na stokach (Jones 1978)

Fig. 5.19. Range of variability of water runoff velocity in the unsaturated zone on the slopes (Jones 1978)

splukiwania gleby (Brodowski i Rejman, 2004). Badania pionierskie w skali Polski dotyczące splywu powierzchniowego prowadzil J. Slupik, ktory w zlewni Bystrzanki badal przebieg tego procesu w roznych warunkach meteorologicznych, dla roznych form pokrycia terenu i uzytkowania ziemi (Slupik, 1973). W okresie pozniejszym autor ten opublikowal prace bledaca rozważaniem nad rola stoku w ksztaltowaniu odplywu, przygotowana na podstawie wlasnych badan w zlewni Homerki (Beskid Sadecki) (Slupik, 1981).

J. Slupik prowadzil rowniez badania infiltracji wody na gruncie wytworzonym na lupkowo-piaskowcowej zwietrzelinie fliszu karpackiego. Okreslil progowe wartosci wystapienia w miejscowych warunkach procesu splywu powierzchniowego. Stwierdzil, ze po dlugotrwalym okresie bezdeszczowym, suma opadu powyzej 100 mm spowoduje splyw srodpokrywowy (srodglebowy), natomiast opad powyzej 160 mm wywoła splyw powierzchniowy nasycony. Kontynuatozem badan nad splywem powierzchniowym w zlewni Bystrzanki byl E. Gil, z ktorym od 1996 r. wspolpracowal autor niniejszej monografii, poczatkowo zbierajac dane, a w pozniejszym okresie – rowniez przy opracowywaniu wynikow. Badania z zastosowaniem jednolitego systemu pomiaru splywu powierzchniowego byly prowadzone w latach 1973-2000. Wyniki wysokosci splywu powierzchniowego, z podzialem na typowe formy uzytkowania ziemi na tym obszarze (ziemniaki, zboza i laka), byly wielokrotnie publikowane (Gil, 1994, 1999; Bochenek i Gil, 2010). Srednie roczne sumy splywu powierzchniowego, obliczone dla wielolecia 1973-2000 wyniosly: na ziemniakach – 83,8 mm, na zbozach – 58,4 mm i na lache – 51,3 mm. Wspolczynniki zmienności C_v wartosci rocznych ksztaltowaly sie odpowiednio: 79%, 115% i 118%. W kolejnych latach byl to zatem proces niezwykle zmienny, uwarunkowany licznymi czynnikiemami, m.in. przebiegiem i charakterem opadow deszczowych, snieznościa zim, przemarnzieniem gruntu, prędkością topnienia i zaniku pokrywy snieznej.

Wyniki pomiarow na poletkach o powierzchni 600 m² i roznicowanym uzytkowaniu rolniczym (ziemniaki, zboza, laka i las) przeliczono na obszar calej zlewni Bystrzanki (ryc. 5.20), uwzgledniajac zmiany powierzchni zajmowanych przez



Ryc. 5.20. Spływ powierzchniowy w zlewni Bystrzanki obliczony na podstawie wyników badań na poletkach 6-arowych (oryginalne obliczenia E. Gila, modyfikacja autora)

Fig. 5.20. Overland flow in the Bystrzanka catchment calculated on the basis of results on the 6-ares tests plots (original calculations of E. Gil, modification of the author)

Objaśnienia / Explanations: 1 – suma roczna [mm] / annual total [mm], 2 – linia trendu / trend's line

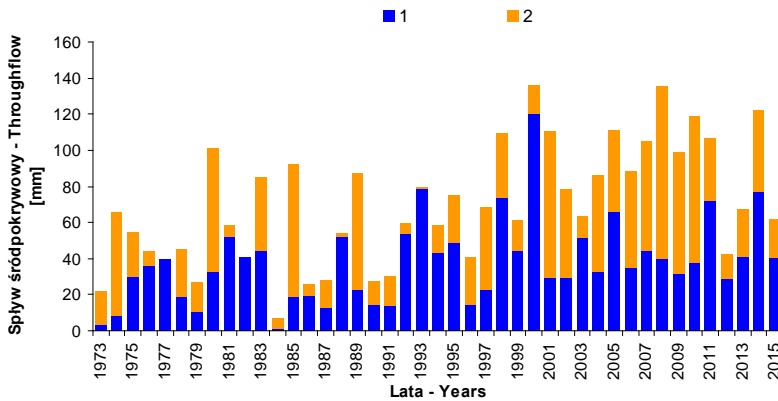
poszczególne formy użytkowania w wieloleciu 1973-2000. Uzyskane wyniki są zatem sumą średnich ważonych wysokości spływu dla poszczególnych form użytkowania ziemi i ich powierzchni.

Średni roczny spływ powierzchniowy wyniósł 59,1 mm, wykazując zmienność od 1,4 mm – 1993 r., do 175,7 mm w 1980 r. W okresie 1973-2000 roczne sumy spływu powierzchniowego wykazywały trend spadkowy, który wyniósł 24,2 mm na 10 lat. Zmniejszenie wysokości spływu powierzchniowego było skutkiem zmian sposobu użytkowania rolniczego, przejawiającego się zmniejszeniem powierzchni gruntów ornych i wzrostem areału łąk, wynikającego z przemian społeczno-gospodarczych w Polsce na początku lat 90. XX w.

5.4. Spływ śródpokrywowy jako proces spowalniający dopływ wody do koryta rzecznego

Spływ śródpokrywowy (śródoglebowy, hypodermiczny) ograniczony jest do warstwy glebowej i łupkowo-piaskowcowej zwierzeliny fliszu, pod którą występuje słabo przepuszczalne podłoże skalne. W zlewni Bystrzanki miąższość pokryw stokowych kształtuje się od kilkudziesięciu centymetrów w górnych częściach stoków do maksymalnie 4 metrów u ich podnóży (Gil 1994). W warstwie tej występuje spływ śródpokrywowy, który w obrębie załamań w profilu podłużnym stoku, w sprzyjających warunkach hydraulicznych, może przechodzić w spływ powrotny (*returned flow*), objawiający się występowaniem wypływów wody „śródoglebowej” na powierzchni terenu (Bochenek, 2005).

Spływ śródpokrywowy stanowi element hydrogramu odpływu podczas wezbrań, stanowiąc wspólnie ze spływem powierzchniowym odpływ bezpośredni. Jego rola w odpływie wzrasta ze wzrostem nachylenia stoków i udziału frakcji szkieletowych



Ryc. 5.21. Roczne sumy splywu śródpokrywowego na stoku doświadczalnym

Fig. 5.21. Annual totals of throughflow on the experimental slope

Objaśnienia / Explanations: 1 – półrocze zimowe / winter half-years, 2 – półrocze letnie / summer half-year

w składzie pokryw stokowych. Wielkość splywu śródpokrywowego jest również determinowana przez pokrycie terenu. Określenie udziału splywu śródpokrywowego w odpływie ze zlewni oparte jest na subiektywnym podziale hydrogramu wezbrania. Pomiarzy na poletkach umożliwiają bezpośrednią ocenę wielkości i natężenia procesu do ograniczonej głębokości. Taki system pomiarów splywu śródpokrywowego funkcjonuje na Stacji Badawczej IGiPZ PAN od 1973, stąd okres do porównań w niniejszej monografii wyniósł 43 lata.

Średni roczny splyw śródglebowy w okresie 1973-2015 wyniósł 70,2 mm, wykazując zmiany sum rocznych od 7,2 mm w 1984 r. (suma opadu 587,2 mm) do 135,7 mm w 2000 r. (suma opadu 866,7 mm) (ryc. 5.21). Współczynnik zmienności C_v rocznych sum splywu śródglebowego – 47,0%, był znacznie niższy od obserwowanego dla splywu powierzchniowego. Średnio, wyższa suma splywu śródglebowego wystąpiła w zimowym półroczu hydrologicznym – 40,0 mm, w porównaniu z półroczem letnim – 30,2 mm. Średni stosunek wysokości omawianego procesu w poszczególnych półroczach wyniósł: 57% w półroczu zimowym i 43% w półroczu letnim. W poszczególnych latach stosunek ten był bardzo zróżnicowany, nie wykazujący związku z roczną wysokością opadów i nie wykazujący tendencji w wieloleciu.

W skrajnych przypadkach, w latach o niskich sumach opadu (530-720 mm) całość lub przeważająca większość rocznej warstwy wody, splywającej w pokrywach stokowych, odpłynęła w półroczu zimowym: w 1977 r. – 100%, w 1982 r. – 99,4% i w 1993 r. – 99,2%. Dominacja odpływu w półroczu letnim została stwierdzona w latach o sumach przekraczających 920 mm: w 1973 r. – 86,3%, w 1974 r. – 87,5%, w 1985 – 79,7%, w 2010 r. – 81,6% i w 2014 r. – 77,9%.

Roczne sumy splywu śródpokrywowego, w odróżnieniu od splywu powierzchniowego, wykazywały dodatni trend w wieloleciu 1973-2015, wynoszący 14,8 mm na 10 lat. Rola splywu śródglebowego jako elementu krążenia wody w obrębie stoku zwiększyła się w omawianym okresie i jest skutkiem ograniczenia użytkowania ornego (rośliny okopowe i zboża) i przejścia w kierunku użytkowania łąkowego.

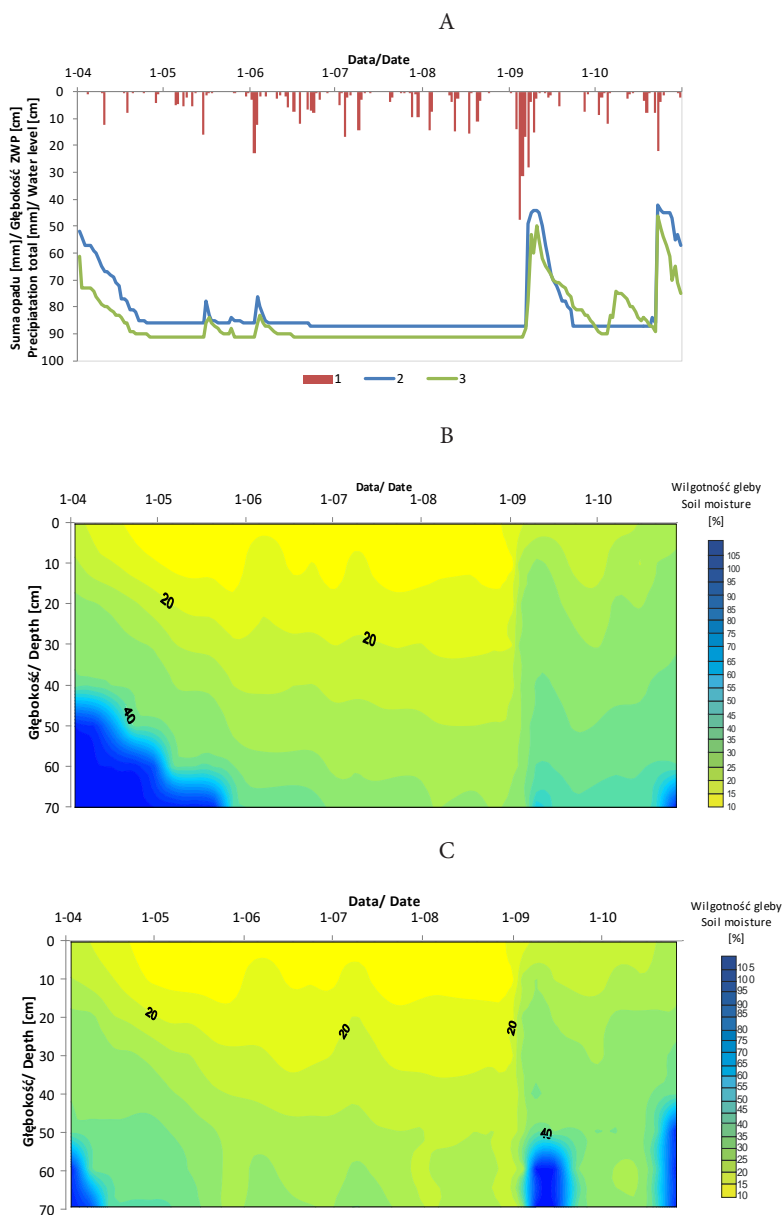
Średni udział spływu śródpokrywowego w rocznej sumie opadu stanowił 8,2%, przy zmianach od 1,2% w 1984 r. do 15,7% w 2000 r. Wielkość i udział tego składnika obiegu wody w obrębie stoku jest duży w porównaniu z innymi obszarami badawczymi w Polsce, gdzie wysokość spływu śródpokrywowego nie przekracza 1% rocznej sumy opadu (Szpikowska, 2003; Fatyga i Stodolak, 2005). Fliszowe pokrywy stokowe, w których składzie mechanicznym wysoki udział mają frakcje ilaste i pylaste utrudniają infiltrację wody do głębszego podłoża. Roczna wysokość spływu śródglebowego wykazywała wysoką korelację ($r=0,644$), istotną statystycznie ($p<0,05$) z wysokością opadu.

5.5. Zmiany wilgotności gruntu i retencja wody w pokrywach stokowych na podstawie analizy stanów wody w piezometrach glebowych

Pedosfera jest ważnym elementem retencyjnym dla wód opadowych i stanowi buforową strefę w relacji opad-wody podziemne. Spływ śródpokrywowy, występujący w warstwie glebowo-zwierzelinowej na obszarach nachylonych, stanowi ważny element transformacji opadu w odpływ, a jego rola jako „regulatora” odpływu wzrasta szczególnie w okresach wielodniowych opadów rozlewnych (Gil, 1994), kiedy powierzchniowa warstwa gruntu zatrzymuje wodę opadową. W okresie późniejszym część zatrzymanej wody zasila głębsze podłoże (zbiorniki wód podziemnych) lub jest pobierana przez systemy korzeniowe roślin porastających stoki i przez to częściowo podlega ewapotranspiracji.

Wody podziemne jako składnik retencji i gruntowego zasilania rzek stanowiły przedmiot badań, których wyniki były wielokrotnie opublikowane. Pierwszą znaczącą próbą charakterystyki stanów wód gruntowych na obszarze Polski była praca L. Skibniewskiego (1957), poddana zresztą krytycznej ocenie (Więckowska i Wilgat, 1958). Powstały liczne opracowania dotyczące tej tematyki w ujęciu regionalnym: całego dorzecza Wisły (Paszczyk, 1973), dorzecza górnej Wisły (Dynowska, Pietrygowa 1979), części dorzecza Warty (Kowalska, 1962), Wysoczyzny Zielonogórskiej (Wróbel 1974), Puszczy Zielonka (Miler i in., 2015), czy zlewni położonych w okolicach Łodzi (Tomalski, 2011; Tomalski, 2016). Szczegółową analizę dynamiki i sezonowości wahań stanów wód podziemnych (reżimu) na obszarze Polski przeprowadził W. Chełmicki (1991) i zaproponował regionalizację reżimu wód podziemnych.

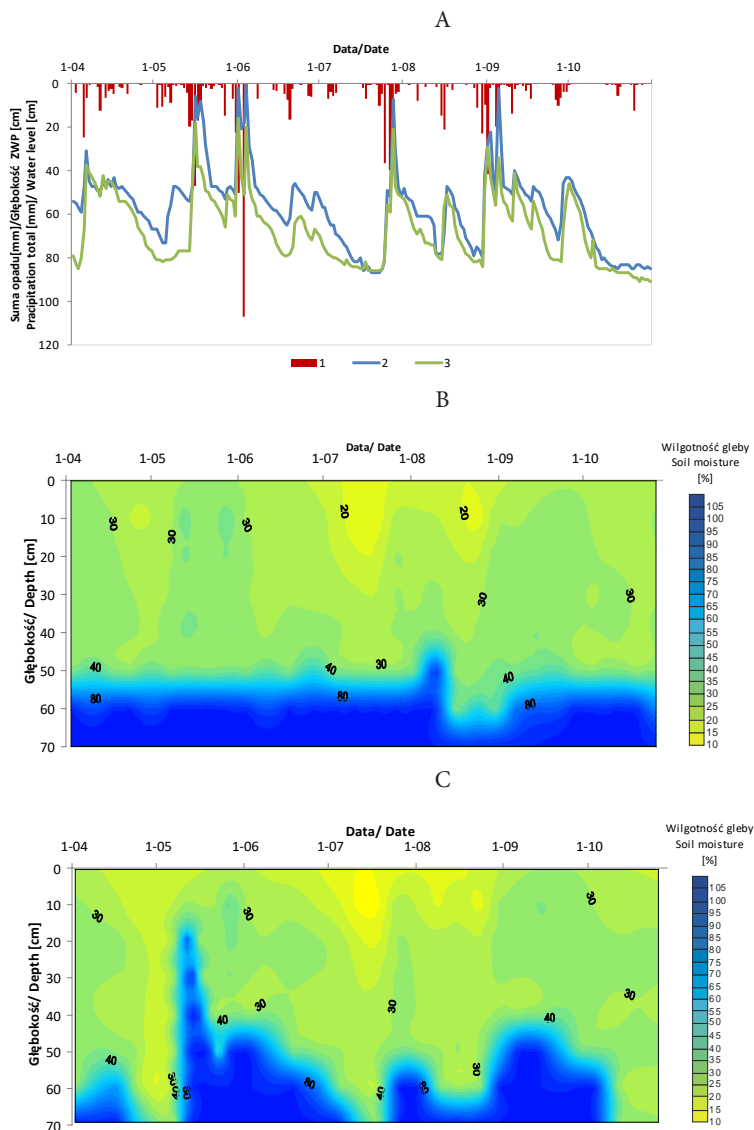
Badania stanów wody, prowadzone na stoku doświadczalnym w zlewni Bystrzanki, mają charakter wyjątkowy, spowodowany niewielką głębokością piezometrów (1,0 m i 1,5 m), z których codzienne wyniki pomiarów są pomocne przy rozdziale składników obiegu wody na pogórskim stoku fliszowy. Powoduje to brak możliwości całościowego badania zmienności zwierciadła wody podziemnej i porównań z wynikami badań swobodnego zwierciadła wody z innych punktów pomiarowych, położonego często kilka lub kilkanaście metrów pod powierzchnią terenu, podlegającego oddziaływaniu nie tylko opadów atmosferycznych, ale również obiektów hydrograficznych.



Ryc. 5.22. Wilgotność 70-centymetrowej warstwy gruntu w środkowej (B) i dolnej (C) części pogórskiego stoku na tle dobowych sum opadu i stanów wody w piezometrach o głębokości 1 metra (A) w 2007 r.

Fig. 5.22. The soil moisture of the 70-centimeter soil layer in the middle (B) and lower (C) part of the foothill slope against the background of daily precipitation totals and water levels in piezometers 1 meter deep (A) in 2007

Objaśnienia do części A / Explanations for part A: 1 – dobowa suma opadu [mm] / daily precipitation totals [mm], 2 – stan wody – środek stoku [cm] / water level – middle part of slope [cm], 3 – stan wody – dół stoku [cm] / water level – lower part of slope [cm]



Ryc.5.23. Rozkład dobowych sum opadu, stanów wody w piezometrach o głębokości 1 metra (A) i wilgotności 70-centymetrowej warstwy gruntu w środkowej (B) i dolnej (C) części pogórskiego stoku w letnim półroczu hydrologicznym 2010 r.

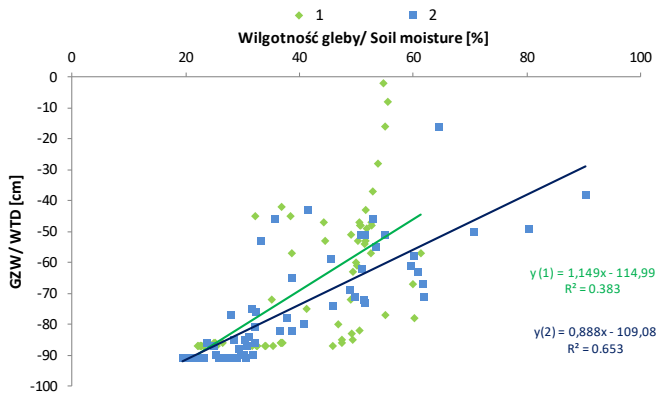
Distribution of daily precipitation totals, water levels in piezometers 1 meter deep (A) and 70-cm soil layer moisture in the middle (B) and lower (C) parts of the foothill slope in the summer hydrological half-year 2010. Objaśnienia jak na ryc. 5.22. / Explanations as in fig. 5.22

Wieloletnie badania stanów płytkich wód podziemnych umożliwiły wyznaczenie tendencji położenia zwierciadła wody. Badania przeprowadzone na Nizinie Wielkopolskiej w okresie 1961-2000 (Graf, 2010) wskazały na występowanie w większości (62%) punktów obserwacyjnych tendencji spadkowej, mimo iż w pierwszej połowie badanego okresu (1961-1980) dla 75% badanych obiektów występowała tendencja wzrostowa. Wyniki badań wieloletniej tendencji stanów wód podziemnych w środkowej Polsce (województwo łódzkie i obszary przyległe) wykazały brak statystycznie istotnych tendencji rozwojowych w okresie 1951-2000 dla 70% badanych punktów pomiarowych (Tomalski, 2011).

Czynnikami kształtującym głębokość występowania zwierciadła wody gruntowej są opady, które wywołują wzrost wilgotności pokryw stokowych: bezpośrednio w czasie trwania lub po ich zakończeniu (opad deszczu) lub z większym opóźnieniem, podczas roztopów (opad śnieżny). Badania wilgotności gruntu metodą TDR w profilach pionowych, do głębokości 70 cm prowadzono w latach 2005-2011. Na rycinach 5.22 i 5.23 przedstawiono zmiany wilgotności gruntu na tle dobowych sum opadów i codziennych pomiarów stanów wody w piezometrach o głębokości 1 metra. Zmiany wilgotności przedstawiono w letnim półroczu hydrologicznym 2007 r. (suma opadu IV-X = 567,5 mm) i w 2010 r. (suma opadu IV-X = 912,6 mm). Wybór tych okresów wynikał ze skrajnych sum opadów ciepłego półroczu hydrologicznego w okresie 2005-2011. Przedstawione wyniki badań wskazują na występowanie różnic wilgotności w środkowej i dolnej części stoku, wynikających z różnicy między składem mechanicznym pokryw stokowych (Adamczyk i in., 1973; Bochenek, 2005) oraz spowodowanych reakcją na zasilanie opadowe w omawianych dwóch okresach. Porównując przebieg wilgotności pokryw stokowych w letnich półroczach hydrologicznych 2007 i 2010 r. zauważa się ciągle występowanie pełnego nasycenia gruntu w 2010 r., szczególnie w piezometrze w środkowej części stoku poniżej głębokości 60 cm. Od połowy kwietnia do końca sierpnia 2007 r. wilgotność objętościowa gleby w przypowierzchniowej warstwie kilkunastu centymetrów nie przekraczała 15%.

Wzrost wilgotności objętościowej pokryw stokowych wpływa na podniesienie się poziomu zwierciadła wody, mierzonego w piezometrach. Na podstawie średniej wilgotności objętościowej w profilu 10-70 cm poniżej poziomu gruntu i stanu wody w otworach o głębokości 1,0 m w środkowej i dolnej części stoku (zmierzonego w chwili pomiaru wilgotności) wyznaczono dodatnie, statystycznie istotne zależności liniowe, świadczące o wpływie zasilania opadowego i infiltracji wody w podłoże na położenie głębokości poziomu wody (ryc. 5.24).

Analizując średnią wieloletnią głębokość zwierciadła wody (GZW) w piezometrach w omawianym 45-leciu stwierdzono, że najpłycej woda utrzymywała się w otworze o głębokości 1,0 m w środkowej części stoku (68,6 cm), nieco głębiej w otworze 1,0 m w dolnej części stoku (82,8 cm) (tab. 5.11). W obydwu otworach o głębokości 1,5 m średni roczny poziom wody obliczony dla wielolecia był zbliżony (odpowiednio 105,0 cm i 101,8 cm), przy współczynnikach zmienności C_v wynoszących odpowiednio: 12,0 i 14,3%. Mimo dużego zakresu zmian średnich rocznych stanów wody w piezometrach o głębokości 1,0 m i wyraźnej różnicy średniego stanu w wieloleciu, współczynnik zmienności C_v wartości rocznych był niższy niż w otworach głębszych, 1,5 m i wyniósł odpowiednio: 10,1 i 7,2%.

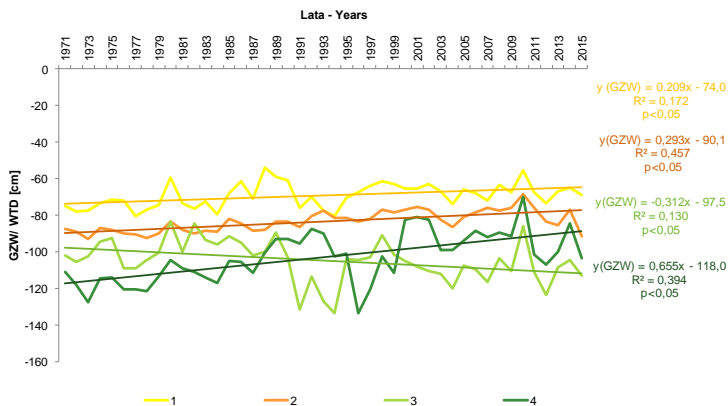


Ryc. 5.24 Zależność położenia zwierciadła wody od wilgotności objętościowej pokryw stokowych

Fig. 5.24. Dependence of the water level on the soil moisture of slope covers

Objaśnienia/ Explanations: 1 - środek stoku/middle part of slope, 2 - dół stoku/ lower part of slope

W badanym wieloleciu współczynnik trendu średnich rocznych głębokości zwierciadła wody (GZW) w środkowej części stoku w otworze o głębokości 1,0 m wyniósł 2,1 cm na 10 lat, natomiast w otworze o głębokości 1,5 m $-3,1$ cm na 10 lat (ryc. 5.25). Spadkowy trend głębokości zwierciadła wody w głębszym otworze jest spowodowany przez dwa czynniki: małą miąższość pokryw w tej części stoku, pod którymi występuje zwietrzelnina z dużym udziałem frakcji kamienistej (piaskowiec), podścielająca warstwę utworów gliniastych oraz dodatni trend temperatury powietrza, szczególnie w okresie wiosennym, powodujący wzrost ewapotranspiracji. W otworach piezometrycznych w dolnej części stoku wystąpiły trendy rosnące średniej głębokości



Ryc. 5.25. Średnia roczna głębokość zwierciadła wody (GZW) w płytkich piezometrach stokowych i wieloletnie tendencje ich zmian

Fig. 5.25. Average annual water table depth (WTD) in shallow piezometers slope and long-term trends of their changes

Objaśnienia / Explanations: 1 – piezometr 1,0 m środek stoku / piezometr 1,0 m middle part of slope, 2 – piezometr 1,0 m dół stoku / piezometr 1,0 m lower part of slope, 3 – piezometr 1,5 m środek stoku / piezometr 1,5 m middle part of slope, 4 – piezometr 1,5 m dół stoku / piezometr 1,5 m lower part of slope.

Tabela 5.11. Roczne sumy opadów i głębokość zwierciadła wody w piezometrach w latach 1971-2015

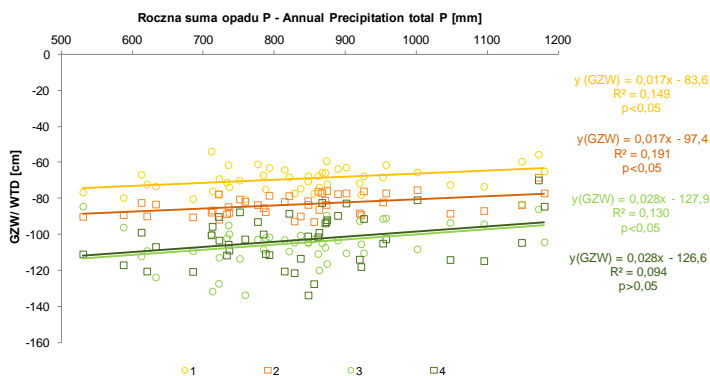
Rok	Suma opadu [mm]	Głębokość zwierciadła wody (GZW)[cm]			
		1,0 m - środek stoku	1,0m - dół stoku	1,5 m-środek stoku	1,5 m - dół stoku
1971	787,3	-73,3	-86,8	-94,2	-114,6
1972	921,9	-71,5	-88,1	-92,4	-113,8
1973	855,5	-72,1	-89,8	-109,0	-120,4
1974	1095,0	-80,2	-90,3	-109,1	-120,6
1975	919,7	-77,1	-92,6	-104,4	-121,3
1976	620,4	-74,4	-89,8	-100,4	-113,3
1977	685,0	-59,4	-83,6	-83,2	-104,5
1978	828,0	-73,6	-87,8	-99,7	-108,7
1979	836,6	-76,5	-90,0	-84,4	-110,9
1980	1148,1	-72,3	-88,3	-93,4	-114,0
1981	736,1	-79,6	-89,1	-96,0	-116,9
1982	530,3	-68,1	-82,0	-91,2	-104,9
1983	1047,4	-61,3	-84,6	-94,8	-105,5
1984	587,2	-71,1	-88,6	-101,9	-111,5
1985	952,6	-53,8	-87,7	-99,8	-100,3
1986	735,0	-59,1	-83,4	-89,3	-93,0
1987	732,7	-60,9	-83,5	-102,7	-92,9
1988	711,0	-75,9	-86,5	-131,5	-95,6
1989	873,0	-69,9	-80,4	-113,4	-87,5
1990	776,3	-77,3	-77,6	-127,2	-90,1
1991	712,5	-80,4	-81,6	-133,6	-102,6
1992	751,0	-70,4	-81,3	-104,1	-100,9
1993	721,3	-67,5	-83,4	-104,6	-133,7
1994	758,5	-64,0	-81,8	-102,9	-120,4
1995	847,1	-61,3	-77,0	-90,9	-102,5
1996	847,5	-62,9	-78,3	-101,4	-111,3
1997	814,0	-65,5	-76,8	-104,7	-82,3
1998	956,9	-65,4	-75,2	-108,1	-80,8
1999	792,5	-62,7	-77,0	-110,3	-82,6
2000	866,7	-66,7	-82,3	-112,1	-98,8
2001	1001,0	-73,8	-86,2	-119,8	-98,9
2002	901,0	-65,7	-81,0	-107,2	-93,7
2003	612,4	-68,1	-78,5	-109,3	-88,3
2004	862,8	-72,0	-75,7	-116,2	-91,9
2005	871,3	-63,5	-77,4	-103,2	-89,5
2006	820,5	-67,5	-75,9	-110,3	-91,2
2007	873,9	-55,5	-68,3	-85,9	-69,8
2008	889,1	-67,4	-76,0	-110,7	-101,4
2009	925,7	-73,2	-83,2	-123,7	-106,8
2010	1171,8	-67,0	-85,2	-108,3	-99,8
2011	861,3	-64,9	-77,0	-104,2	-84,4
2012	632,8	-69,0	-91,6	-112,8	-103,2
2013	784,3	-69,1	-83,3	-104,7	-102,9
2014	1180	-53,8	-68,3	-83,2	-69,8

2015	722	-80,4	-92,9	-133,6	-133,7
średnia	834,6	-68,6	-82,8	-105,0	-101,8
maksymalna	1180,0	-80,4	-92,9	-133,6	-133,7
minimalna	530,3	-53,8	-68,3	-83,2	-69,8
C_v	17,7	10,1	7,2	12,0	14,3

zwierciadła. Występowanie trendu rosnącego głębokości zwierciadła wody w piezometrach w dolnej części pogórskiego stoku było skutkiem wzrostu objętości wody spływającej w pokrywach stokowych, który został potwierdzony dodatnim trendem spływu śródpokrywowego w okresie badań.

Mimo statystycznie istotnych trendów średnich rocznych głębokości zwierciadła wody, tylko w niektórych miesiącach zaobserwowano występowanie statystycznie istotnego kierunku zmian (tab. 5.12). W dolnej części stoku wzrostowe tendencje wystąpiły dla większości przypadków (67%). W środkowej części stoku stwierdzono wzrostowy trend w miesiącach jesiennych (wrzesień – listopad) i trend spadkowy w maju i lipcu.

Współczynniki korelacji liniowej r między rocznymi sumami opadu i średnią głębokością zwierciadła wody były istotne statystycznie i wyniosły od 0,306 (1,5 m dół stoku) do 0,437 (1,5 m środek stoku). Może to świadczyć o wpływie rodzaju opadów i ich rozkładu w czasie oraz wysokości ewapotranspiracji terenowej na kształtowanie wielkości retencji wody w glebie (ryc. 5.26). W okresach występowania średniego stanu wody w piezometrach, opad o sumie przekraczającej 15 mm, powoduje gwałtowny wzrost poziomu wód gruntowych o natężeniu 8-11 cm godz.⁻¹ i jego szybkie obniżanie się po zakończeniu opadu. Zatem „wrażliwość” pokryw stokowych na dostawę wody jest bardzo duża. Przy tak małej głębokości piezometrów nie stwierdzono opóźnienia reakcji wzrostu stanów wody w stosunku do czasu wystąpienia opadów (Dobek, 2007). Badania przeprowadzone w zachodniej części Wzniesień Łódzkich wykazały, że



Ryc. 5.26. Zależność między średnią roczną głębokością zwierciadła wody (GZW) w piezometrach o głębokości 1,0 i 1,5 m w środkowej i dolnej części pogórskiego stoku oraz rocznymi sumami opadów

Fig. 5.26. Relationship between average annual water table depth (WTD) in piezometers 1.0 and 1.5 m deep in the middle and lower parts of the foothill slope and annual rainfall totals

Objaśnienia / Explanations: 1 – piezometr 1,0 m środek stoku / piezometer 1,0m middle part of slope, 2 – piezometr 1,0 m dół stoku / piezometer 1,0 m lower part of slope, 3 – piezometr 1,5 m środek stoku / piezometer 1,5 m middle part of slope, 4 – piezometr 1,5 m dół stoku / piezometer 1,5 m lower part of slope

Tabela 5.12. Trendy średnich miesięcznych stanów wody w piezometrach w latach 1971-2015

	1,0 m – środek stoku	1,5 m – środek stoku	1,0 m – dół stoku	1,5 m – dół stoku
Listopad	↑	–	↑	↑
Grudzień	–	–	–	–
Styczeń	–	–	–	↑
Luty	–	–	↑	↑
Marzec	–	–	↑	↑
Kwiecień	–	–	↑	↑
Maj	–	↓	↑	–
Czerwiec	–	–	–	↑
Lipiec	–	↓	–	–
Sierpień	–	–	↑	↑
Wrzesień	↑	–	–	↑
Październik	↑	–	↑	↑

Objaśnienia / Explanations: ↑ – tendencja dodatnia istotna statystycznie / statistically significant positive trend, ↓ – tendencja ujemna istotna statystycznie / statistically significant negative trend, – – tendencja nieistotna statystycznie / statistically non-significant trend

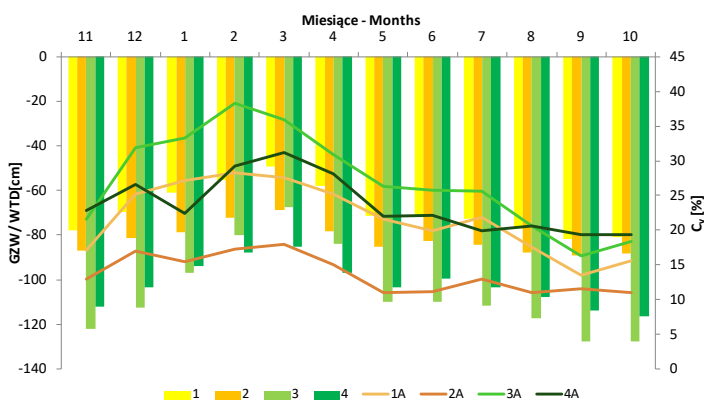
reakcja zwierciadła wody na opad uzależniona jest od głębokości studni, przy różnych progowych sumach opadu w półroczu zimowym i letnim (Jędruszkiewicz i in., 2016).

W badanym okresie stwierdzono duże zróżnicowanie współczynnika korelacji r między średnią roczną głębokością zwierciadła wody w poszczególnych piezometrach, będące efektem zmiennego w czasie i zróżnicowanego przestrzennie natężenia infiltracji i grawitacyjnego, śródpokrywowego drenażu wody w dół stoku. Problematyka ta została omówiona we wcześniejszej pracy autora (Bochenek, 2005). Najsilniejsza zależność obydwu zmiennych dotyczyła otworów w dolnej części stoku (1,0 m dół stoku i 1,5 m dół stoku) i spowodowana była długotrwałym występowaniem swobodnego zwierciadła wody, które charakteryzuje się zbliżonym stanem w obydwu otworach piezometrycznych (tab. 5.13).

Tabela 5.13. Współczynnik korelacji liniowej r między średnimi rocznymi stanami wody w płytkich piezometrach stokowych

	1,0 m – środek stoku	1,0 m – dół stoku	1,5 m – środek stoku	1,5 m – dół stoku
1,0 m – środek stoku				
1,0 m – dół stoku	0,5312 $p < 0,05$			
1,5 m – środek stoku	0,4097 $p < 0,05$	-0,0964 $p > 0,05$		
1,5 m – dół stoku	0,4875 $p < 0,05$	0,7604 $p < 0,05$	-0,1639 $p > 0,05$	

Obliczone zostały średnie miesięczne stany wody (głębokość zwierciadła wody) oraz ich współczynniki zmienności C_v w poszczególnych piezometrach dla badanego wielolecia (ryc. 5.27). Najwyższe średnie miesięczne stany wody, niezależnie od otworu, wystąpiły w marcu, spowodowane głównie zasilaniem pokryw stokowych przez wody



Ryc. 5.27. Średnia miesięczna głębokość zwierciadła wody (GZW) w piezometrach w wieloleciu 1971-2015 oraz jej współczynniki zmienności (C_v)

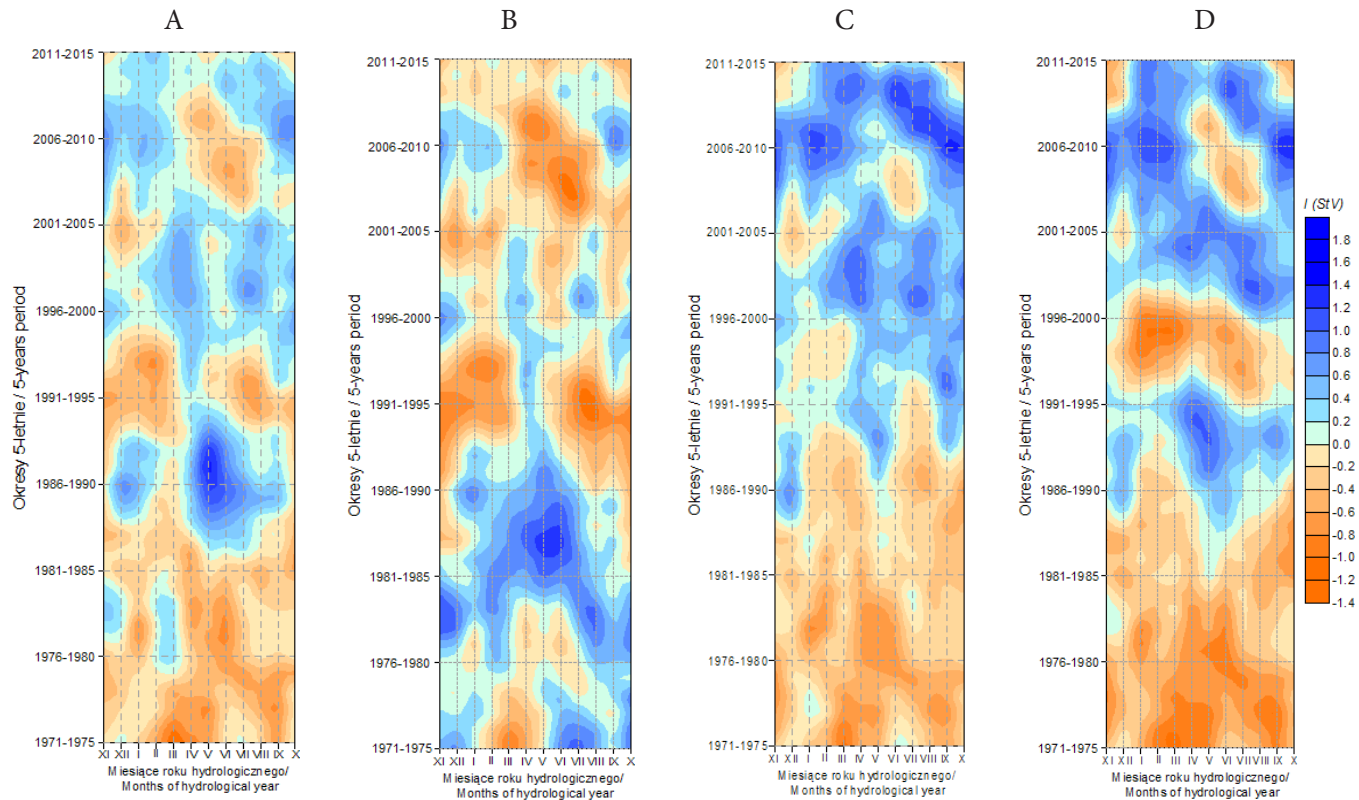
Fig. 5.27. Average monthly water table depth (WTD) in piezometers in the years 1971-2015 and their coefficients of variation (C_v)

Objaśnienia / Explanations: 1 – piezometr 1,0 m środek stoku / piezometr 1,0 m middle part of slope, 1A – piezometr 1,0 m środek stoku (C_v) / piezometr 1,0 m middle part of slope (C_v), 2 – piezometr 1,0 m dół stoku / piezometr 1,0 m lower part of slope, 2A – piezometr 1,0 m dół stoku (C_v) / piezometr 1,0 m lower part of slope (C_v), 3 – piezometr 1,5 m środek stoku / piezometr 1,5 m middle part of slope, 3A – piezometr 1,5 m środek stoku (C_v) / piezometr 1,5 m middle part of slope (C_v), 4 – piezometr 1,5 m dół stoku / piezometr 1,5 m lower part of slope, 4A – piezometr 1,5 m dół stoku (C_v) / piezometr 1,5 m lower part of slope (C_v)

roztopowe, natomiast najniższe stany wody wystąpiły we wrześniu lub październiku, spowodowane coraz częstszymi okresami niedoborów opadu, przy równoczesnym wzroście temperatury powietrza, wpływającym na zwiększającą się ewapotranspirację terenową. Podobną prawidłowość stwierdził W. Chełmicki (1991) w opracowaniu traktującym o krążeniu płytkich wód podziemnych w Polsce. Roczny przebieg stanów wody odpowiada przynależności do obszaru o reżimie kontynentalnym (II) i podobszaru, w którym poza kulminacją wiosenną, możliwa jest drugorzędna kulminacja zwierciadła latem (II b) wg klasyfikacji Chełmickiego (1991).

Współczynnik zmienności C_v średnich miesięcznych stanów wody w ciągu roku przyjmował wyższe wartości dla miesięcy zimowego półrocza hydrologicznego, osiągając maksima w lutym lub marcu. Najmniejszą zmiennością we wszystkich miesiącach roku cechował się otwór o głębokości 1,0 m w dolnej części stoku, o najkorzystniejszych warunkach dla retencji wody, w którym C_v nie przekroczył 20%. Korzystne warunki dla retencji wynikają z miąższości pokryw stokowych, głównie o składzie mechanicznym glin ciężkich, sięgających głębokością 0,7-2,5 m (Adamczyk i in., 1973; Bochenek, 2005) i położeniem otworu w strefie drenażu płytkich wód freatycznych. Otwór o analogicznej głębokości w środkowej części stoku położony jest w strefie alimentacji (infiltracji) wody, zatem jest w większym stopniu zależny od występowania lub braku opadu. Otwory o głębokości 1,5 m sięgają łupkowo-piaskowcowego podłoża skalno-zwietrzelinowego utworów inoceramowych, w którym warunki do infiltracji wody są korzystniejsze niż w otworach płytszych.

Dla każdego miesiąca obliczono współczynnik stanów wody I , analogicznie jak współczynnik przepływu k (Parde'go), co umożliwiło określenie reżimu stanów wody, porównywalnego z reżimem przepływu. W celu wyróżnienia okresów o niskim lub



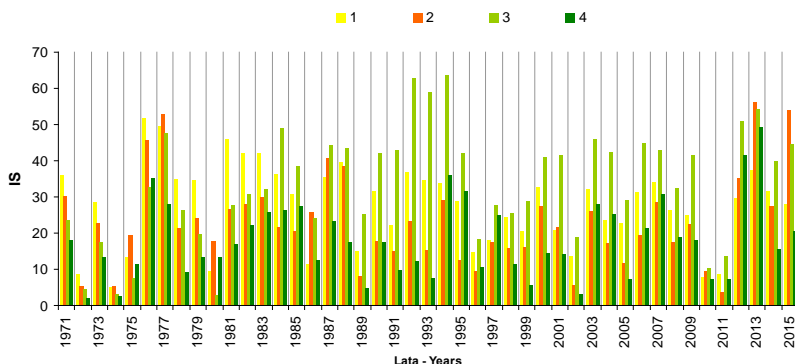
Ryc. 5.28. Zmiany reżimu płytkich wód gruntowych w okresach 5-letnich na podstawie stanów wody w piezometrach o zróżnicowanej głębokości (wartości standaryzowane StV); A – 1,0 m środek stoku; B – 1,5 m środek stoku; C – 1,0 m dół stoku; D – 1,5 m dół stoku
 Fig. 5.28. Changes in the regime of shallow groundwater in 5-year periods on the base of water level in piezometers of varying depth (standardized values StV); A – 1.0 m middle part of slope; B – 1.5 m middle part of slope; C – 1.0 m lower part of slope; D – 1.5 m lower part of slope

wysokim udziale średnich miesięcznych stanów wody w danym miesiącu w średnim rocznym stanie wody, dokonano standaryzacji danych. Na podstawie wartości standaryzowanych, obliczono średnie ruchome 5-letnie (ryc. 5.28 A-D). Średnia ruchoma, jako metoda oceny zmian reżimu hydrologicznego rzek Polski, zastosowana została przez D. Wrześnińskiego (2016).

Reżim stanów wody zmieniał się w przebiegu wieloletnim: okresy wzrostu i recesji stanów wody występowały w różnych częściach roku w ciągu badanego wielolecia. Porównanie zmian standaryzowanego współczynnika stanów wody l w czasie upoważnia do stwierdzenia, że w kształtowaniu reżimu wód gruntowych większe znaczenie ma położenie stanowisk w różnych częściach stoku niż głębokość piezometrów, które są zainstalowane na danym stanowisku. Świadczy o tym duże podobieństwo wykresów obrazujących omawiane zagadnienie w otworach o głębokości 1,0 m i 1,5 m, zlokalizowanych na tym samym stanowisku. Potwierdza to większy wpływ grawitacyjnie wymuszonego drenażu wody na występowanie długotrwałego (wielodniowego) wzrostu poziomu wody w glebie niż wpływu infiltracji, której zakres czasowy jest ograniczony i przejawia się chwilowym zróżnicowaniem poziomu wody w piezometrach o różnej głębokości.

Dla poszczególnych otworów piezometrycznych obliczono indeks sezonowości IS , który w niniejszej pracy został także wykorzystany dla oceny sezonowości opadu oraz odpływu. Wykorzystanie IS pozwoliło ocenić sezonowość stanów wody, m. in. w zlewni Pilicy (Tomalski, 2015) i w dolinie Sokołówki w Łodzi (Tomalski, 2016). Z powodu uwarunkowań regionalnych, wpływających na kształtowanie krążenia wód podziemnych oraz specyfikę systemu pomiarowego płytkich wód gruntowych w zlewni Bystrzanki, porównywanie uzyskanych tutaj wyników badań z innymi regionami jest niemożliwe. Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono wyższe średnie wartości indeksu sezonowości IS w piezometrach w środkowej części stoku, które wyniosły odpowiednio: 27,7 i 33,6% w otworach o głębokości: 1,0 i 1,5 m, w porównaniu z otworami w dolnej części stoku, w których stwierdzono IS równe 23,1 i 18,1%. Występujące różnice świadczą o większej dynamice wahań stanów wody w środkowej części stoku, w której dominuje infiltracyjna składowa zasilania pokryw. Najwyższe wartości IS , wynoszące ok. 60%, które wystąpiły w trzech kolejnych latach: 1992, 1993 i 1994 w otworze o głębokości 1,5 m w środkowej części stoku, były skutkiem krótkotrwałego, znaczącego podniesienia się poziomu wody w kwietniu (ryc. 5.29). Przez pozostałą część roku poziom wody był bardzo niski i okresowo zanikał.

Na podstawie codziennych pomiarów stanów wody w otworach piezometrycznych obliczono stany charakterystyczne (SS_{G_w} i SN_{G_w}) dla badanego wielolecia i na ich podstawie – roczne wartości wskaźnika zagrożenia suszą k_n (tab. 5.14). Średnie wieloletnie wartości wskaźnika zagrożenia suszą k_n , zależnie od piezometru, kształtowały się w zakresie od 0,12 do 0,18 i przyjęły wartości z przedziału „braku zagrożenia suszą (niżówką) gruntową”. Niezależnie od piezometru wartości tego wskaźnika charakteryzowały się dużą dynamiką w omawianym okresie, opisaną przez współczynnik zmienności C_v , który w przypadku trzech otworów wyniósł ok. 50%, a w otworze o głębokości 1,5 m w dolnej części stoku – blisko 64%. Wskaźnik zagrożenia suszą k_n okresowo wskazywał na ograniczone zasoby wody w glebie, przejawiające się



Ryc. 5.29. Indeks sezonowości stanów wód gruntowych w piezometrach

Fig. 5.29. Seasonality index of groundwater levels in piezometers

Objaśnienia / Explanations: 1 – piezometr 1,0 m środek stoku / piezometer 1,0m middle part of slope, 2– piezometr 1,0 m dół stoku / piezometer 1,0 m lower part of slope, 3 – piezometr 1,5 m środek stoku / piezometer 1,5 m middle part of slope, 4 – piezometr 1,5 m dół stoku / piezometer 1,5 m lower part of slope

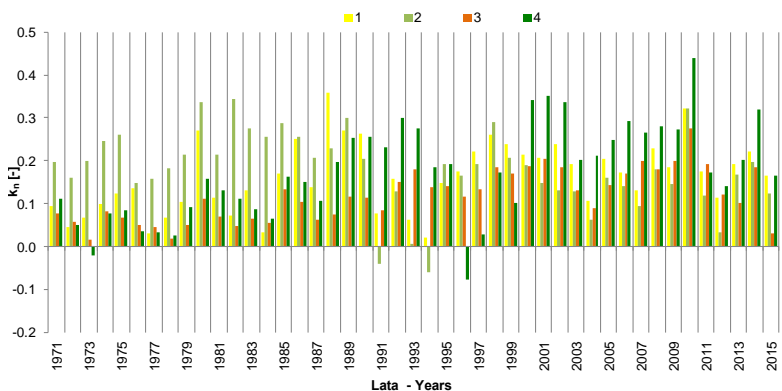
Tabela 5.14. Charakterystyki statystyczne wskaźnika zagrożenia suszą k_n w wieloleciu 1971-2015 na podstawie jego średnich rocznych wartości

Parametr	Głębokość piezometru i jego lokalizacja na stoku			
	1,0 m – środek stoku	1,0 m – dół stoku	1,5 m – środek stoku	1,5 m – dół stoku
Średnia	0,16	0,12	0,18	0,17
Min	0,02	0,02	-0,06	-0,08
Max	0,36	0,28	0,35	0,44
C_v [%]	48,8	50,9	49,6	63,7

stanem „zagrożenia suszą głebową” ($-0,1 < k_n \leq 0,1$) (ryc. 5.30). Średnie roczne wartości k_n w latach 1971-88 w większości przypadków występowały w tym przedziale. Od połowy lat 90. XX w. większość średnich rocznych wartości k_n wskazuje na stan „braku zagrożenia suszą głebową” ($k_n < 0,1$).

Wyniki codziennych pomiarów poziomu wody umożliwiły obliczenie średnich i najniższych miesięcznych stanów wody w omawianym okresie 45 lat. Ich wyniki posłużyły do obliczenia miesięcznych wskaźników k_n (tab. 5.15 A-D). Najwyższe średnie miesięczne wartości omawianego wskaźnika, w zależności od piezometru, przypadły na okres między styczniem a kwietniem, głównie za sprawą niskiej ewapotranspiracji, natomiast najniższe stwierdzono w okresie od września do listopada, kiedy obserwowano częste występowanie posuch (ryc. 5.31). W tym okresie wartość $k_n < 0,1$ świadczyła o występowaniu zagrożenia niżówką hydrogeologiczną.

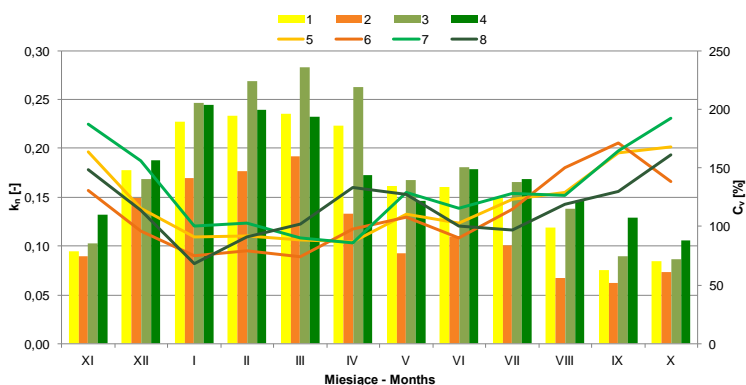
Najniższą zmienność wskaźnika k_n , opisaną współczynnikiem zmienności C_v , kształtującą się w zależności od piezometru od 70-90%, stwierdzono między styczniem a kwietniem, czyli w okresie występowania wysokich wartości wskaźnika. Przyczyną niewielkiej zmienności k_n , jest zasilanie pokryw stokowych przez wody roztopowe lub opadowe, w zależności od śnieżności zimy i warunków termicznych w tej części roku, przy względnie niskiej ewapotranspiracji terenowej.



Ryc. 5.30. Roczne wartości wskaźnika zagrożenia suszą gruntową (k_n) w latach 1971-2015

Fig. 5.30. Annual hydrogeological drought hazard index (k_n) in the 1971-2015

Objaśnienia / Explanations: 1 – piezometr 1,0 m środek stoku / piezometr 1,0m middle part of slope, 2 – piezometr 1,5 m dół stoku / piezometr 1,5 m lower part of slope, 3 – piezometr 1,0 m środek stoku / piezometr 1,0 m middle part of slope, 4 – piezometr 1,5 m dół stoku / piezometr 1,5 m lower part of slope



Ryc. 5.31. Średnie miesięczne wartości i współczynniki zmienności C_v wskaźnika zagrożenia suszą gruntową k_n w wieloletniu 1971-2015

Fig. 5.31. Monthly averages values and coefficients of variation C_v of the k_n indicator of ground drought in the years 1971-2015

Objaśnienia / Explanations: 1 – piezometr 1,0 m środek stoku / piezometr 1,0 m middle part of slope, 2 – piezometr 1,0 m dół stoku (C_v) / piezometr 1,0 m lower part of slope, 3 – piezometr 1,5 m środek stoku / piezometr 1,5 m middle part of slope, 4 – piezometr 1,5 m dół stoku / piezometr 1,5 m lower part of slope, 5 – piezometr 1,0 m środek stoku (C_v) / piezometr 1,0 m middle part of slope (C_v), 6 – piezometr 1,0 m dół stoku (C_v) / piezometr 1,0 m lower part of slope (C_v), 7 – piezometr 1,5 m środek stoku (C_v) / piezometr 1,5 m middle part of slope (C_v), 8 – piezometr 1,5 m dół stoku (C_v) / piezometr 1,5 m lower part of slope (C_v)

Wskaźnik zagrożenia suszą gruntową k_n charakteryzował się zróżnicowaną liczebnością miesięcy, podczas których występowały zjawiska suszy gruntowej ($k_n < -0,1$) lub nadmiaru wody ($k_n > 0,3$). Największą liczbę miesięcy, w których warunki wilgotności gruntu odbiegały od „przeciętnych” stwierdzono w piezometrze 1,5 m w środkowej części stoku, łącznie przez 233 miesiące (43% czasu trwania), przy czym przez 50 miesięcy (9% czasu trwania) występował niedobór wody, natomiast przez 183 miesiące (34% czasu trwania) – jej nadmiar. Warunki wilgotnościowe najbardziej zbliżone do „przeciętnych” ($-0,1 < k_n < 0,3$) charakteryzowały piezometr 1,0 m na dole stoku,

Tabela 5.15. Miesięczne wartości wskaźnika zagrożenia suszą gruntową k_n w latach 1971-2015

A. Piezometr o głębokości 1,0 m umiejscowiony na środku stoku

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1971	0,07	0,33	0,27	0,30	0,20	-0,14	0,07	0,11	0,06	-0,06	-0,04	-0,04
1972	-0,06	0,27	0,16	-0,16	-0,24	0,17	-0,01	-0,01	0,05	0,22	0,06	0,09
1973	0,14	0,07	-0,15	0,27	0,41	0,04	-0,10	-0,05	0,25	0,01	-0,04	-0,04
1974	-0,06	0,08	0,26	0,30	-0,31	-0,19	0,04	0,32	0,21	0,10	-0,04	0,49
1975	0,26	0,29	0,25	-0,24	-0,17	0,37	0,13	0,32	0,23	0,13	-0,04	-0,04
1976	-0,06	0,08	0,58	0,51	0,43	0,17	0,00	0,14	-0,09	-0,06	-0,04	-0,04
1977	-0,06	0,15	0,18	0,24	0,21	0,06	-0,09	-0,09	-0,09	-0,06	-0,04	-0,04
1978	-0,06	-0,10	-0,15	0,15	0,33	0,21	0,30	-0,01	-0,07	0,02	0,10	0,09
1979	0,02	0,22	0,08	0,41	0,47	-0,04	0,00	-0,08	0,05	0,19	-0,04	-0,04
1980	0,26	0,40	-0,07	0,06	0,09	0,42	0,13	0,27	0,63	0,42	0,24	0,40
1981	0,33	0,33	0,18	0,41	0,43	-0,02	-0,09	-0,07	-0,07	-0,05	0,02	-0,04
1982	0,25	0,36	0,17	0,20	0,25	-0,17	0,10	-0,07	-0,07	-0,06	-0,04	-0,04
1983	-0,06	-0,10	0,44	0,39	0,40	0,16	0,20	0,07	0,10	-0,04	0,04	-0,04
1984	-0,06	-0,09	-0,05	0,24	-0,18	0,16	0,21	0,12	0,17	-0,05	-0,04	-0,04
1985	-0,06	-0,10	0,01	-0,10	0,32	0,26	0,37	0,44	0,26	0,34	0,22	0,09
1986	0,27	0,76	0,54	-0,02	0,21	-0,04	0,12	0,22	0,52	0,32	0,13	-0,02
1987	-0,04	-0,07	0,02	0,30	0,03	0,46	0,35	0,34	0,12	0,00	0,05	0,09
1988	0,11	0,66	0,75	0,63	0,58	0,60	0,56	0,29	0,15	0,00	-0,02	-0,01
1989	-0,04	0,37	0,33	0,03	-0,08	0,10	0,61	0,43	0,48	0,47	0,40	0,16
1990	0,08	0,23	0,16	0,45	0,28	0,50	0,56	0,50	0,27	-0,01	0,14	0,01
1991	-0,01	0,07	0,23	-0,06	0,18	-0,09	0,33	0,03	0,09	0,14	0,00	0,01
1992	-0,01	-0,05	0,35	0,47	0,26	0,26	0,21	0,26	0,11	-0,01	0,03	0,00
1993	-0,01	0,22	0,13	-0,11	0,21	0,39	0,00	-0,04	-0,03	-0,01	0,00	0,00
1994	-0,01	-0,05	-0,10	-0,19	0,00	0,39	0,06	0,21	-0,04	-0,01	0,00	0,00
1995	-0,01	0,08	-0,01	0,34	0,28	0,36	0,18	0,25	0,07	0,01	0,22	0,02
1996	0,17	0,16	0,39	-0,07	0,21	0,20	0,12	0,01	-0,04	0,14	0,38	0,43
1997	0,40	0,15	-0,05	0,20	0,24	0,41	0,24	0,30	0,47	0,30	0,00	0,00
1998	-0,01	0,26	0,48	0,40	0,31	0,36	0,39	0,21	0,33	0,14	0,02	0,24
1999	0,29	0,27	0,25	0,30	0,40	0,34	0,20	0,19	0,25	0,10	0,02	0,25
2000	0,07	0,47	0,23	0,54	0,46	0,37	0,08	-0,02	0,06	0,27	0,02	0,01
2001	0,00	-0,04	-0,01	0,07	0,39	0,45	0,12	0,18	0,48	0,38	0,32	0,13
2002	0,02	0,02	0,43	0,38	0,25	0,26	0,06	0,40	0,32	0,19	0,13	0,39
2003	0,36	-0,01	0,38	0,19	0,40	0,36	0,37	0,25	0,00	0,00	0,01	0,01
2004	0,00	-0,04	-0,09	0,13	0,36	0,29	-0,02	0,08	0,19	0,31	0,05	0,01
2005	0,20	0,22	0,40	0,01	0,39	0,26	0,41	0,22	-0,02	0,31	0,03	0,03
2006	0,33	0,23	0,47	0,42	-0,05	0,32	0,17	0,01	-0,01	0,00	0,11	0,08
2007	0,09	0,03	0,39	0,44	0,33	0,05	-0,02	-0,02	-0,03	0,00	0,16	0,14
2008	0,48	0,43	0,30	0,36	0,27	0,20	-0,03	-0,04	0,16	0,10	0,19	0,32
2009	0,00	0,14	0,27	0,40	0,49	0,19	-0,03	0,18	0,20	0,07	0,03	0,29
2010	0,44	0,34	0,34	0,14	0,34	0,34	0,43	0,44	0,19	0,26	0,45	0,16
2011	0,00	0,41	0,47	0,31	-0,10	-0,11	-0,04	0,08	0,33	0,41	0,04	0,11
2012	0,00	-0,04	0,19	0,17	0,21	0,26	0,16	0,23	0,01	0,09	0,06	0,03
2013	0,01	0,00	0,20	0,41	0,41	0,50	0,21	0,40	0,10	0,01	0,06	0,01
2014	0,09	0,48	0,23	0,53	0,47	0,38	0,09	0,00	0,06	0,28	0,03	0,01
2015	0,12	0,10	0,39	0,33	0,24	0,21	0,12	0,23	0,09	0,03	0,02	0,11

B. Piezometr o głębokości 1,0 m umiejscowiony w dolnej części stoku

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1971	0,23	0,21	0,19	0,19	0,13	-0,07	0,04	0,12	0,05	-0,05	-0,07	-0,06
1972	-0,07	0,34	0,05	-0,02	-0,06	0,12	0,02	0,03	0,04	0,14	0,08	0,01
1973	0,06	-0,05	-0,07	0,24	0,08	-0,06	-0,05	0,02	0,15	-0,03	-0,05	-0,04
1974	-0,05	0,02	0,27	0,20	-0,07	-0,06	0,01	0,20	0,16	0,03	-0,05	0,33
1975	0,05	0,27	0,10	-0,09	-0,09	0,28	0,06	0,24	0,08	-0,01	-0,05	-0,04
1976	-0,05	0,09	0,38	0,15	0,20	-0,04	0,01	0,04	-0,05	-0,05	-0,05	-0,04
1977	-0,05	0,12	0,26	0,34	0,17	-0,01	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,05	-0,04
1978	-0,05	-0,06	-0,07	0,02	0,09	0,08	0,12	-0,04	-0,04	0,02	0,11	0,05
1979	-0,02	0,24	0,04	0,10	0,25	-0,06	-0,03	-0,04	0,03	0,09	-0,04	0,04
1980	0,15	0,14	-0,07	-0,01	0,01	0,15	-0,05	0,16	0,39	0,15	0,11	0,21
1981	0,14	0,13	0,10	0,22	0,23	-0,04	-0,04	0,10	0,03	-0,03	0,04	-0,03
1982	0,21	0,17	0,14	-0,09	0,23	-0,03	0,09	-0,05	0,03	-0,05	-0,05	-0,04
1983	-0,05	-0,06	0,38	-0,01	0,28	0,06	0,05	0,03	0,09	-0,03	0,05	0,00
1984	0,00	0,05	0,08	0,12	-0,03	0,10	0,15	0,10	0,07	0,01	0,00	0,02
1985	0,00	0,00	0,09	0,27	0,27	0,04	0,19	0,25	0,11	0,23	0,03	0,11
1986	0,24	0,43	0,21	-0,03	0,25	0,01	-0,03	0,06	0,13	0,01	-0,02	-0,02
1987	-0,03	-0,02	0,26	0,25	-0,02	0,21	0,16	0,09	-0,05	-0,04	-0,05	-0,01
1988	0,16	0,43	0,02	0,22	0,24	-0,02	-0,05	-0,02	0,02	-0,03	-0,05	-0,03
1989	0,20	0,40	0,10	0,04	-0,02	0,03	0,27	0,20	0,05	0,06	0,09	-0,02
1990	0,08	0,10	0,08	0,19	0,12	0,24	0,14	0,13	0,08	-0,04	0,28	-0,03
1991	-0,04	0,28	0,09	0,00	0,18	0,03	0,20	0,00	0,06	0,07	-0,05	0,20
1992	0,01	-0,03	0,37	0,33	0,19	0,14	0,21	0,23	0,08	-0,04	0,16	0,15
1993	0,30	0,30	0,26	0,07	0,28	0,30	0,08	0,06	0,09	0,13	0,21	0,07
1994	0,06	0,05	0,10	0,30	0,39	0,29	0,06	0,15	0,06	0,06	0,06	0,07
1995	0,07	0,22	0,10	0,22	0,19	0,18	0,08	0,20	0,06	0,09	0,20	0,08
1996	0,19	0,12	0,22	0,02	0,02	0,04	0,13	0,06	0,06	0,11	0,26	0,16
1997	0,11	0,05	0,04	0,17	0,06	0,24	0,09	0,18	0,36	0,17	0,06	0,07
1998	0,10	0,32	0,25	0,24	0,17	0,20	0,28	0,18	0,16	0,10	0,06	0,17
1999	0,20	0,18	0,18	0,19	0,31	0,23	0,14	0,16	0,10	0,06	0,07	0,23
2000	0,14	0,34	0,20	0,45	0,40	0,25	0,04	0,03	0,11	0,18	0,04	0,07
2001	0,03	0,03	0,07	0,25	0,44	0,39	0,14	0,18	0,36	0,24	0,22	0,11
2002	0,14	0,12	0,30	0,21	0,15	0,16	0,10	0,28	0,22	0,14	0,10	0,30
2003	0,15	0,03	0,23	0,05	0,26	0,29	0,27	0,11	0,04	0,04	0,04	0,05
2004	0,03	0,03	0,02	0,13	0,21	0,16	0,05	0,05	0,14	0,14	0,06	0,05
2005	0,26	0,09	0,23	0,07	0,22	0,07	0,27	0,17	0,04	0,19	0,04	0,07
2006	0,19	0,16	0,34	0,27	0,12	0,28	0,16	0,03	0,03	0,04	0,21	0,20
2007	0,21	0,19	0,47	0,42	0,39	0,12	0,05	0,05	0,04	0,05	0,21	0,20
2008	0,40	0,29	0,19	0,23	0,22	0,10	0,04	0,04	0,16	0,13	0,19	0,18
2009	0,04	0,21	0,24	0,45	0,49	0,16	0,03	0,15	0,22	0,11	0,06	0,22
2010	0,28	0,16	0,27	0,20	0,31	0,39	0,34	0,34	0,21	0,27	0,37	0,18
2011	0,03	0,42	0,34	0,28	0,11	0,02	0,03	0,17	0,45	0,36	0,07	0,04
2012	0,00	0,01	0,14	0,09	0,37	0,32	0,15	0,23	0,04	0,05	0,02	0,02
2013	-0,08	-0,07	0,01	0,36	0,34	0,29	0,17	0,29	0,12	-0,06	-0,08	-0,08
2014	0,13	0,29	0,21	0,44	0,41	0,26	0,06	0,04	0,10	0,18	0,05	0,05
2015	-0,08	-0,02	0,23	0,23	0,16	0,13	-0,03	-0,01	-0,12	-0,10	-0,07	0,06

C. Piezometr o głębokości 1,5m umiejscowiony na środku stoku

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1971	0,21	0,47	0,44	0,35	0,19	-0,11	0,10	0,34	0,24	0,03	0,06	0,05
1972	0,02	0,41	0,12	-0,12	-0,16	0,28	0,15	0,14	0,24	0,41	0,20	0,22
1973	0,25	0,19	-0,04	0,44	0,51	0,11	-0,02	0,14	0,51	0,15	0,08	0,07
1974	0,04	0,19	0,45	0,37	-0,24	-0,14	0,25	0,53	0,43	0,30	0,08	0,68
1975	0,42	0,54	0,42	-0,19	-0,20	0,47	0,31	0,52	0,37	0,31	0,08	0,07
1976	0,04	0,06	0,47	0,34	0,39	-0,01	0,06	0,21	0,02	0,05	0,08	0,07
1977	0,04	0,07	0,35	0,56	0,43	0,38	0,08	-0,05	-0,03	0,00	0,03	0,02
1978	-0,01	-0,06	-0,10	0,25	0,42	0,34	0,48	0,17	-0,02	0,14	0,35	0,24
1979	0,13	0,34	0,19	0,46	0,50	-0,04	0,18	0,05	0,22	0,37	0,06	0,12
1980	0,44	0,56	0,05	0,37	0,06	0,32	0,16	0,35	0,62	0,54	0,22	0,34
1981	0,37	0,46	0,28	0,47	0,27	0,00	-0,09	-0,06	0,17	0,25	0,08	0,37
1982	0,56	0,68	0,67	0,51	0,50	0,32	0,31	0,17	0,28	0,17	0,01	-0,05
1983	-0,08	-0,13	0,47	0,54	0,58	0,41	0,42	0,26	0,29	0,14	0,21	0,20
1984	0,03	-0,08	0,03	0,52	0,36	0,66	0,65	0,60	0,35	-0,02	-0,01	-0,02
1985	-0,05	-0,10	0,01	0,34	0,55	0,49	0,52	0,62	0,41	0,41	0,26	0,00
1986	0,22	0,67	0,62	0,17	0,37	0,16	0,02	0,21	0,28	0,17	0,16	0,01
1987	-0,05	-0,10	0,18	0,34	0,35	0,60	0,52	0,40	0,07	0,03	0,09	0,06
1988	0,00	0,41	0,57	0,56	0,56	0,35	0,03	0,12	0,20	-0,01	-0,01	-0,02
1989	-0,05	0,24	0,58	0,26	0,27	0,33	0,57	0,51	0,36	0,23	0,31	-0,02
1990	-0,05	0,20	0,25	0,45	0,34	0,46	0,38	0,23	0,25	0,01	-0,01	-0,06
1991	-0,09	-0,13	0,05	-0,24	-0,01	-0,14	0,24	0,04	-0,10	0,00	-0,05	-0,05
1992	-0,09	-0,14	0,38	0,61	0,48	0,37	0,16	0,01	-0,06	-0,08	-0,05	-0,06
1993	-0,09	0,01	0,04	-0,13	0,18	0,49	-0,01	-0,13	-0,11	-0,08	-0,05	-0,06
1994	-0,09	-0,14	-0,19	-0,36	-0,45	0,45	0,11	0,23	-0,09	-0,08	-0,05	-0,06
1995	-0,09	-0,06	-0,09	0,47	0,46	0,51	0,32	0,42	0,14	-0,05	0,33	-0,04
1996	0,23	0,23	0,37	-0,28	0,26	0,10	0,07	-0,01	-0,11	0,19	0,48	0,46
1997	0,33	-0,01	-0,19	0,22	0,27	0,46	0,15	0,26	0,55	0,33	-0,02	-0,05
1998	0,19	0,50	0,57	0,38	0,26	0,29	0,44	0,24	0,35	0,04	-0,05	0,26
1999	0,37	0,29	0,35	0,25	0,41	0,28	0,07	0,11	0,18	0,00	-0,02	0,20
2000	0,08	0,52	0,21	0,59	0,52	0,36	-0,11	-0,11	0,01	0,31	-0,03	-0,06
2001	-0,09	-0,14	-0,19	-0,36	0,40	0,52	0,21	0,18	0,53	0,38	0,25	0,08
2002	-0,08	-0,13	0,40	0,42	0,05	0,06	-0,14	0,30	0,20	0,15	-0,02	0,36
2003	0,34	-0,13	0,36	0,05	0,42	0,34	0,39	0,05	-0,10	-0,08	-0,05	-0,06
2004	-0,09	-0,14	-0,02	0,05	0,34	0,41	0,01	-0,06	0,10	0,25	-0,03	-0,06
2005	0,08	0,26	0,43	-0,07	0,46	0,01	0,40	0,20	-0,10	0,31	-0,01	-0,06
2006	0,36	0,23	0,57	0,45	-0,11	0,29	0,07	-0,13	-0,11	-0,08	0,17	-0,02
2007	0,13	-0,10	0,22	0,53	0,45	-0,01	-0,17	-0,14	-0,12	-0,09	0,27	0,15
2008	0,49	0,48	0,19	0,34	0,13	-0,10	-0,17	-0,13	0,14	0,23	0,22	0,34
2009	-0,07	0,11	0,30	0,48	0,59	0,11	-0,13	0,18	0,17	-0,05	-0,04	0,10
2010	0,42	0,24	0,38	0,12	0,40	0,41	0,41	0,45	0,10	0,27	0,51	0,16
2011	-0,07	0,50	0,55	0,20	-0,33	-0,27	-0,16	-0,04	0,58	0,45	0,01	0,01
2012	-0,06	-0,11	-0,16	-0,13	0,23	0,30	0,16	0,26	-0,03	-0,02	-0,02	-0,03
2013	-0,07	-0,11	-0,14	0,51	0,50	0,59	0,23	0,44	0,13	-0,03	-0,01	-0,03
2014	0,09	0,51	0,21	0,58	0,53	0,38	-0,10	-0,10	0,00	0,33	-0,02	-0,05
2015	0,01	0,02	0,46	0,41	0,26	0,21	0,01	0,14	-0,07	-0,05	-0,04	0,12

D. Piezometr o głębokości 1,5m umiejscowiony w dolnej części stoku

	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1971	0,30	0,26	0,28	0,25	0,13	-0,13	0,01	0,22	0,11	0,01	-0,04	-0,06
1972	-0,09	0,38	0,09	-0,12	-0,13	0,02	0,00	0,08	0,02	0,22	0,10	0,03
1973	0,12	-0,06	-0,10	0,11	0,12	-0,18	-0,12	-0,08	0,11	-0,06	-0,06	-0,06
1974	-0,09	0,03	0,38	0,07	-0,08	-0,14	-0,04	0,21	0,20	0,05	-0,06	0,39
1975	0,07	0,37	0,12	-0,10	-0,15	0,23	0,05	0,33	0,15	0,06	-0,05	-0,06
1976	-0,09	0,07	0,38	0,21	0,19	-0,05	0,01	0,01	-0,10	-0,08	-0,06	-0,06
1977	-0,09	0,06	0,18	0,37	0,12	-0,05	-0,06	-0,07	-0,04	-0,02	0,00	0,00
1978	-0,02	-0,03	-0,04	0,03	0,00	0,06	0,09	-0,05	0,00	0,05	0,16	0,06
1979	0,02	0,30	0,17	0,11	0,25	-0,10	0,00	-0,03	0,09	0,16	0,01	0,11
1980	0,25	0,20	-0,03	0,07	-0,04	0,07	-0,02	0,17	0,43	0,23	0,23	0,32
1981	0,26	0,22	0,19	0,32	0,27	-0,01	-0,05	0,06	0,10	0,06	0,13	0,01
1982	0,31	0,25	0,20	0,12	0,32	-0,06	0,28	-0,05	0,09	-0,04	-0,04	-0,05
1983	-0,07	-0,08	0,43	0,12	0,34	0,06	0,12	0,02	0,04	-0,06	0,09	0,03
1984	-0,06	-0,04	0,15	0,15	-0,12	0,19	0,25	0,18	0,18	-0,05	-0,04	-0,02
1985	-0,08	-0,08	0,03	0,34	0,37	0,13	0,32	0,33	0,16	0,38	0,10	-0,05
1986	0,30	0,53	0,34	-0,07	0,24	-0,04	-0,07	0,21	0,27	0,11	0,02	-0,05
1987	-0,08	-0,06	0,11	0,28	-0,10	0,34	0,30	0,21	0,01	0,09	0,10	0,08
1988	0,28	0,53	0,14	0,30	0,41	0,10	0,04	0,25	0,21	0,06	0,04	-0,02
1989	0,18	0,50	0,30	0,14	0,07	0,10	0,48	0,39	0,23	0,24	0,27	0,13
1990	0,18	0,17	0,17	0,31	0,25	0,36	0,31	0,31	0,29	0,19	0,42	-0,10
1991	-0,08	0,45	0,25	-0,04	0,36	0,29	0,45	0,10	0,26	0,31	0,05	0,39
1992	0,26	0,00	0,38	0,50	0,27	0,33	0,40	0,44	0,32	0,05	0,32	0,33
1993	0,32	0,44	0,36	0,19	0,32	0,45	0,11	0,20	0,16	0,45	0,33	-0,01
1994	-0,08	-0,02	0,19	0,39	0,48	0,47	0,31	0,36	0,06	0,02	0,01	0,02
1995	0,49	0,39	0,23	0,42	0,35	0,42	0,17	-0,02	-0,05	-0,10	0,01	0,01
1996	-0,04	-0,06	-0,06	-0,17	-0,21	-0,17	-0,11	-0,12	-0,09	-0,02	0,05	0,08
1997	0,07	0,03	-0,05	-0,18	-0,21	-0,13	-0,04	0,03	0,17	0,25	0,21	0,18
1998	0,11	0,10	0,12	0,05	0,03	0,06	0,18	0,23	0,30	0,30	0,28	0,32
1999	0,30	0,28	0,15	-0,03	-0,04	0,02	0,07	0,06	0,15	0,17	0,08	0,02
2000	0,27	0,54	0,31	0,58	0,54	0,43	0,20	0,25	0,26	0,42	0,21	0,10
2001	0,12	0,06	0,28	0,45	0,53	0,55	0,28	0,29	0,56	0,44	0,45	0,21
2002	0,20	0,26	0,44	0,39	0,24	0,32	0,17	0,50	0,45	0,30	0,24	0,52
2003	0,22	-0,01	0,47	0,13	0,36	0,41	0,43	0,35	0,09	-0,03	0,00	0,00
2004	0,06	0,06	0,05	0,44	0,53	0,43	0,22	0,15	0,29	0,26	0,08	-0,02
2005	0,32	0,18	0,35	0,05	0,36	0,00	0,52	0,38	0,10	0,39	0,16	0,16
2006	0,42	0,24	0,54	0,52	0,29	0,51	0,29	-0,03	-0,05	-0,04	0,45	0,37
2007	0,44	0,36	0,59	0,58	0,54	0,13	-0,02	-0,08	-0,05	-0,04	0,40	0,33
2008	0,57	0,50	0,24	0,50	0,43	0,11	-0,07	-0,08	0,30	0,26	0,30	0,31
2009	-0,04	0,27	0,34	0,65	0,64	0,19	-0,05	0,36	0,34	0,16	0,05	0,36
2010	0,50	0,20	0,44	0,20	0,52	0,53	0,52	0,55	0,38	0,47	0,63	0,33
2011	-0,08	0,48	0,48	0,35	-0,11	-0,23	-0,17	0,14	0,61	0,49	0,06	0,06
2012	-0,18	-0,20	0,35	0,31	0,45	0,36	0,24	0,35	0,05	0,07	0,02	-0,13
2013	-0,18	-0,15	0,40	0,55	0,54	0,49	0,35	0,53	0,21	-0,02	-0,13	-0,17
2014	0,22	0,49	0,29	0,56	0,53	0,43	0,17	0,25	0,23	0,42	0,19	0,04
2015	0,13	0,00	0,39	0,39	0,26	0,25	0,04	0,17	-0,01	0,01	0,02	0,33

Objaśnienia/ Explanations:

$k_n < -0,30$	$-0,30 \leq k_n < -0,10$	$-0,10 \leq k_n < 0,10$	$0,10 \leq k_n < 0,30$	$0,30 \leq k_n < 0,50$	$k_n \leq 0,50$
---------------	--------------------------	-------------------------	------------------------	------------------------	-----------------

w którym wartości wskaźnika k_n , spełniające to kryterium występowały przez 492 miesiące (91% okresu analizy).

W poszczególnych piezometrach w okresie badawczym ujawniły się długookresowe tendencje miesięcznych wartości wskaźnika k_n , które upoważniają do stwierdzenia następujących prawidłowości, dotyczących każdego z piezometrów:

- piezometr o głębokości 1,0 m położony w środkowej części stoku – występowanie w miesiącach zimowego półrocza hydrologicznego zjawiska suszy ($k_n < -0,1$) w okresie od początku badań do 1994 r.; w okresie późniejszym w tej części roku stwierdzono wzrost liczebności miesięcy o umiarkowanym nadmiarze wody ($0,3 < k_n < 0,5$),
- piezometr o głębokości 1,0 m położony w dolnej części stoku – w całym okresie badań brak miesięcy z występowaniem silnego nadmiaru wody ($k_n > 0,5$) i tylko dwa miesiące ze zjawiskiem suszy gruntowej; od początku lat 90. XX wieku zaobserwowano wzrost częstości miesięcy o umiarkowanym nadmiarze wody ($0,3 < k_n < 0,5$),
- piezometr o głębokości 1,5 m położony w środkowej części stoku – w pierwszej połowie omawianego okresu z dużą częstością występowały miesiące umiarkowanie ($0,3 < k_n < 0,5$) lub skrajnie wilgotne ($k_n > 0,5$); w późniejszym okresie obserwowane jest zjawisko suszy gruntowej ($k_n < -0,1$), pojawiającej się głównie w okresie wiosennym (najczęściej w maju) i trwającej do grudnia,
- piezometr o głębokości 1,5 m położony w dolnej części stoku – po 2000 r. wzrosła liczebność miesięcy o umiarkowanym lub silnym nadmiarze wody ($k_n > 0,3$); w latach 2000-2015 liczba miesięcy w tych dwóch przedziałach wskaźnika k_n stanowiła 47% .

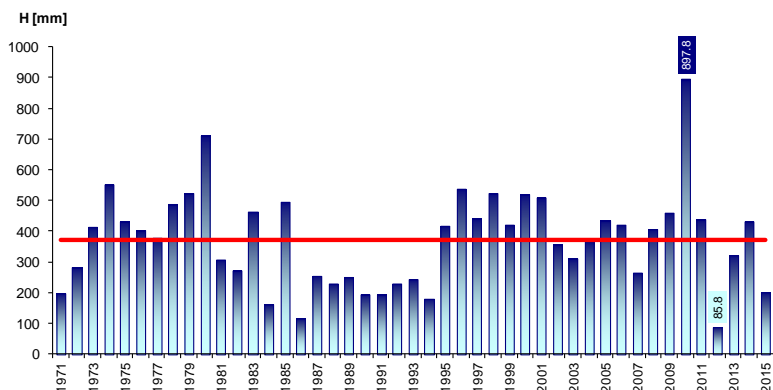
Poznanie specyfiki krążenia wody w płytkich, gliniasto-ilastych pokrywach stokowych, przejawiającej się dużymi wahaniami poziomu wody w krótkim czasie, umożliwia ocenę wielkości oraz zmian retencji na tym etapie obiegu wody w zlewni rzecznej i pozwala określić rolę stoku w kształtowaniu odpływu (Słupik, 1981).

5.6. Charakterystyka wielkości i czasowego zróżnicowania odpływu ze zlewni Bystrzanki

5.6.1. Odpływ roczny i miesięczny w badanym wieloleciu 1971-2015: miary jego sezonowości i reżim

Problematyka odpływu ze zlewni Bystrzanki i Ropy w latach 1969-74 była przedmiotem badań R. Soji (1981). Autor ten przedstawił analizę odpływu rzecznego na tle wysokości opadu oraz charakterystykę wezbrań w obydwu zlewniach. W niniejszej pracy wykorzystano 45-letnią serię danych o stanach wody i na podstawie zestawienia związków stan wody-przepływ w różnych okresach, obliczono intensywność przepływu w postaci średniego dobowego natężenia i jego wartości ekstremalnych.

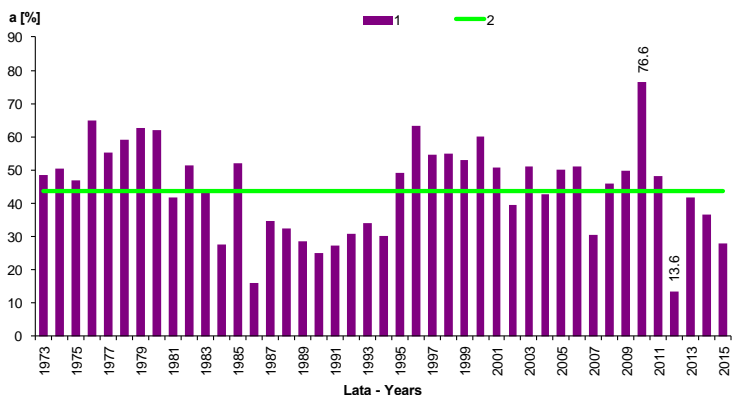
Roczne wysokości odpływu H kształtowały się w przedziale od 85,8 mm (2012 r.) do 897,8 mm (2010 r.), przy średniej rocznej w wieloleciu 370,4 mm (ryc. 5.32).



Ryc. 5.32. Roczna wysokość odpływu ze zlewni Bystrzanki w latach 1971-2015

Fig. 5.32. Annual outflow from the Bystrzanka catchment in 1971-2015

Średni roczny współczynnik odpływu α wyniósł 43,7%, przy zmianach od 13,6% (2012 r.) do 76,6% (2010 r.). Zatem przyjął skrajne wartości w latach o odpowiednio najniższych i najwyższych rocznych sumach opadu i odpływu (ryc. 5.33).



Ryc. 5.33. Roczny współczynnik odpływu α ze zlewni Bystrzanki w latach 1971-2015

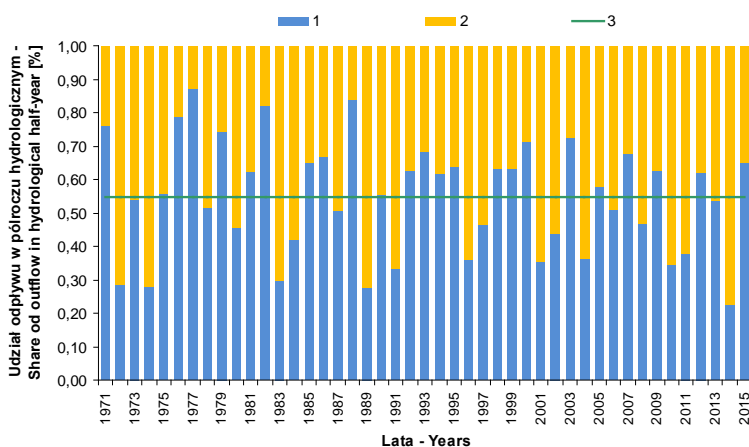
Fig. 5.33. Annual drainage rate α from the Bystrzanka catchment in 1971-2015

Objaśnienia / Explanations: 1 – wartości roczne / annual values, 2 – średnia z okresu 1971-2015 / average for period 1971-2015 = 43,7%

W przebiegu rocznych sum odpływu w wieloleciu, zaobserwowano ich obniżenie w latach 1984-1994. Podobną sytuację zaobserwowano dla odpływu z obszaru Polski (Gutry-Korycka i in., 2014). Zauważalne jest obniżenie współczynnika odpływu α w latach 80. i 90. XX w., stwierdzone również w rzekach środkowej Polski przez P. Jokiela i A. Bartnika (2001), którego przyczyn autorzy dopatrują się we wzmocnienie parowania terenowego.

Porównanie odpływu ze zlewni Bystrzanki, z podziałem na półrocze hydrologiczne zimowe (XI-IV) i letnie (V-X), wskazuje na nieznaczną przewagę odpływu w półroczu

zimowym – 196,6 mm (53,1%), w odniesieniu do półrocza letniego – 173,8 mm (46,9 %). Podział wielkości odpływu pomiędzy półrocza hydrologiczne, najbardziej zbliżony do przeciętnego, wystąpił w latach hydrologicznych 1973, 1975, 1978, 1990, 2005 i 2013 (ryc. 5.34). Największe odchylenia, od średniego wieloletniego rozkładu, w kierunku wzrostu odpływu w półroczu letnim wystąpiły w latach 1972, 1974, 1983, 1989 i 2014 r. W 2014 r. odpływ letni stanowił 77,2% sumy rocznej, przy udziale sumy opadu wynoszącym 71,6% sumy rocznej. Największe odchylenia w kierunku wzrostu odpływu w półroczu zimowym stwierdzono w latach 1976, 1977, 1982 i 1988 r. Najwyższy udział odpływu półrocza zimowego wystąpił w 1977 r. i wyniósł 87,4 % sumy rocznej, a udział opadów w tym okresie stanowił 52,6% sumy rocznej.

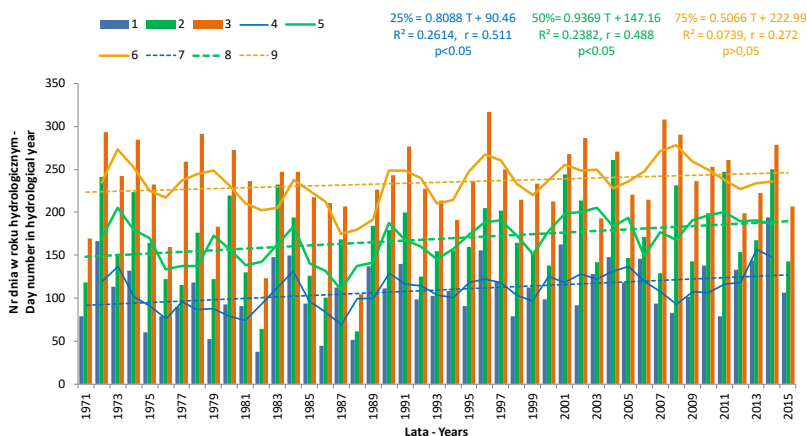


Ryc. 5.34. Rozkład odpływu między półroczami hydrologicznymi

Fig. 5.34. The distribution of the outflow between hydrological half-years

Objaśnienia / Explanations: 1 – półrocze zimowe / winter half-year, 2 – półrocze letnie / summer half-year, 3 – średni udział odpływu w półroczu zimowym / average share of a winter half-year outflow = 53,1%

Jedną z miar charakteryzujących rozkład odpływu w czasie jest data wystąpienia 50% rocznego odpływu, będąca charakterystyką hydrologiczną CMD (ang. *the center of mass data*) przyjęta przez G. J. McCabe'a i M. P. Clarka (2005). Ta miara sezonowości odpływu, nazywana również w polskiej literaturze hydrologicznej terminem połowy odpływu (*TPO*), po raz pierwszy została zastosowana przez P. Jokiela i A. Bartnika (2005). Średnia data *TPO* w zlewni Bystrzanki w latach 1970-2015 przypadła na 19 kwietnia. Data ta o ok. 10-30 dni wyprzedzała średni *TPO*, obliczony dla wybranych rzek karpacckich dla ostatnich 50-60 lat (Jokieli i Tomalski, 2017). Występująca różnica jest skutkiem szybszej reakcji odpływowej, wynikającej z opadów lub roztopów, małej (13 km²), pogórsko-beskidzkiej zlewni w stosunku do zlewni, analizowanych przez autorów wspomnianego opracowania, o powierzchni co najmniej kilkuset km². Rozbieżność między datami osiągnięcia tego parametru w zlewni Bystrzanki w poszczególnych latach kształtowała się w szerokim zakresie, między 1 stycznia (1988 r.) a 29 lipca (2004 r.) (ryc. 5.35). Na podstawie rocznych wartości *TPO* nie stwierdzono istotnego statystycznie trendu



Ryc. 5.35. Daty (nr dnia) wystąpienia 25, 50 i 75% odpływu rocznego w wieloletni 1971-2015

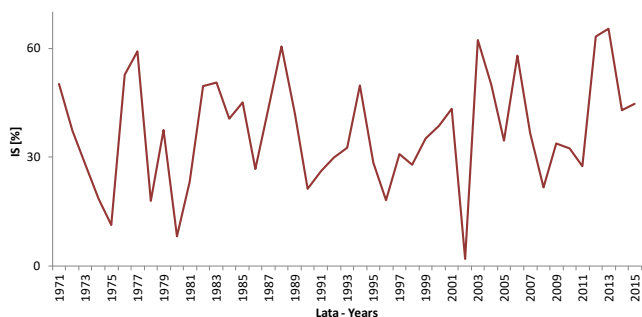
Fig. 5.35. Dates (day no.) of 25, 50 and 75% annual outflow in the years 1971-2015

Objaśnienia / Explanations: 1 – 25% rocznego odpływu / 25% annual outflow, 2 – 50% rocznego odpływu / 50% annual outflow, 3 – 75% rocznego odpływu / 75% annual outflow, 4 – 25% rocznego odpływu (średnia ruchoma 3-letnia) / 25% annual outflow (3-years move average), 5 – 50% rocznego odpływu (średnia ruchoma 3-letnia) / 50% annual outflow (3-years move average), 6 – 75% rocznego odpływu (średnia ruchoma 3-letnia) / 75% annual outflow (3-years move average), 7 – liniowy trend 25% rocznego odpływu na podstawie średniej ruchomej 3-letniej / linear trend of 25% annual outflow on the base of 3-years move average, 8 – liniowy trend 50% rocznego odpływu na podstawie średniej ruchomej 3-letniej / linear trend of 50% annual outflow on the base of 3-years move average, 9 – liniowy trend 75% rocznego odpływu na podstawie średniej ruchomej 3-letniej / linear trend of 75% annual outflow on the base of 3-years move average

z powodu dużej zmienności tego parametru z roku na rok. Wykorzystanie wartości średniej ruchomej 3-letniej *TPO* pozwoliło wyznaczyć dodatni trend, świadczący o przesunięciu daty wystąpienia 50% odpływu rocznego średnio o ok. 40 dni, z 1 kwietnia na 9 maja. Pozwala to przyjąć wstępną hipotezę o zmniejszeniu roli odpływu w półroczu zimowym w odpływie rocznym, będącym konsekwencją spadkowych tendencji opadów w postaci śniegu i czasu trwania wezbrań roztopowych po 2000 roku.

Obliczono również średnie daty wystąpienia 25% i 75% odpływu rocznego, które przypadły odpowiednio na 19 lutego i 23 czerwca. Obliczona 3-letnia średnia ruchoma data dolnego i górnego kwartyła odpływu wskazuje na coraz późniejsze ich występowanie, przy czym tylko liniowy trend 25% kwartyła odpływu jest statystycznie istotny.

Na podstawie średnich miesięcznych przepływów w korycie Bystrzanki obliczono indeks sezonowości odpływu *IS*. Średnia roczna wartość *IS*, która wyniosła 36,9%, świadczy o większym „skoncentrowaniu” w ciągu roku odpływu niż opadu (*IS* opadu = 29,1%). Wartość tego wskaźnika była wyższa od analogicznego parametru obliczonego dla większości dużych zlewni rzek karpaccich (Jokiel i Tomalski, 2017) i rzek nizinnych (Jokiel i Stanisławczyk, 2016). Przyczyna tkwi w krótkim czasie spływu wody do koryta głównego ciek i jego dopływów z najdalej położonych części badanej zlewni. Najniższą wartość parametr ten osiągnął w 2002 r. (2,1%), kiedy wysokie średnie miesięczne przepływy, przekraczające $0,2 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, wystąpiły w trzech okresach: styczeń-luty, czerwiec-lipiec i w październiku (ryc. 5.36). Najwyższą wartość *IS* stwierdzono w 2013 r., (65,4%), kiedy najwyższe średnie miesięczne przepływy wystąpiły w dwóch miesiącach: kwietniu ($0,43 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) i czerwcu ($0,63 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), a w pozostałych



Ryc. 5.36. Indeks sezonowości IS odpływu ze zlewni Bystrzanki

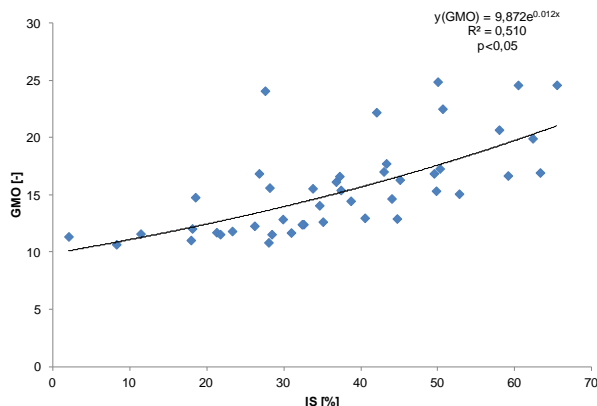
Fig. 5.36. Seasonality index IS of outflow from the Bystrzanka catchment

miesiącach tego roku przepływy były kilkukrotnie niższe. Współczynnik zmienności C_v rocznych wartości IS wyniósł 41,0%. Wartość ta była niższa niż w przypadku dużych zlewni karpaccich. Indeks sezonowości IS odpływu w badanym okresie nie wykazywał statystycznie istotnego trendu.

Ocenę sezonowości odpływu z badanej zlewni przeprowadzono również w oparciu o wskaźnik koncentracji odpływu rzecznej (GMO), który podobnie jak IS , bazuje na średnich miesięcznych przepływach. Średnia wartość GMO obliczona dla odpływu ze zlewni Bystrzanki wyniosła 15,6, wykazując zróżnicowanie od 10,7 (1980 r.) do 24,9 (2004 r.), przy współczynniku zmienności C_v wynoszącym 26,2%. Średnia wartość GMO dla wielolecia jest nieco wyższa od obliczonych dla wybranych rzek karpaccich przez R. Soję (2002). Przyczyną takiego stanu może być czasowy zakres danych uwzględnionych w analizie (R. Soja przyjął okres 1951-1995) oraz większa nierównomierność przepływu, wynikająca z większej „wrażliwości” na opad (wzrost odpływu) lub jego brak (recesja odpływu) małej zlewni Bystrzanki. Potwierdza to porównanie GMO dla zlewni Bystrzanki i zlewni Ropy po wodowskaz w Klęczanach (484 km²), sporządzone dla wielolecia 1971-1995, w którym nie stwierdzono zależności między wartościami tego wskaźnika. Ujście Bystrzanki znajduje się w punkcie zamykającym ok. 297 km² zlewni Ropy. Pomiedzy ujściem Bystrzanki a wspomnianym wodowskazem na Ropie znajduje się ujście dużego dopływu – Sękówki, której zlewnia zajmuje obszar 121 km², w dużej części położona w obrębie Beskidu Niskiego, gdzie roczne opady są średnio o ok. 150 mm wyższe w porównaniu ze zlewnią Bystrzanki.

Porównanie między rocznymi wartościami IS i GMO daje najlepsze dopasowanie dla krzywej wykładniczej, podobnie jak dla wybranych rzek karpaccich (Jokiel i Tomalski, 2017), jednak o nieco niższym współczynniku determinacji $R^2=0,51$, istotnym statystycznie (ryc. 5.37).

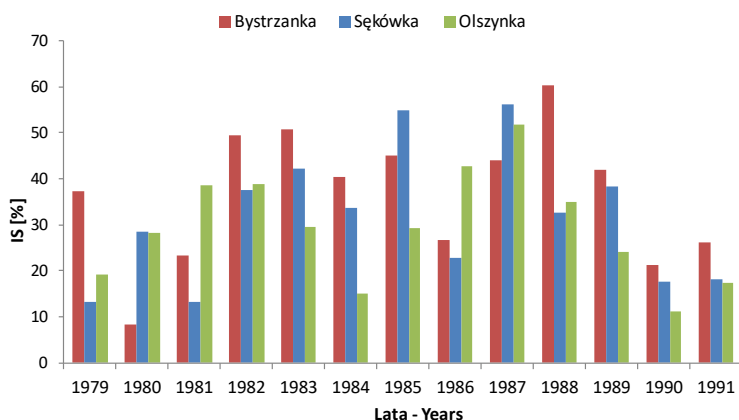
Przedstawione wcześniej miary oceny sezonowości odpływu ze zlewni Bystrzanki porównano z analogicznymi wskaźnikami obliczonymi dla większych zlewni rzecznych położonych w dorzeczu Ropy: Sękówki i Olszynki. Zlewnie te są do siebie zbliżone pod względem powierzchni, która wyniosła dla dorzecza Sękówki 121 km² (wodowskaz Gorlice) i dla dorzecza Olszynki 142 km² (wodowskaz Siepietnica), lecz ok. 10-krotnie większe od zlewni Bystrzanki. Ponadto dorzecze Sękówki prawie



Ryc. 5.37. Zależność między rocznymi wartościami indeksu sezonowości (IS) i wskaźnika koncentracji odpływu rzecznej (GMO) w zlewni Bystrzanki

Fig. 5.37. The relationship between the annual values of the seasonality index (IS) and the river outflow concentration index (GMO) in the Bystrzanka catchment

w całości odwadnia obszar części Beskid Niski, natomiast dorzecze Olszynki odwadnia obszar Pogórza Ciężkowickiego. Porównania dokonano dla okresu 13 lat (1979-1991), dla którego dostępne były dane dotyczące odpływu (https://dane.imgw.pl/data/dane_pomiarowo_obserwacyjne/dane_hydrologiczne/miesieczne). Porównanie dotyczy krótkiego okresu za sprawą prowadzenia pomiarów w profilu zamykającym zlewnię Olszynki w Siewietnicy tylko w okresie 13 lat. Celem porównania wskaźników odpływu było wskazanie, czy proces odpływu (z uwzględnieniem jego składowych) z małej zlewni Bystrzanki można ekstrapolować na szerszy obszar beskidzko-pogórski. Porównania dokonano w oparciu o wskaźniki obliczane na podstawie średniego miesięcznego przepływu: indeks sezonowości (IS) i wskaźnik koncentracji odpływu rzecznej (GMO).

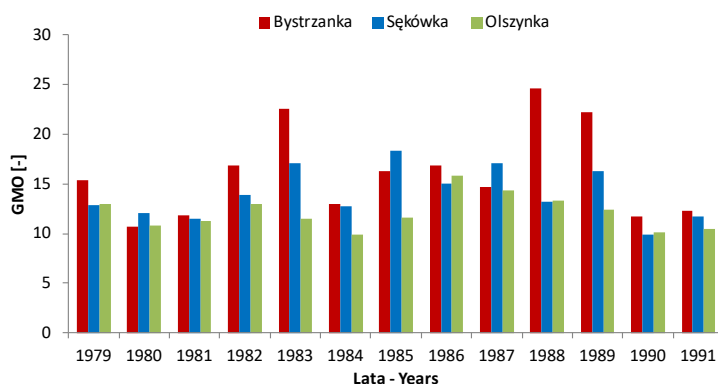


Ryc. 5.38. Indeks sezonowości odpływu (IS) z dorzeczy Bystrzanki, Sękówki i Olszynki w latach 1979-91

Fig. 5.38. Seasonality index of outflow (IS) from the Bystrzanka, Sękówka and Olszynka catchment in 1979-91

Średni indeks sezonowości *IS* wyniósł 36,6% dla zlewni Bystrzanki, 31,5% dla dorzecza Sękówki i 29,3% dla dorzecza Olszynki. Dla większości lat miara ta najwyższą wartość osiągała w zlewni Bystrzanki (ryc. 5.38). Najwyższe *IS* w zlewni Bystrzanki, znacznie przewyższające wyniki z pozostałych dwóch zlewni (w 1979 i 1988 r.), wystąpiły w latach z wysokim odpływem w grudniu, przekraczającym 100 mm, wywołanym przez wezbrania roztopowe. Najwyższe roczne wartości *IS* we wszystkich zlewniach były spowodowane „skupieniem” odpływu w jednym lub 2-3 kolejnych miesiącach, głównie w okresie wiosennym.

Wskaźnik koncentracji odpływu rzecznej (*GMO*) w latach 1979-1991 przyjął średnie wartości wynoszące: w zlewni Bystrzanki 16,1, w zlewni Sękówki 14,0 i w zlewni Olszynki 12,1. Najwyższe wartości tego wskaźnika obliczone dla zlewni Bystrzanki wystąpiły w 1983, 1988 i 1989 r. i były najbardziej odstającymi „in plus” wartościami w całym wieloleciu, w porównaniu z pozostałymi badanymi zlewniami (ryc. 5.39).



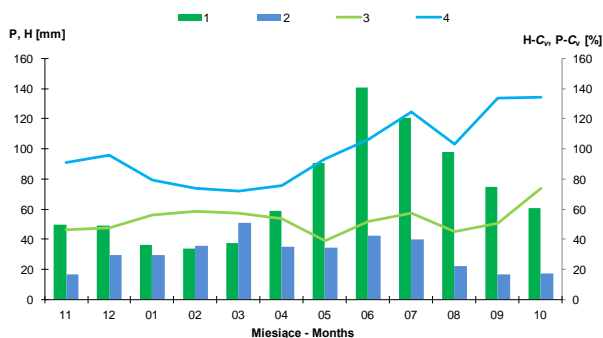
Ryc. 5.39. Wskaźnik koncentracji odpływu (*GMO*) z dorzeczy Bystrzanki, Sękówki i Olszynki w latach 1979-91

Fig. 5.39. Outflow concentration index (*GMO*) from the Bystrzanka, Sękówka and Olszynka catchments in 1979-1991

Odpowiadając na pytanie zadane w celu przeprowadzonego porównania należy stwierdzić, że odpływ ze zlewni Bystrzanki w skali nawet niedługiego wielolecia reprezentuje dynamikę tego procesu na obszarze pogranicza Beskidu Niskiego i Pogórza Ciężkowickiego, a różnice występujące w niektórych latach są skutkiem lokalnych uwarunkowań opadowych.

Wyniki badań nad sezonową strukturą odpływu z badanej zlewni potwierdzają wnioski R. Soji (2002) i P. Jokiela z P. Tomalskim (2017) o braku wieloletnich tendencji sezonowości odpływu dla rzek karpaccich, która jest konsekwencją naturalnej zmienności przepływu, typowej dla Karpat, i jego cykliczności wynikającej z rozkładu opadów w ciągu roku (Jeż i in., 1987).

Analiza rozkładu warstwy odpływu *H* ze zlewni Bystrzanki między miesiącami roku hydrologicznego wskazuje na dominację odpływu w marcu – średnio 54,6 mm, spowodowanego topnieniem zakumulowanej w poprzednich miesiącach pokrywy śnieżnej i występowaniem wezbrań roztopowych (ryc. 5.40). Najniższe średnie



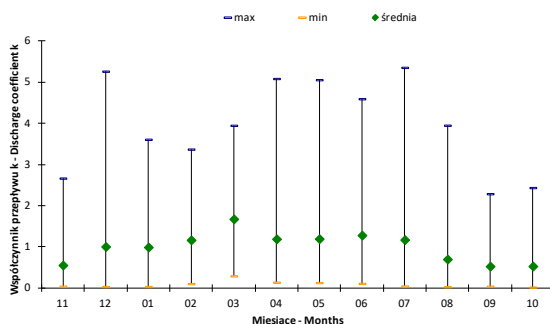
Ryc. 5.40. Średnie miesięczne wysokości opadu (P) i odpływu (H) i współczynnika zmienności C_v opadu (P- C_v) i odpływu (H- C_v)

Fig. 5.40. Monthly average precipitation totals (P) and outflow (H) and variability coefficient C_v of precipitation (P- C_v) and outflow (H- C_v)

Objaśnienia / Explanations: 1 – suma opadu P / precipitation total P [mm], 2 – suma odpływu H / outflow total H [mm], 3 – współczynnik zmienności opadu P- C_v / variability coefficient of precipitation P- C_v [%], 4 – współczynnik zmienności odpływu H- C_v / variability coefficient of outflow H- C_v [%]

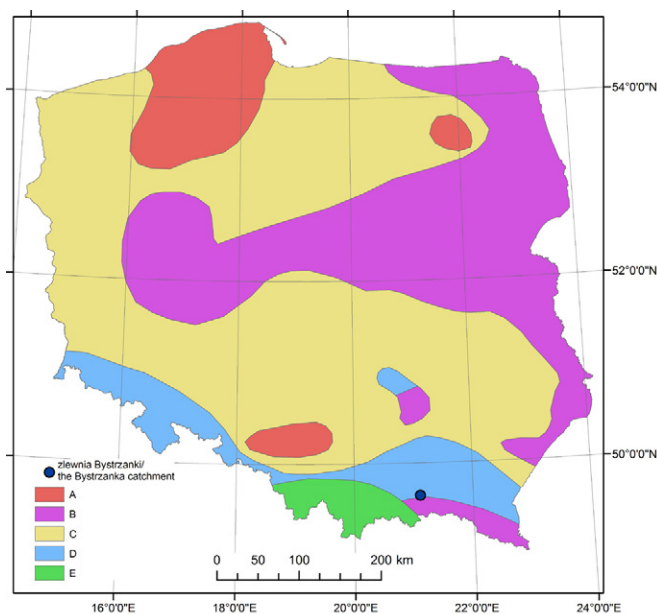
miesięczne sumy odpływu wystąpiły w okresie wrzesień-listopad, w wyniku coraz częstszych i dłuższych okresów susz meteorologicznych, występujących w drugiej połowie lata i jesienią. Średni współczynnik zmienności C_v miesięcznych wysokości odpływu kształtował się od 69 % w marcu do 130% we wrześniu. W porównaniu ze współczynnikiem zmienności C_v sum opadów atmosferycznych, we wszystkich miesiącach obserwowane są wyższe wartości, a od maja do października różnica ta jest ponad 2-krotna, spowodowana odpływem wody, uzależnionym od wysokości opadów we wcześniejszych miesiącach.

Obliczenie współczynnika przepływu k umożliwia określenie reżimu hydrologicznego rzeki wg M. Pardego (1957). Średni współczynnik k obliczony dla poszczególnych miesięcy nawiązuje do warstwy odpływu, osiągając najwyższą średnią miesięczną wartość w marcu – 1,72, a najniższe we wrześniu i październiku – 0,57 (ryc. 5.41). Maksymalne jego wartości, które wystąpiły w kwietniu 1994 r., w maju 1989 r., lipcu 2004 r. i grudniu 1988 r. przekroczyły 5,00. Na podstawie współczynnika k odpływ ze zlewni Bystrzanki zaklasyfikowano do reżimu złożonego pierwotnego, śnieżno-deszczowego, co znajduje potwierdzenie w regionalizacji I. Dynowskiej (1994) (ryc. 5.42).



Ryc.5.41. Średnie miesięczne i ekstremalne wartości współczynnika przepływu k

Fig. 5.41. Monthly average and extreme values of the discharge coefficient k



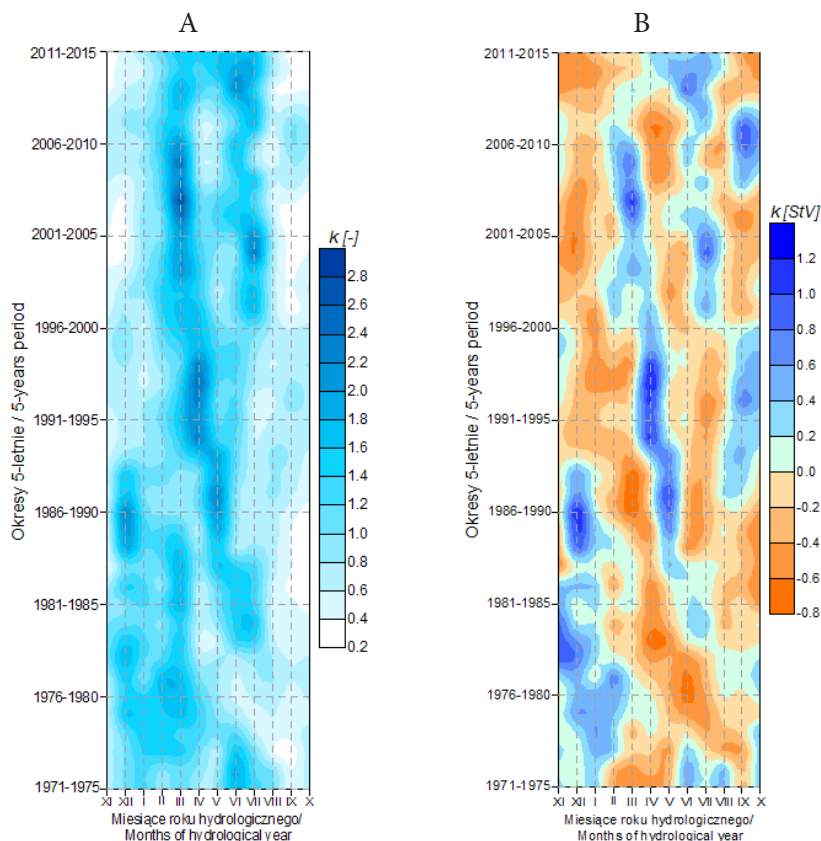
Ryc. 5.42. Typy reżimu rzeczego na obszarze Polski wg I. Dynowskiej (1994)

Fig. 5.42. Types of fluvial regime in Poland acc. I. Dynowska (1994)

Objaśnienia / Explanations: A – ustrój śnieżny słabo wykształcony / nival type, feebly formed; B – ustrój śnieżny silnie wykształcony / nival type, explicitly formed; C – ustrój śnieżny średnio wykształcony/ nival type, middly formed; D – ustrój śnieżno-deszczowy / nival-pluvial type; E – ustrój deszczowo-śnieżny / pluvial-nival type

Zlewnie karpackie, mimo najmniejszej przewidywalności odpływów (Wrzeński 2014), charakteryzowały się na obszarze Polski najmniejszą dynamiką zmian reżimu hydrologicznego (Wrzeński, 2016). Zbadano zmienność współczynnika przepływu k w latach 1971-2015 poprzez obliczenie miesięcznych średnich ruchomych w okresach 5-letnich (ryc. 5.43 A). Na przesuwanie się od maja do marca w kolejnych pentadach okresu badań wysokiego współczynnika przepływu k , przekraczającego 2,0, miał wpływ skracający się okres termicznej zimy (Bochenek, 2016) i coraz wcześniejsze występowanie roztopów. Od początku lat 90. XX. wieku stwierdzono relatywnie niskie wartości współczynnika k w miesiącach: listopad-styczeń, skutkujące m.in. przesuwaniem się TPO (por. ryc. 5.35). Od 2000 r. obserwowany jest typowy dla reżimu śnieżno-deszczowego wzrost odpływu związany z opadami letnimi, przejawiający się wzrostem współczynnika przepływu k w czerwcu i lipcu.

Dysponując ciągiem danych za okres 45 lat zbadano zmiany reżimu rzeczego w oparciu o wartości standaryzowane (StV). Autor zaproponował metodę badawczą polegającą na obliczeniu średnich ruchomych 5-letnich wartości standaryzowanych dla każdego miesiąca. W taki sposób uzyskane zostały wartości odchyłeń względem średnich miesięcznych współczynnika przepływu k z wielolecia 1971-2015. Wykorzystanie wartości standaryzowanych daje możliwość dokonywania porównań zmian zachodzących w czasie, między miesiącami roku hydrologicznego, w których odpływ jest w naturalny sposób zróżnicowany (ryc. 5.43 B). W badanym wieloleciu stwierdzono zmiany reżimu hydrologicznego odpływu ze zlewni Bystrzanki. W okresie 1971-1990



Ryc. 5.43. Zmiany reżimu odpływu ze zlewni Bystrzanki w latach 1971-2015 na podstawie średnich ruchomych 5-letnich: współczynnik przepływu k (A), standaryzowane wartości (StV) współczynnika k (B).
 Fig. 5.43. Changes in the outflow regime from the Bystrzanka catchment in 1971-2015 on the base 5-years move average: flow factor k (A), standardised values (StV) of flow factor k (B)

wysokie dodatnie odchylenia wystąpiły w miesiącach zimowych (listopad-styczeń, częściowo luty), w latach 1991-2010 nastąpił wzrost współczynnika przepływu k dla miesięcy wiosennych (marzec-maj), natomiast w okresie 2000-2015 wzrósł współczynnik k w czerwcu i lipcu (ryc. 5.43 A-B).

Dysponując serią miesięcznych wartości odpływu, zbadano występowanie trendów w latach hydrologicznych i miesiącach badanego okresu (tab. 5.16). W okresie badań nie stwierdzono statystycznie istotnego trendu rocznego odpływu. Spośród miesięcy, tylko w grudniu wystąpił statystycznie istotny trend spadkowy. Rzeki karpackie cechuje duża zmienność przepływów rocznych i miesięcznych w kolejnych latach, stąd osiągnięcie statystycznie istotnych trendów jest niezwykle trudne. Problematyka ta była poruszana m.in. w pracy J. Stachy'ego (1972). R. Soja (2002) stwierdził, że w przypadku długich serii pomiarowych osiągnięcie statystycznie istotnego trendu jest niezwykle trudne z powodu „nałożenia się” na czynniki klimatyczne (opad, parowanie) skutków działalności człowieka (zmiany pokrycia terenu i użytkowania ziemi, zabudowa, eksploatacja wód).

Tabela 5.16. Tendencje miesięcznych wielkości odpływu ze zlewni Bystrzanki w latach 1971-2015

Miesiąc	Równanie liniowego trendu	Test Manna-Kendalla
		P _v
Listopad	$H = -0,051T + 18,07$	0,693
Grudzień	$H = -0,641T + 43,87$	0,044
Styczeń	$H = -0,545T + 41,75$	0,185
Luty	$H = -0,025T + 36,41$	0,897
Marzec	$H = 0,303T + 43,62$	0,401
Kwiecień	$H = 0,283T + 28,10$	0,511
Maj	$H = 0,388T + 25,64$	0,871
Czerwiec	$H = 0,230T + 36,83$	0,693
Lipiec	$H = 0,693T + 24,17$	1,000
Sierpień	$H = -0,114T + 25,14$	0,337
Wrzesień	$H = 0,235T + 11,49$	0,298
Październik	$H = -0,175T + 21,66$	0,368
ROK	$H = 0,587T + 357,65$	0,927

Objaśnienia: H – odpływ [mm], T– roczny odstęp czasu, trend istotny – wartości pogrubione

Zastosowanie metody trendu kroczącego, dla rocznych i miesięcznych sum odpływu, pozwoliło na wyodrębnienie krótszych niż 45 lat okresów wieloletnich (podokresów, segmentów), w których wystąpiły istotne statystycznie tendencje rozwojowe odpływu (tab. 5.17). W badanym okresie wyróżniono 45 segmentów czasowych, o 11-letnim zakresie czasowym miesięcznych i rocznych sum odpływu, w których wystąpiła istotnie statystyczna tendencja rozwojowa, w 44 przypadkach mająca charakter dodatni, natomiast w jednym przypadku – ujemny (marzec w okresie 1984-94). Największą liczebność segmentów czasowych trendu odpływu zaobserwowano w kwietniu. Biorąc pod uwagę cały badany okres (1971-2015) w podokresie 1990-2000 stwierdzono dodatnie trendy dla 4 miesięcy: grudnia, lutego, kwietnia i lipca.

W badanym okresie obliczono strukturę dobowych przepływów dla całego okresu badań i dla poszczególnych lat. Zbiór danych średnich dobowych przepływów pogrupowano posługując się metodą kwantyli, obliczono przepływy graniczne dla poszczególnych przedziałów (tab. 5.18) i częstość przepływów w poszczególnych przedziałach. Rozkład wartości w poszczególnych przedziałach spełniał warunki rozkładu normalnego, opisanego testem Kołmogorowa-Smirnowa, którego charakterystyka λ wyniosła 0,278 przy $p=0,304$ i skośności 0,699 (ryc. 5.44).

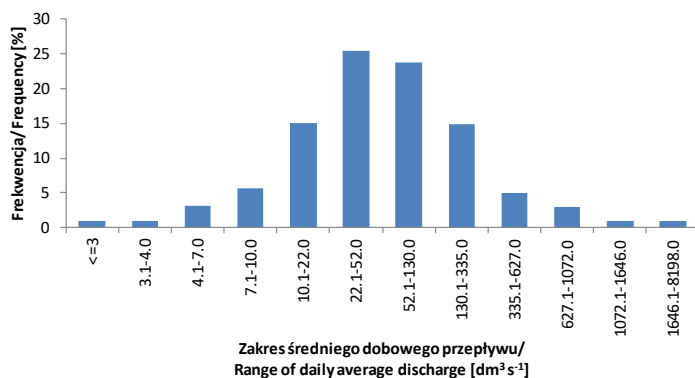
W badanym okresie stwierdzono zróżnicowanie liczby dni w poszczególnych przedziałach kwantyli (ryc. 5.45). Największą częstość przypadków o przepływach niskich (poniżej percentyla 0,10) zaobserwowano w latach 1994, 2003, 2004, 2006, 2007, 2012 i 2013, czyli w drugiej połowie okresu badań. Liczba dni spełniających ten warunek kształtowała się od 83 (1994 r.) do 202 (2012 r.). W latach 1983-1988 częstość dni w roku z przepływem nie przekraczającym percentyla 0,25 przekroczyła 200. Największa liczba dni o przepływach wysokich (powyżej percentyla 0,90) wystąpiła w latach 1980

Tabela 5.17. Statystycznie istotne współczynniki trendów rocznych i miesięcznych sum odpływu dla 11-letnich podokresów (trend kroczący)

Podokres	Miesiące										Rok		
	11	12	1	2	3	4	5	6	7	8		9	10
1971-1981	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1972-1982	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1973-1983	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1974-1984	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1975-1985	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	-
1976-1986	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	-
1977-1987	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	-
1978-1988	-	-	-	-	-	-	-	-	-	↑	-	-	↑
1979-1989	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	↑
1980-1990	↑	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1981-1991	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1982-1992	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	↑	-	-
1983-1993	↑	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1984-1994	↑	-	-	-	↓	-	-	-	-	-	-	-	-
1985-1995	↑	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	-
1986-1996	↑	-	-	-	-	↑	-	-	-	↑	-	-	↑
1987-1997	↑	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	↑
1988-1998	↑	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	↑
1989-1999	↑	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	↑
1990-2000	-	↑	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	↑
1991-2001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	↑
1992-2002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	↑
1993-2003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1994-2004	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	-
1995-2005	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	-
1996-2006	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	↑	-	-
1997-2007	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	↑
1998-2008	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	-
1999-2009	-	-	-	-	-	↑	-	-	-	-	-	-	-
2000-2010	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2001-2011	-	↑	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2002-2012	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2003-2013	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2004-2014	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2005-2015	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Objaśnienia/ Explanations: ↑ – tendencja dodatnia istotna statystycznie / statistically significant positive trend; ↓ – tendencja ujemna istotna statystycznie / statistically significant negative trend; – tendencja nie-istotna statystycznie / statistically non-signific

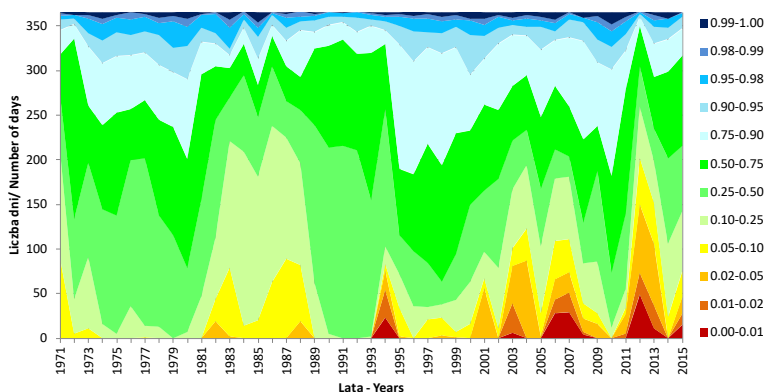
(76 dni), 2000 (71 dni) i 2010 (64 dni). Wysoka częstość dni w roku z przepływem przekraczającym percentyl 0,75% wystąpiła w latach 1995-1998 i kształtowała się od 147 do 182. Przepływy w zakresie wartości średnich (0,25-0,75) dominowały w latach 1990-1993, występując przez ponad 300 dni w roku. W badanym okresie stwierdzono statystycznie istotny trend spadkowy ($\alpha = -1,74$) w tym zakresie dobowych



Ryc. 5.44. Rozkład częstości przepływów w zakresach wartości kwantylowych w latach 1971-2015 (w %)
 Fig. 5.44. The distribution of discharge frequencies in the ranges of quantile values in 1971-2015 (in %)

Tabela 5.18. Przepływy graniczne dla przedziałów kwantyli średniego dobowego przepływu w profilu zamykającym zlewnię Bystrzanki

Kwantyl	Przepływ [dm³ s⁻¹]
0,01	3
0,02	4
0,05	7
0,10	10
0,25	22
0,50	52
0,75	130
0,90	335
0,95	627
0,98	1072
0,99	1646
1,00	8198



Ryc. 5.45. Rozkład częstości dobowych przepływów w zakresach wartości kwantylowych
 Fig. 5.45. The distribution of daily discharge frequencies in the ranges of quantile values

przepływów, spowodowany wzrostem częstości w przedziale percentyli 0,02-0,05 ($\alpha = 0,83$) i zmniejszeniem się liczby dni w zakresie percentyli 0,95-0,98 ($\alpha = -0,14$).

Na podstawie średnich i ekstremalnych dobowych wartości natężenia przepływu obliczono przepływy charakterystyczne wieloletnie (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski, 2008) (tab. 5.19).

Tabela 5.19. Przepływy charakterystyczne wieloletnie w profilu zamykającym zlewnię Bystrzanki (na podstawie średniego dobowego przepływu)

Oznaczenie przepływu	Przepływ [$\text{dm}^3 \text{s}^{-1}$]
NNQ	1
NSQ	48
NWQ	1025
SNQ	11
SSQ	156
SWQ	3551
WNQ	30
WSQ	353
WWQ	8198

Objaśnienia/ Explanations: NNQ – najniższy średni dobowy przepływ / the lowest daily average discharge, NSQ – najniższy ze średnich przepływów/ the lowest of averages discharges, NWQ – najniższy z najwyższych przepływów/ the lowest of the highest discharges, SNQ – średni z najniższych przepływów/ average of the lowest discharges, SSQ – średni ze średnich przepływów/ average of the average discharges, SWQ – średni z najwyższych przepływów/ average of the highest discharges, WNQ – najwyższy z najniższych przepływów/ the highest of the lowest discharges, WSQ – najwyższy ze średnich przepływów/ the highest of the average discharges, WWQ – najwyższy średni dobowy przepływ/ the highest daily average discharge

5.6.2. Niżówki

Za niżówkę przyjmuje się okres przepływów lub stanów wody wywołanych ograniczonym zasilaniem koryta rzecznego (Dębski, 1970). Niżówki, będące wynikiem deficytu opadów, powodują poważne zagrożenie dla właściwego funkcjonowania geosystemów, wynikające z braku wody dostępnej dla roślin siedlisk naturalnych i agroekosystemów. Na obszarach, na których nie wybudowano sieci wodociągowej i zapotrzebowanie na wodę zaspokajane jest przez studnie gospodarskie, w tych okresach obserwowany jest deficyt wody. Niskie natężenie przepływu wywiera negatywny wpływ na organizmy wodne żyjące w korytach cieków. Niżówka jest zatem zjawiskiem hydrologicznym, gospodarczym i społecznym.

Zmiany klimatyczne obserwowane w skali globalnej, w tym szczególnie wzrastająca temperatura powietrza (*IPCC Special Report... 2019*), powodują coraz większe zainteresowanie tematyką niżówek. Autorami pierwszych znaczących opracowań dotyczących niżówek w korytach polskich rzek byli: Z. Mikulski (1959), K. Dębski (1961), M. Zielińska (1963), B. Fal (1967) i I. Dynowska (1971). Obszar Karpat Polskich charakteryzuje się specyficznymi warunkami formowania się niżówek. Badania J. Koniar-Schaferowej dotyczyły uwarunkowań występowania niżówek w małych zlewniach Karpat Zachodnich między Sołą a Dunajcem. Autorka rozważała wpływ

budowy geologicznej (1968, 1975), powierzchni zlewni (1970) oraz przestrzennego zróżnicowania opadów (1971) na formowanie się nizin. Badania I. Dynowskiej (1971) przeprowadzone na obszarze Karpat Zachodnich wskazały, że najgłębsze niziny występują w rzekach Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego. Analizę przebiegu i czasu trwania nizin w górnych odcinkach Soły, Skawy, Raby i Dunajca przedstawił J. Punzet (1996), zwracając uwagę na specyfikę odpływu nizinowego ze zlewni Dunajca, spowodowaną względnie wysoką objętością wody odpływającej z tej zlewni podczas nizin.

Według kryterium wyznaczania nizin płytkiej i głębokiej, zaproponowanego przez H. Hisdała i in. (2004), progowe wartości natężenia przepływu w korycie Bystrzanki wyniosły:

dla nizin płytkich:

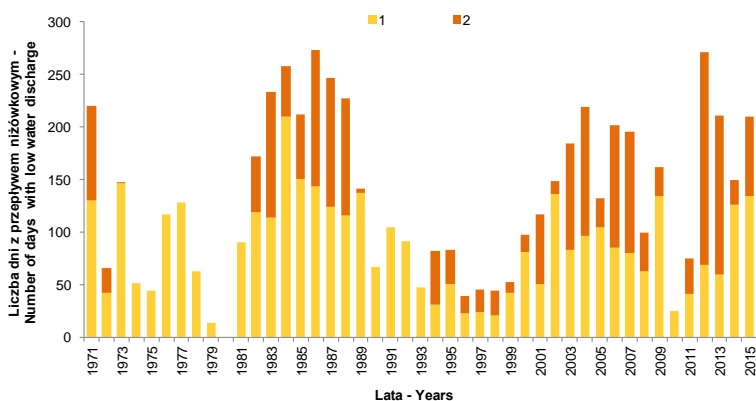
$$35 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} > Q_{np} > 12 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$$

dla nizin głębokich

$$Q_{ng} \leq 12 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$$

gdzie: Q_{np} – przepływ nizin płytkiej, Q_{ng} – przepływ nizin głębokiej.

Przepływy nizinowe ($Q_{np} \leq 35 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$) występowały średnio przez 140 dni w roku, w tym przepływ poniżej progu nizin płytkiej – przez 90 dni w roku i nizin głębokiej ($Q_{ng} \leq 12 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1}$) – przez 50 dni w roku. Największą liczebność dni z przepływem nizinowym stwierdzono w 1986 r. – 273 oraz w 2012 r. – 271, kiedy roczna suma odpływu ze zlewni wyniosła 86,5 mm. W 1980 r. nie stwierdzono wystąpienia przepływu nizinowego (ryc. 5.46). Największą liczbę dni z niziną głęboką również stwierdzono w 2012 r. – 202. Względnie wysoka liczba dni z przepływem nizinowym świadczy o dużej podatności małej zlewni pogórsko-beskidzkiej



Ryc. 5.46. Liczba dni z przepływem nizinowym w wieloletniu 1971-2015

Fig. 5.46. Number of days with low water discharge in the years 1971-2015

Objaśnienia / Explanations: 1 – przepływ poniżej progu nizin płytkiej / discharge below a shallow drought threshold, 2 – przepływ poniżej progu nizin głębokiej / discharge below a severe drought threshold

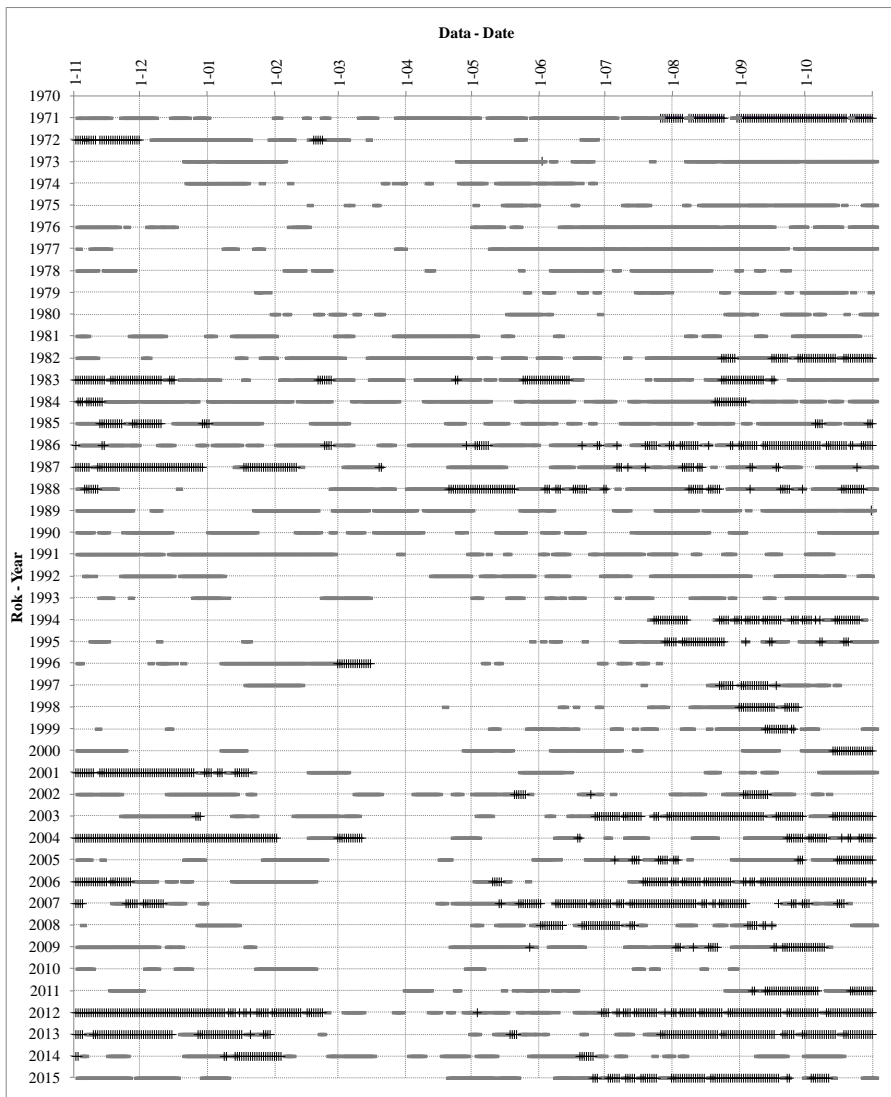
na występowanie tego zjawiska, w porównaniu z beskidzkimi i większymi zlewniami, np. Kamienicą Nawojowską w profilu Łabowa, gdzie liczba dni z przepływem niżówkowym jest o połowę mniejsza (Wałęga i in., 2016).

Liczba dni z przepływem niżówkowym charakteryzowała się dużym zróżnicowaniem w kolejnych latach okresu badań. Stwierdzono jednak występowanie kilku- do kilkunastoletnich okresów o zwiększonej liczbie dni w ciągu roku o natężeniu przepływu poniżej progu niżówki. Zwiększony czas trwania przepływów niżówkowych w korycie Bystrzanki wystąpił w latach 1982-1989 oraz od 2001 do 2015 r. Badania M. Kostucha w małych zlewnicach pienińskich potwierdziły, obserwowany również w zlewni Bystrzanki, wzrost niedoboru odpływu w czasie niżówek płytkich w latach 1982-1987. Podobne przebiegi czasu trwania przepływów niżówkowych w okresie wieloletnim obserwowano w zlewni Zagożdżonki (Kazowska, 2012). W zlewni Zgłowiączki (Bartczak, 2009) stwierdzono wzrost czasu trwania niżówek w latach 1990-1993, w których w zlewni Bystrzanki czas trwania przepływów niżówkowych był krótszy. Rozkład zjawiska niżówki jest zatem przestrzennie zróżnicowany, uzależniony od regionalnych lub lokalnych warunków pogodowych. Charakterystycznym jest występowanie przepływów poniżej progu niżówki głębokiej w kolejnych latach 1982-89, czego nie stwierdzono od 1973 r., oraz od 1994 do 2015 r. (z wyjątkiem 2010 r.). W latach 80. XX wieku niżówka głęboka występowała, gdy liczba dni z niżówką płytką przekraczała 115 dni, natomiast w ostatnich kilkunastu latach badań, obserwowana jest przy niższej, wynoszącej skrajnie ok. 20 dni liczbie dni z niżówką płytką, co dowodzi, że recesja natężenia przepływu następuje znacznie szybciej, w wyniku coraz częściej pojawiających się okresów posuch latem (patrz ryc. 5.13).

Dla każdego roku w omawianym wieloleciu przedstawiono czasowy przebieg przepływów niżówkowych w korycie Bystrzanki (ryc. 5.47) wskazujący na długotrwałość tych zjawisk i duże ograniczenie dopływu wody do koryta (niżówki głębokie) w latach 1982-1989 i po 2000 roku. Najczęściej okresy z przepływem niżówkowym rozpoczynały się w drugiej dekadzie lipca i trwały do połowy listopada.

Natężenie przepływów niżówkowych w korycie cieką uzależnione jest od dopływu wód podziemnych, w okresach braku zasilania przez opady atmosferyczne. W związku ze zróżnicowaniem wysokości opadów i ewapotranspiracji w przebiegu rocznym, warunki występowania niżówek są odmienne w chłodnej i ciepłej porze roku. Niżówki, które występują w półroczu zimowym (XI-IV), szczególnie w styczniu i lutym są spowodowane ujemną temperaturą powietrza, powodującą ograniczone zasilanie cieką. Niżówki występujące w półroczu letnim (V-X) są wywołane wysoką temperaturą powietrza, powodującą wysoką ewapotranspirację oraz zużyciem wody opadowej przez rośliny.

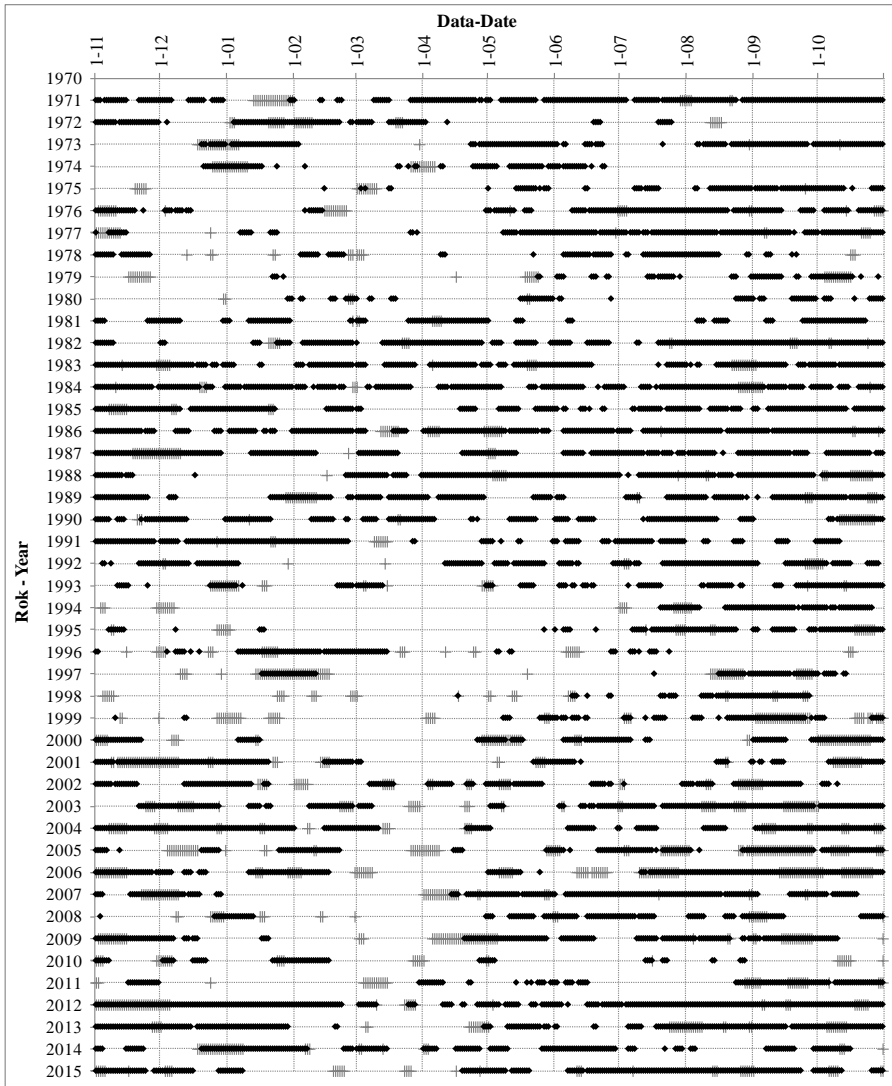
Zestawienie okresów susz meteorologicznych i przepływów niżówkowych w korycie cieką (ryc. 5.48) wskazuje, że nie każda niżówka jest poprzedzona suszą meteorologiczną i nie każda, nawet wielodniowa susza meteorologiczna, skutkuje wystąpieniem przepływu niżówkowego w korycie. Badanie równoczesności występowania obydwu zjawisk wskazuje, że przeciętnie w ciągu 27 dni w roku występują one równocześnie, przy średnio 33 dniach z suszą meteorologiczną i 130 dniach z przepływem niżówkowym w ciągu roku.



Ryc. 5.47. Przebieg przepływów niżówkowych w ciągu roku spełniających kryteria: niżówki płytkiej (szare prostokąty) i niżówki głębokiej (czarne krzyżyki) w korycie Bystrzanki

Fig. 5.47. The course of droughts discharges during the year: shallow drought (grey rectangles) and severe drought (black crosses) in the Bystrzanka channel

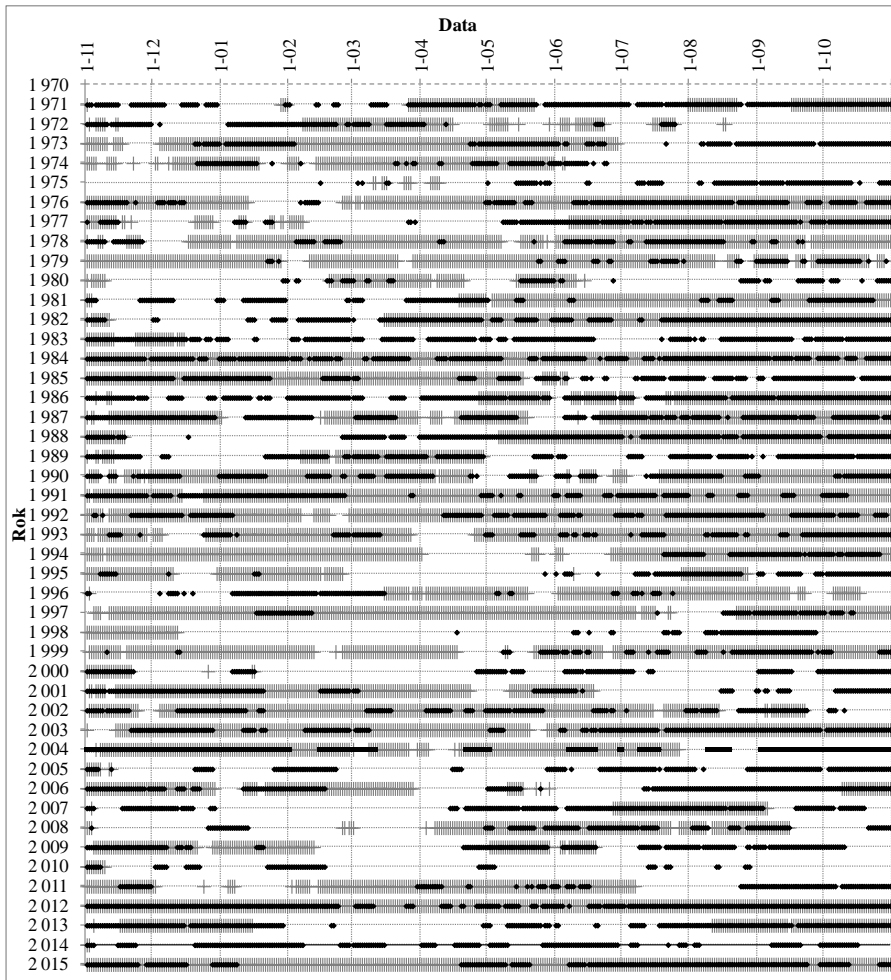
Do oceny wpływu wysokości opadu na występowanie niżówki zdecydowano się zastosować miarę względną, poprzez obliczenie odchylenia dobowej wysokości opadu w danym dniu względem średniej sumy opadu w danym dniu roku, obliczonej dla wielolecia 1971-2015. W odróżnieniu od kryterium wyróżniania susz meteorologicznych, którym jest brak opadu w ciągu kolejnych dni, zastosowana metodyka uwzględnia sumy opadów, które występując nawet przez kilka dni, nie zaspokajają deficytu wody na obszarze zlewni. Po skumulowaniu, dla każdego roku otrzymano ciąg liczbowy,



Ryc. 5.48. Okresy występowania susz meteorologicznych (szare krzyżyki) i przepływów niżówkowych (czarne kwadraty) w zlewni Bystrzanki

Fig. 5.48. Periods of occurrence of meteorological droughts (gray crosses) and streamflow drought (black squares) in the Bystrzanka catchment

okresowo rosnący, świadczący o nadmiarze opadu lub malejący, świadczący o jego deficycie, predysponujący taki okres do wystąpienia niżówki. Średnio w ciągu roku stwierdzono 201 dni z deficytem opadów. Najwięcej dni spełniających taki warunek, obejmujących cały rok hydrologiczny, wystąpiło w 1984, 2012 i 2015 r., najmniej, tylko 2 dni, w 2014 r. (ryc. 5.49). W taki sposób obliczony przebieg deficytu opadów i niżówek w korycie cieku skutkowało wystąpieniem średnio 109 dni w roku, kiedy równocześnie spełnione zostały obydwa kryteria. Zaproponowana miara oceny wpływu warunków opadowych na wielkość odpływu jest zatem bardziej „czuła”, lepiej określająca



Ryc. 5.49. Okresy występowania deficytu opadów (szare krzyżyki) i przepływów niżówkowych (czarne kwadraty) w zlewni Bystrzanki

Fig. 5.49. Periods of occurrence of rainfall deficit (gray crosses) and drought (black squares) in the Bystrzanka catchment

reakcją ograniczonego opadu na występowanie odpływu niżówkowego, niż wyróżnianie okresów posuchy. Prawdopodobną przyczyną jest szybka reakcja małej zlewni górskiej w relacji opad (brak opadu) – odpływ. Znacząca recesja odpływu w cieku nie wymaga zatem długotrwałego okresu bezopadowego.

Dla każdego z miesięcy określono uwarunkowania pojawienia się przepływu niżówkowego w korycie cieku, wynikające ze zmienności opadów atmosferycznych w przebiegu rocznym. Progowe wartości wyznaczono poprzez obliczenie odchyień sum opadów w okresach 5-, 10-, 15- i 20-dniowych, poprzedzających wystąpienie przepływu niżówkowego w korycie cieku, w stosunku do średnich sum w danym okresie, obliczonych dla wielolecia 1971-2015 (tab. 5.20). Odchylenia wysokości opadów w okresie zimowym (grudzień-marzec) nie są miarodajne za sprawą występowania

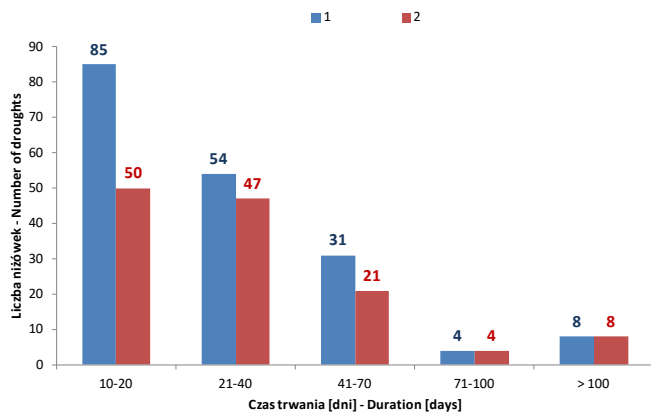
Tabela 5.20. Odchylenia sum opadów w wyróżnionych okresach poprzedzających niżówkę względem średnich sum obliczonych w zadanych przedziałach czasu w wieloleciu 1971-2015

Miesiąc	Liczba dni poprzedzających niżówkę			
	5	10	15	20
Listopad	-6,1	-4,0	15,5	30,2
Grudzień	-2,4	-4,9	-8,8	-11,4
Styczeń	-2,4	-4,2	8,4	9,2
Luty	5,5	4,4	11,4	9,7
Marzec	-3,9	-5,6	-7,6	-9,7
Kwiecień	-3,1	-8,3	-4,2	-7,9
Maj	-1,8	-9,2	-3,7	-6,4
Czerwiec	-12,9	-14,4	-0,6	-0,2
Lipiec	-10,7	-22,9	13,5	29,5
Sierpień	-11,0	-22,8	-1,4	27,7
Wrzesień	-12,1	-14,7	-1,8	4,8
Październik	-3,1	-4,0	-2,2	-2,3

opadów śnieżnych, których oddziaływanie hydrologiczne bywa przesunięte w czasie (opóźnione) lub ograniczone z powodu wzrostu parowania z pokrywy śnieżnej podczas gwałtownych roztopów. W okresie wiosennym (marzec-maj) deficyt opadów na poziomie kilku milimetrów jest wystarczający do wystąpienia przepływu niżówkowego. W okresie letnim (czerwiec-wrzesień) deficyt opadów niezbędny do wystąpienia przepływu niżówkowego jest większy, w okresie 10-dniowym przekraczający nawet 20 mm. W tej części roku dla wystąpienia niżówki wystarczającym jest 10-dniowy okres deficytu opadów, (w mm) podczas gdy w okresie wiosennym wystąpienie niżówki wymaga dłuższego czasu z deficytem opadów.

Obliczono roczne wysokości niedoboru odpływu niżówkowego (niedoboru niżówki), przyjmując założenia o stałym i zmiennym poziomie odcięcia, poprzez przeliczenie objętość niżówki na wysokość warstwy wody. Taka jednostka miary umożliwi porównywanie wyników ze zlewni o różnej wielkości. Średni roczny niedobór niżówki przy stałym poziomie odcięcia wyniósł 16,1 mm oraz 9,5 mm przy zmiennym poziomie odcięcia. W 1979 r. stwierdzono znikomą wysokość niedoboru niżówki, wynoszącą przy zmiennym i stałym poziomie odcięcia odpowiednio: 0,0 i 0,5 mm. Największy niedobór niżówki, niezależnie od zastosowanej metody obliczania, wystąpił w 2012 r. i wyniósł 32,6 mm przy zmiennym progu odcięcia i 48,5 mm przy stałym progu odcięcia.

Przyjmując kryterium stałego progu odcięcia dla niżówki i niżówki głębokiej, w okresie objętym badaniem wyróżniono 182 niżówki o czasie trwania od 10 dni (dolna granica długości wynikająca z przyjętego kryterium) do 195 dni. Porównanie liczby niżówek z wynikami uzyskanymi przez M. Kostucha (2004), przy zastosowaniu podobnych kryteriów delimitacji (czas trwania powyżej 11 dni), w dwóch zlewniach podobnej wielkości położonych w Beskidach Zachodnich (Biała Woda i Czarna Woda), lecz znacząco większej lesistości, wskazuje na 2-krotnie większą liczbę niżówek w zlewni Bystrzanki. Taka sytuacja ukazuje wpływ pokrycia terenu oraz zmian klimatycznych (głównie wzrostu temperatury powietrza) na liczebności niżówek i czas ich trwania.



Ryc. 5.50. Liczba niżówek w poszczególnych przedziałach czasu trwania w wieloletniu 1971-2015 wyróżnionych wg stałego (1) i zmiennego (2) progu niżówki

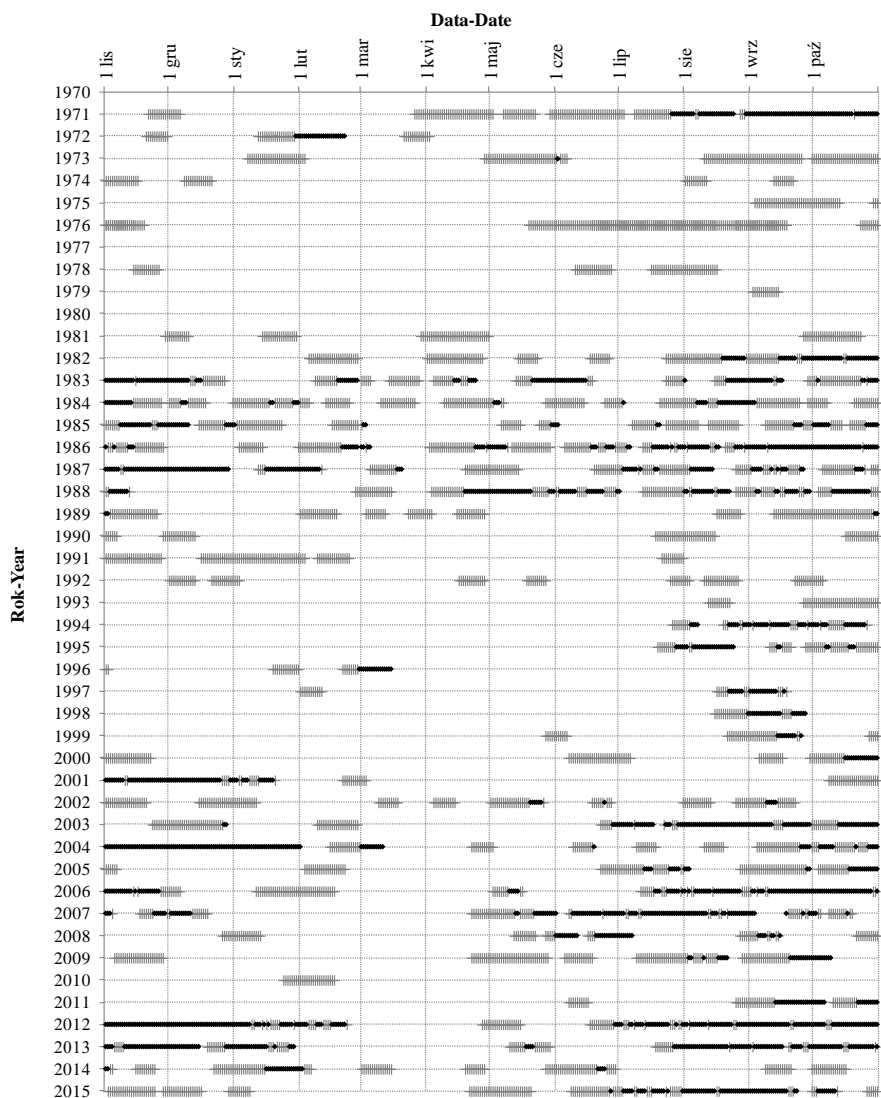
Fig. 5.50. The number of drought in individual duration intervals over the years 1971-2015 recognized by the permanent (1) and variable (2) drought threshold

Średnia długość pojedynczej niżówki wyniosła 32 dni. Grupując niżówki w poszczególnych przedziałach czasu ich trwania (ryc. 5.50), stwierdzono największą ich liczebność o czasie trwania 10-20 dni – 85 przypadków (47% ogółu zdarzeń). Liczba najdłużej trwających niżówek (powyżej 100 dni) wyniosła 8 (tab. 5.21). Najdłużej trwająca niżówka, przez 195 dni, wystąpiła między 22 lipca 2003 r. a 1 lutego 2004 r., podczas której wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego H_n wyniósł 34,8 mm (tab. 5.21). W grupie niżówek trwających powyżej 100 dni, tylko dwie wystąpiły w latach 80. XX wieku, natomiast pozostałe – po 2000 r.

Tabela 5.21. Najdłuższe okresy niżówkowe w korycie Bystrzanki w latach 1991-2015

	Data [od-do]	Czas trwania [dni]	Niedobór odpływu [mm]
1	22.07.2003-1.02.2004	195	34,8
2	17.06.2012-15.12.2012	182	32,7
3	23.07.1982-27.12.1982	158	21,3
4	10.10.2011-23.02.2012	137	23,1
5	20.08.1986-29.12.1986	132	21,8
6	11.07.2006-4.11.2006	117	20,9
7	29.09.2000-30.01.2001	114	18,5
8	8.06.2015-23.09.2015	108	17,2

Na rycinie 5.51 przedstawiono czasowy przebieg niżówek w poszczególnych latach, który skłania do wyciągnięcia wniosku o zmianach długości i przebiegu tego zjawiska w ciągu roku. W latach 1972-81 obserwowano nieliczne okresy niżówek płytkich, trwające maksymalnie do ok. 3 miesięcy. Od 1982 do 1988 r. wystąpiły liczne niżówki o różnym czasie trwania, przerywane względnie krótkimi okresami o przepływach średnich lub wezbraniowych. W okresie tym niżówki głębokie występowały przez ok. 40% czasu trwania niżówek. W latach 1993-1999 występowanie niżówek ograniczało



Ryc. 5.51. Przebieg niżówek w ciągu roku przy stałym progu odcięcia: niżówka płytka (szare krzyżyki) i niżówka głęboka (czarne kwadraty) w korycie Bystrzanki.

Fig. 5.51. The course of droughts during the year at a permanent cut-off threshold: shallow drought (grey crosses) and severe drought (black squares) in the Bystrzanka channel

się głównie do okresu późnego lata i jesieni. Po 2003 r. obserwowano częste występowanie niżówek długotrwałych, rozpoczynających się w lipcu lub sierpniu i trwających do stycznia lub lutego następnego roku. W niektórych latach badanego wielolecia udział niżówek głębokich przekraczał 70% czasu trwania niżówek.

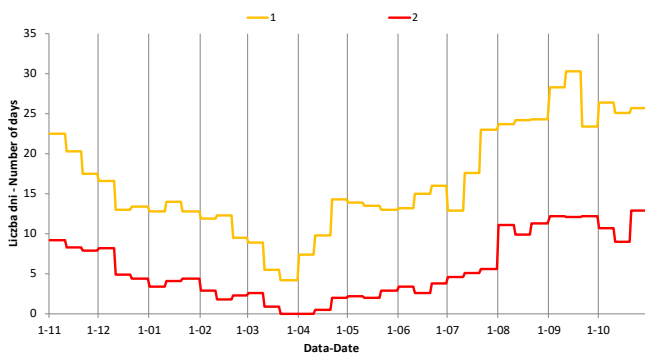
W ciągu roku występują zróżnicowane uwarunkowania powstawania niżówek, uzależnione od warunków klimatycznych i wegetacji roślin. Progowe wartości przepływów dla wyróżnienia niżówek w poszczególnych miesiącach roku hydrologicznego

zestawiono w tabeli 5.22. Średni czas trwania przepływów niżówkowych w korycie cieku, wyznaczony metodą zmiennych miesięcznych poziomów odcięcia, wyniósł średnio 106 dni rok⁻¹. Zatem był krótszy o 34 dni w porównaniu z pierwszą z zastosowanych metod. Liczba dni z niżówką głęboką, obliczona po zastosowaniu zmiennego progu odcięcia wyniosła średnio 20 dni rok⁻¹, a różnica wynikająca z przyjętej metody wyróżnienia wyniosła 26 dni. Największa liczba dni z przepływem niżówkowym, obliczonym tą metodą, wystąpiła w 2012 r. – 282 dni, natomiast liczba dni z przepływem poniżej progu odcięcia niżówki głębokiej w 2012 r. – 145 dni, podczas gdy przy zastosowaniu stałego poziomu odcięcia czas jej trwania wyniósł 202 dni.

Tabela 5.22. Progowe wartości natężenia przepływu przy zmiennym (miesięcznym) progu odcięcia niżówki (w $\text{dm}^3 \text{s}^{-1}$)

Miesiąc	Niżówka	Niżówka głęboka
Listopad	21,0	6,8
Grudzień	30,0	5,9
Styczeń	35,0	8,0
Luty	40,3	11,6
Marzec	58,0	18,0
Kwiecień	45,0	15,0
Maj	35,0	12,0
Czerwiec	31,0	10,0
Lipiec	26,0	7,0
Sierpień	16,0	3,4
Wrzesień	12,0	4,0
Październik	14,0	5,0

Przyjmując kryterium zmiennego progu odcięcia dla niżówki i niżówki głębokiej, w okresie objętym badaniem wyróżniono 130 niżówek o czasie trwania od 10 dni (dolna granica długości wynikająca z przyjętego kryterium) do 182 dni. Wyróżniono zatem 50 niżówek mniej niż przy stałym progu odcięcia. Największa liczba niżówek wystąpiła przy czasie trwania w przedziałach: 10-20 dni – 50 niżówek (38,4% przypadków) i 21-40 dni – 47 niżówek (36,2% przypadków). Średnia długość pojedynczej niżówki



Ryc. 5.52. Średnia dekadowa częstość dni z niżówką (1) i niżówką głęboką (2) w ciągu roku

Fig. 5.52. Average decades frequency of days below drought discharge threshold (1) and severe drought discharge threshold (2) during year 115

wyniosła 35 dni. Zastosowanie zmiennego progu odcięcia spowodowało zmniejszenie liczby niżówek i wydłużenie czasu trwania pojedynczego zdarzenia o 3 dni.

Na podstawie częstości wystąpienia przepływu niżówkowego w danym dniu roku (data dzienna) sporządzono uśredniony przebieg tego zjawiska w roku z podziałem na okresy 10- (11-) dniowe (ryc. 5.52). Przez ponad połowę okresu badań (minimum 23 lata) niżówka występowała od trzeciej dekady lipca do drugiej dekady listopada. Najmniejszą częstość niżówki stwierdzono w 2. i 3. dekadzie marca, a niżówki głębokiej dodatkowo na początku kwietnia. Przebieg niżówek w zlewni Bystrzanki w ciągu roku jest w dużej mierze zgodny z innymi wynikami badań przeprowadzonych na obszarze Karpat Zachodnich. Z. Mikulski (1959) i B. Biernat (1977) na tym obszarze wyróżnili niżówki „jesienne” (wrzesień-październik). W zlewni Bystrzanki dużą frekwencję niżówek stwierdzono już w sierpniu, trwającą do listopada. Uzyskane wyniki rozkładu niżówek w ciągu roku w badanej zlewni są również zgodne z wnioskami wynikającymi z badań w zlewni Raby (Raczyński 2015) i w zlewni Wisłoki (Baran-Gurgul i Raczyński, 2016).

Podsumowując, średnia liczba dni w roku z przepływem spełniającym kryterium niżówki wyniosła 140 (przy stałym progu odcięcia) i 106 (przy zmiennym progu odcięcia). Średnia liczba dni w roku z niżówką wyróżnioną wg przyjętych kryteriów, przy stałym progu odcięcia wyniosła 130, w tym z niżówką głęboką – 46. Stosując delimitację z zastosowaniem zmiennych (miesięcznych) progów niżówek, średnia liczba dni z niżówką w roku wyniosła 96 dni, w tym z niżówką głęboką – 17 dni.

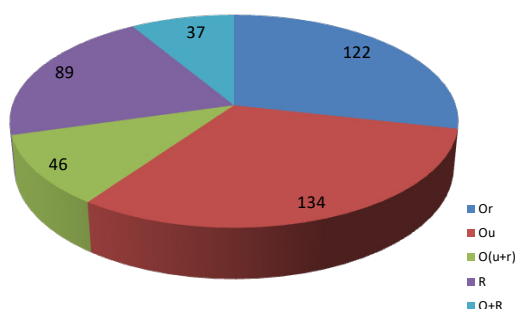
5.6.3. Wezbrania

Intensywne opady lub roztopy, wywołujące wzrost natężenia przepływu, powodują powstawanie wezbrań w korycie rzecznym. Geneza dostawy wody (roztopowa lub opadowa), powierzchnia obszaru alimentacji wody zasilającej ciek (opad o wysokiej intensywności, lecz niewielkim zasięgu przestrzennym, obejmujący czasem tylko fragment zlewni), wysokość i rozkład opadu w czasie, w powiązaniu z charakterem pokrycia terenu, gęstością rozcięć liniowych i innymi czynnikami, wpływają na przebieg wezbrań. Małe zlewnie rzeczne, szczególnie na obszarach górskich, są wyjątkowo podatne na występowanie gwałtownych wezbrań i powodzi, zwanych powodziami „błyskawicznymi” (*flash floods*), charakteryzujących się bardzo krótkim czasem koncentracji, dużym wzrostem natężenia przepływu w korycie cieku i często poza korytem. W ocenie podatności na występowanie gwałtownych wezbrań i powodzi, przeprowadzonej przez T. Bryndalę (2014a) dla małych zlewni karpackich, regionów i gmin, obszar zlewni Bystrzanki, Beskidu Niskiego i gminy Gorlice mają bardzo niskie wartości wskaźników predysponujących je do wystąpienia gwałtownych wezbrań. Intensywne opady o krótkim czasie trwania występują najczęściej na niewielkich obszarach, nie przekraczających 25 km² (Lenart, 1993). Najbardziej gwałtowne powodzie w polskiej, słowackiej i rumuńskiej części Karpat występują w zlewniach o powierzchni mniejszej niż 40 km² (Bryndał, 2014b). Powodzie „błyskawiczne” mają najbardziej niszczycielski

charakter spośród katastrof naturalnych (Baredo, 2007) i odgrywają decydującą rolę w modelowaniu koryt rzecznych (Froehlich, 1975; Lach i Wyżga, 2002; Krzemień, 2003; Kijowska-Strugała, 2015; Kijowska-Strugała i in., 2017). Na generowanie wysokiego spływu wody z małych zlewni wywierają wpływ czynniki klimatyczne (suma i maksymalne natężenie opadu, czas jego trwania i powierzchnia zlewni objęta opadem o wysokim natężeniu w stosunku do całej zlewni) oraz parametry fizjograficzne zlewni (Bryndal, 2014a). W małych zlewniach występuje również względnie szybkie zmniejszanie się odpływu korytowego, spowodowane deficytem opadów i ograniczeniem zasilania podziemnego. Można zatem mówić o dużej wrażliwości małych zlewni na warunki pogodowe, zmieniające się w krótkich (kilkugodzinnych lub kilkudniowych) okresach czasu.

W przypadku cieków górskiego, jakim jest Bystrzanka, hydrogram odpływu bywa bardzo dynamiczny, charakteryzujący się krótkim czasem koncentracji wezbrania, często kilkukrotnym przyrostem natężenia przepływu i kilkoma jego kulminacjami. Ponadto, deniwelacje terenu wymuszają piętrowość termiczną (niższa temperatura powietrza w beskidzkiej części zlewni), która w powiązaniu z pokryciem terenu (w beskidzkiej części zlewni występuje las) powoduje opóźnienie odpływu wód roztopowych z beskidzkiej części zlewni Bystrzanki. Zdarzają się zatem sytuacje, kiedy wcześniej obserwowane są wezbrania roztopowe związane z topnieniem pokrywy śnieżnej w pogórskiej części zlewni, a później – wywołane odpływem z części beskidzkiej.

Łączna liczba wezbrań w okresie omawianych 45 lat wyniosła 428 (ryc. 5.53). Przyjmując kryteria genetyczne (Lambor, 1965), liczba wezbrań opadowych [Or+Ou+O(u+r)] wyniosła 302, które stanowiły łącznie 70,6% ogólnej liczby wezbrań. Dominacja wezbrań opadowych jest zgodna z przestrzennym rozkładem typów wezbrań zaprezentowanym przez J. Stachy'ego i B. Fal (1986) na obszarze Polski. Spośród wyróżnionych powyżej kategorii wezbrań, najliczniej wystąpiły wezbrania „opadowe ulewne” (O_u) w liczbie 134, stanowiące 31,3% ogółu wezbrań. Wezbrania roztopowe, w liczbie 89, stanowiły 20,6% ogółu przypadków. Liczba wezbrań w poszczególnych latach była bardzo zróżnicowana, od 2 w 2012 r. do 22 w 2010 r. i charakteryzowała

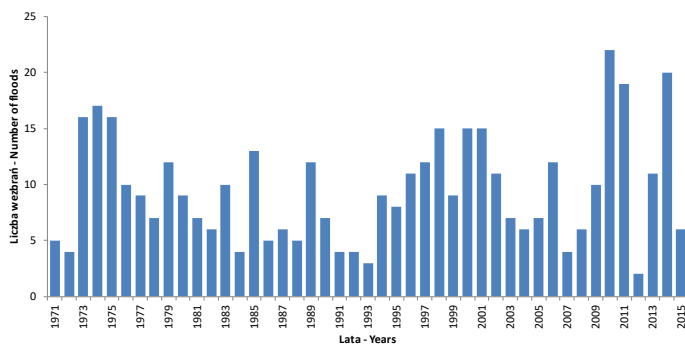


Ryc. 5.53. Liczebność wezbrań wyróżnionych wg klasyfikacji genetycznej w latach 1971-2015.

Fig. 5.53. Number of floods distinguished by genetic classification in 1971-2015

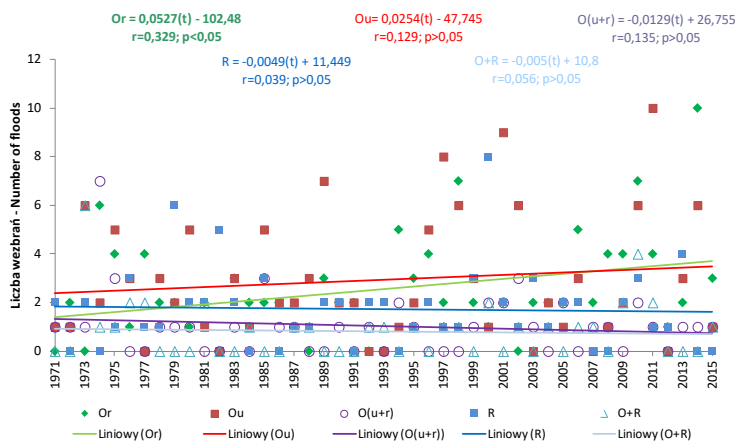
Objaśnienia / Explanation: Or – opadowe rozlewne / floods after continuous rainfall, Ou – opadowe ulewne / floods after downpour, O(u+r) – po opadzie o zróżnicowanym natężeniu: ulewnym (u) i rozlewnym (r) / floods after rainfall of varying intensity: downpour (u) and continuous (r), R – roztopowe / snowmelt floods, O+R – mieszane (opadowo-roztopowe) / mixed (rainfall-snowmelt) floods

się dużą zmiennością z roku na rok (ryc. 5.54). Zbadano, czy w kolejnych latach omawianego wielolecia zarysowują się trendy liczby wezbrań wyróżnionych wg podziału genetycznego. Jedynie liczebność wezbrań opadowych rozlewnych wykazała tendencję wzrostową ($r=0,329$) (ryc. 5.55). Liczba dni z przepływem wezbraniowym wyniosła średnio 19 dni w roku i wykazywała zróżnicowanie od 2 dni (2012 r.) do 38 dni (1977 r.).



Ryc. 5.54. Liczebność wezbrań w korycie Bystrzanki w latach 1971-2015

Fig. 5.54. Number of floods in the Bystrzanka channel in 1971-2015



Ryc. 5.55. Tendencje liczebności wezbrań wg poszczególnych genetycznych typów w okresie 45 lat badań

Fig. 5.55. Trends in the number of floods by individual genetic types during the 45 years of research

Objaśnienia jak na ryc. 5.53 / Explanations as in fig. 5.53

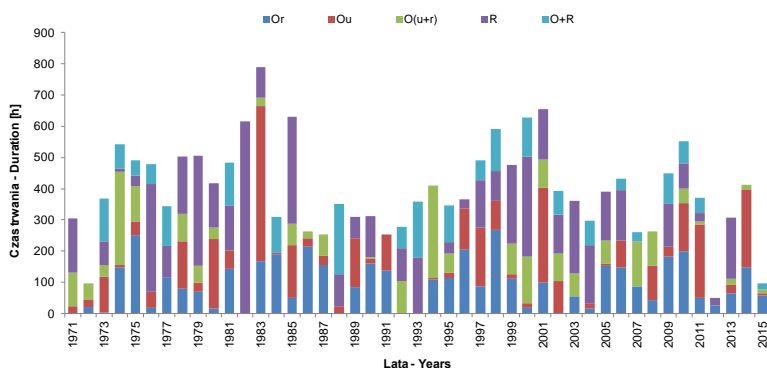
Czas trwania wezbrań wyniósł 17 850 godzin, stanowiąc 4,6% czasu trwania wielolecia 1971-2015 (tab. 5.23). Najdłuższy łączny czas trwania dotyczył wezbrań roztopowych (5569 godzin), które charakteryzowały się również najdłuższym średnim czasem trwania pojedynczego wezbrania wynoszącym 62,6 godziny i najdłuższym czasem koncentracji – 22,6 godziny. Najkrócej trwało pojedyncze wezbranie opadowe ulewne – 26,6 godziny. Wezbrania tego typu charakteryzowały się również najkrótszym średnim czasem koncentracji, który wyniósł 6,1 godziny. Obliczony

Tabela 5.23. Charakterystyki genetycznych typów wezbrań w korycie Bystrzanki w latach 1971-2015

	Genetyczny typ wezbrania					Ogółem
	O _r	O _u	O _(u+r)	R	O+R	
Liczba						
ogółem	122	134	46	89	37	428
Czas trwania						
ogółem	4265	3567	2373	5569	2077	17850
średni	35,0	26,6	51,6	62,6	56,1	41,7
Czas koncentracji [h]						
ogółem	1793	817	856	2011	636	6113
średni	14,7	6,1	18,6	22,6	17,2	15,8
Odpływ [mm]						
ogółem	1037,0	1542,3	759,0	765,4	362,6	4466,5
średnia	8,5	11,5	16,5	8,6	9,8	10,4
Przepływ maksymalny [dm ³ s ⁻¹]						
średnia	2101	5975	4132	2417	2526	

Objaśnienia jak na ryc. 5.53

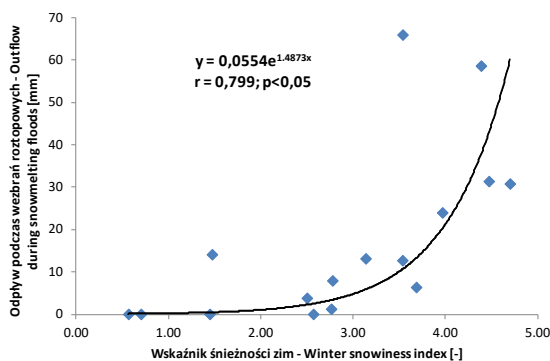
na podstawie 45-letniej serii badań średni czas trwania poszczególnych typów genetycznych wezbrań jest zbliżony do wyników uzyskanych przez R. Soję (1981), który przeprowadził analizę wezbrań w korycie Bystrzanki w latach 1969-1974. W ujęciu wieloletnim średni czas trwania wezbrań w ciągu roku wyniósł 397 godzin, natomiast w poszczególnych latach kształtował się od 50 godzin w 2012 r. do 790 w 1983 r. (ryc. 5.56). W okresie badań nie stwierdzono statystycznie istotnych trendów liczby wezbrań i czasu ich trwania. Spośród wyróżnionych genetycznych typów tylko wezbrania opadowe rozlewne (Or) charakteryzował wzrost czasu trwania, skorelowany z dodatnim trendem ich liczebności.



Ryc. 5.56. Czas trwania poszczególnych genetycznych typów wezbrań w kolejnych latach wielolecia 1971-2015

Fig. 5.56. The duration of individual genetic types of floods in subsequent years of the years 1971-2015
Objaśnienia jak na ryc. 5.53 / Explanations as in fig. 5.53

W okresie ostatnich kilkunastu lat (po 2000 r.) obserwowane jest skrócenie czasu trwania wezbrań roztopowych, potwierdzone statystycznie istotnym współczynnikiem trendu ($\alpha = -0,735$) mimo, iż w latach 1971-2015 nie stwierdzono trendu rocznej sumy opadu w postaci śniegu. Zmianie czasu trwania wezbrań roztopowych sprzyja szybki wzrost temperatury powietrza w kolejnych dniach na przełomie zimy i wiosny, czego efektem jest coraz krótszy czas trwania termicznego przedwiośnia (Bochenek, 2016a). Zalegająca pokrywa śnieżna podlega intensywnemu parowaniu, przez co objętość topniejącej wody, zasilającej koryto rzeczne, jest ograniczona. Potwierdza to wykładnicza (statystycznie istotna) zależność między wskaźnikiem śnieżności zim (W_{sn}) (Paczos 1982) i odpływem wód roztopowych (ryc. 5.57).



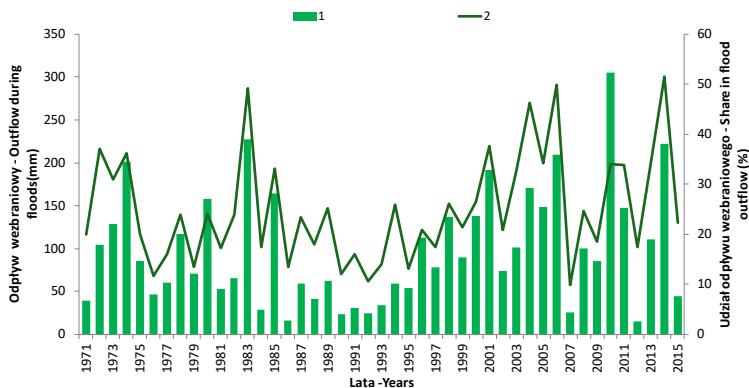
Ryc. 5.57. Zależność między wskaźnikiem śnieżności zim (W_{sn}) a odpływem podczas wezbrań roztopowych w latach 2000-2015.

Fig. 5.57. The relationship between the winter snowiness index (W_{sn}) and the outflow during snowmelt in 2000-2015

Warstwa odpływu wezbraniowego, przekraczającego Q_{gr} , wyniosła 4466,3 mm, stanowiąc 26,7% odpływu w badanym okresie. Największą objętość wody odprowadziły ze zlewni Bystrzanki wezbrania opadowe ulewne (O_u) – 1572,1 mm, których udział stanowił 35,2% w odprowadzaniu wód wezbraniowych i był znacząco wyższy w porównaniu z pozostałymi typami wezbrań. Analizując rolę pojedynczego wezbrania w wielkości odpływu stwierdzono, że wezbranie opadowe ulewno-rozlewne (O_u+r) odprowadzało największą objętość ze zlewni, która po przeliczeniu na warstwę wody wyniosła 16,5 mm.

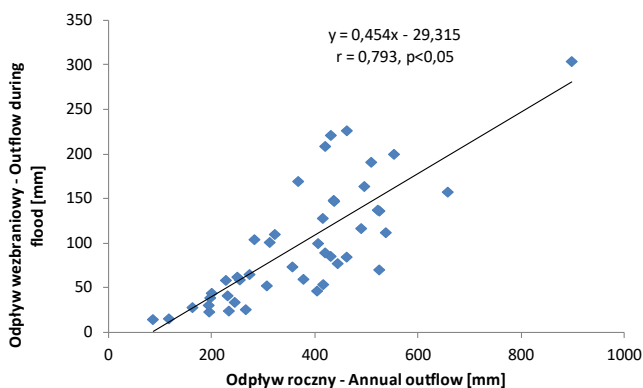
W omawianym wieloleciu 1971-2015 średni roczny odpływ wezbraniowy wyniósł 99,3 mm, wykazując zmienność od 15,0 mm w 2012 r. do 304,8 mm w 2010 r. (ryc. 5.58). Jego udział w rocznym odpływie ze zlewni kształtował się od 9,8% w 2007 r. do 51,5% w 2014 r. Odpływ wezbraniowy w największym stopniu determinuje wielkość odpływu rocznego. Uzyskana zależność jest statystycznie istotna, potwierdzona wysokim współczynnikiem korelacji liniowej (ryc. 5.59).

Obliczone średnie roczne: liczba wezbrań, czas trwania i wysokości warstwy wody w okresach 5-letnich wskazują, że omawiane parametry nie są między sobą zależne, np. w latach 1981-85 stwierdzono względnie niewielką liczbę wezbrań i równocześnie najdłuższy łączny czas ich trwania w odróżnieniu od ostatniego okresu (2011-2015), kiedy liczba wezbrań była wysoka, lecz łączny czas ich trwania – krótki (ryc. 5.60).



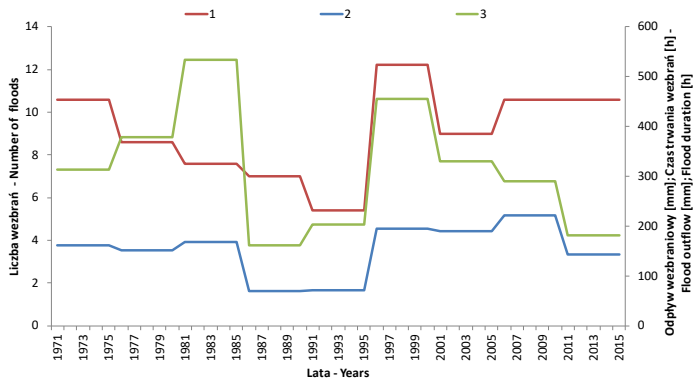
Ryc. 5.58. Wielkość odpływu wezbraniowego i jego udział w odpływie rocznym

Fig. 5.58. The amount of flood outflow and its share in the annual outflow
 Objaśnienia / Explanations: 1 – odpływ wezbraniowy / outflow during floods, 2 – udział odpływu wezbraniowego w odpływie rocznym / the share of outflow during floods in annual outflow



Ryc. 5.59. Zależność między rocznym odpływem wezbraniowym a odpływem całkowitym ze zlewni Bystrzanki

Fig. 5.59. The relationship between the annual flood outflow and the total outflow from the Bystrzanki catchment

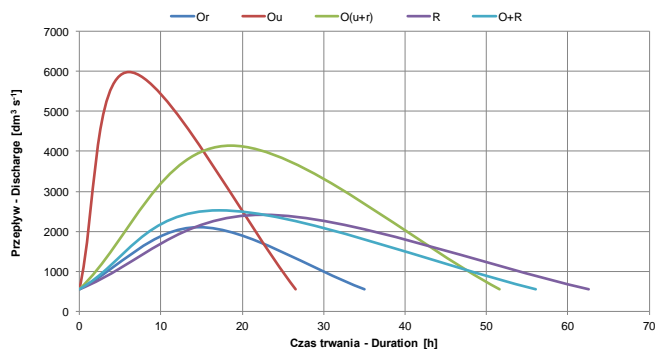


Ryc. 5.60. Średnie 5-letnie wartości parametrów wezbrań

Fig. 5.60. 5-years average values of flood parameter
 Objaśnienia / Explanations: 1 – liczba wezbrań / number of floods, 2 – odpływ wezbraniowy / outflow during floods, 3 – czas trwania wezbrań / flood duration

W wieloleciu 2006-2010, przy zbliżonym do średniego łącznym czasie trwania wezbrań, wystąpił najwyższy odpływ wezbraniowy.

Na podstawie omówionych średnich parametrów poszczególnych typów wezbrań: czasu koncentracji, czasu trwania i maksymalnego przepływu, stworzono modelowe hydrogramy genetycznych typów wezbrań w korycie Bystrzanki (ryc. 5.61).



Ryc. 5.61. Uśrednione hydrogramy genetycznych typów wezbrań w korycie Bystrzanki

Fig. 5.61. Averaged hydrographs of genetic types of floods in the Bystrzanka channel
Objaśnienia jak na ryc. 5.53 / Explanations as in fig. 5.53

Oprócz klasyfikacji genetycznej wezbrań, zastosowano inną klasyfikację, uwzględniającą wielkość maksymalnego przepływu. Progowe wartości natężenia przepływu dla poszczególnych klas wezbrań w półroczach hydrologicznych, obliczone na podstawie przepływów charakterystycznych wieloletnich, przedstawiono w tabeli 5.24.

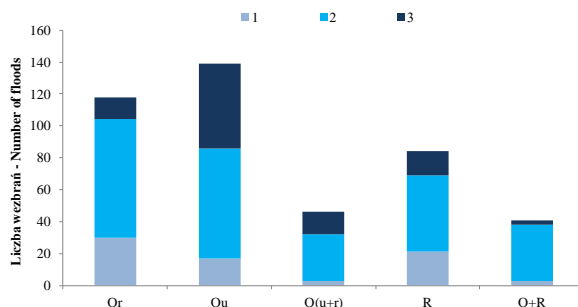
Tabela 5.24. Progowe wartości natężenia przepływu dla wezbrań w poszczególnych klasach wielkości wyróżnionych na podstawie maksymalnego przepływu w półroczach hydrologicznych (dm³ s⁻¹)

Klasa wezbrania	Półrocze zimowe	Półrocze letnie
Wezbrania małe	593-860	493-530
Wezbrania duże	861-1982	531-3117
Wezbrania wielkie	>1982	>3117

W badanym okresie wyróżniono 74 wezbrania małe (17,3%), 255 wezbrań dużych (zwykłych) (59,6%) i 99 wezbrań wielkich (23,1%). Największa częstość wezbrań małych wystąpiła w 2014 r. – 6, wezbrań średnich w 1974 r. – 11 i wezbrań wielkich w 2010 r. – 10. Liczba wezbrań wg kryterium maksymalnego przepływu, niezależnie od klasy wielkości, w badanym wieloleciu nie wykazywała statystycznie istotnych trendów zmian. Warstwa wody wyniesionej ze zlewni przez wezbrania różnej wielkości i udział w odpływie wezbraniowym, kształtowały się następująco:

- wezbrania małe – 138,2 mm (3,1%)
- wezbrania duże (zwykłe) – 1610,1 mm (36,1%)
- wezbrania wielkie – 2718,0 mm (60,9%).

W kolejnym etapie analizy wezbrań, połączono obydwie klasyfikacje i określono liczebność oraz wydajność poszczególnych typów wezbrań, wyróżnionych ze względu na genezę i wielkość (ryc. 5.62). Pod względem liczebności, stwierdzono najwięcej wezbrań „opadowych rozlewnych – dużych” – 74 oraz „opadowych ulewnych – zwykłych” – 69, stanowiących łącznie 33,4% ogółu przypadków. Wezbrania małe najliczniej wystąpiły w grupie „opadowych rozlewnych” – 30 wezbrań, natomiast wezbrania wielkie – w grupie wezbrań „opadowych ulewnych” – 53 przypadki.

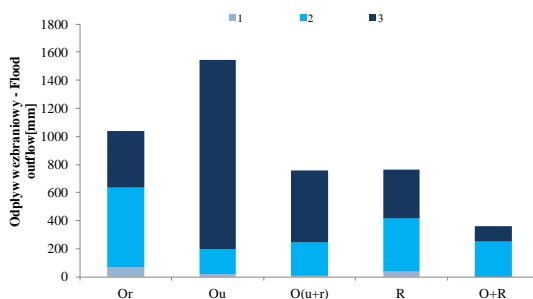


Ryc. 5.62. Liczba wezbrań o różnej genezie w poszczególnych klasach wielkości w wieloleciu 1971-2015

Fig. 5.62. The number of floods of different genesis in individual size classes in the years 1971-2015

Objaśnienia jak na ryc. 5.53 / Explanations as in fig. 5.53, 1 – wezbrania małe / small floods, 2 – wezbrania duże / large floods, 3 – wezbrania wielkie / great floods

Wysokość warstwy odpływu oraz udział objętości wody wyniesionej ze zlewni Bystrzanki podczas wezbrań o różnej genezie i wielkości były zróżnicowane (ryc. 5.63). Podczas wezbrań opadowych ulewnych aż 87% objętości wody zostało wyniesione przez wezbrania wielkie (1277,0 mm), nieco mniejsza była rola wezbrań tej wielkości podczas wezbrań opadowych ulewno-rozlewnych – 67% (448,1 mm). Większość wody spływającej ze zlewni podczas wezbrań opadowych rozlewnych, roztopowych i mieszanych wyniosły wezbrania duże (zwykłe), odpowiednio: 55% (442,4 mm), 50% (336,4 mm) i 68% (236,9 mm).

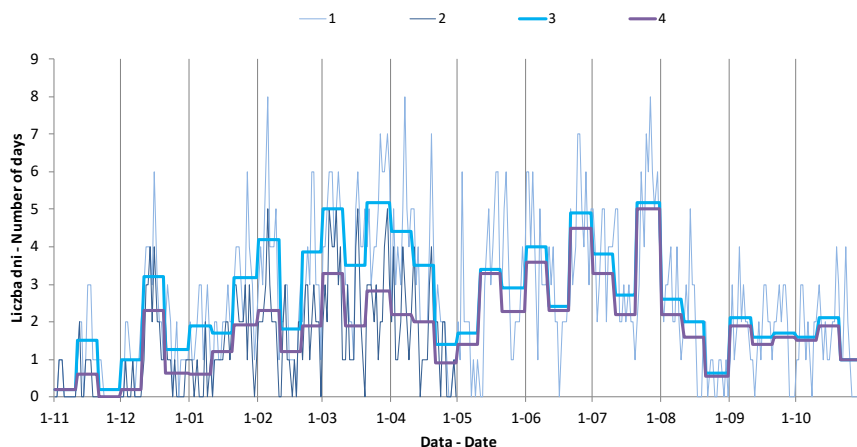


Ryc. 5.63. Odpływ podczas wezbrań różnego typu w poszczególnych klasach wielkości w wieloleciu 1971-2015

Fig. 5.63. The outflow during floods of various types in individual size classes in the years 1971-2015

Objaśnienia jak na ryc. 5.53 / Explanations as in fig. 5.53, 1 – wezbrania małe / small floods, 2 – wezbrania duże / large floods, 3 – wezbrania wielkie / great floods

Na podstawie liczby wystąpień wezbrań dla kolejnych dni przedstawiono przebieg tego zjawiska w ciągu roku hydrologicznego, uzupełniając wykres o dane uśrednione, obliczone dla okresów 10(11) – dniowych (ryc. 5.64). Największą liczebność wezbrań stwierdzono dla daty dziennej 5 lutego – 8. Uwzględniając średnie 10(11) – dniowe, największą liczbę dni z wezbraniem stwierdzono w 1. i 3. dekadzie marca oraz w 3. dekadzie lipca, kiedy średnia liczba wezbrań wyniosła 5,2. Na początku listopada oraz na przełomie listopada i grudnia frekwencja wezbrań była najmniejsza. W badanym wieloleciu w tych dwóch dekadach wezbrania wystąpiły odpowiednio w ciągu 2 i 3 dni. Największą częstość wezbrań dużych i wielkich (po 7) stwierdzono dla dat dziennych: 25 czerwca oraz 25 i 27 lipca. Dla 3. dekady lipca obliczono największą średnią dekadową częstość wezbrań dla tych dwóch kategorii wielkości, wynoszącą 5,0 wezbrań w danym dniu.



Ryc. 5.64. Częstość dni z wezbraniem (w tym z wezbraniem dużym i wielkim) w poszczególnych dniach (dekadach) roku hydrologicznego

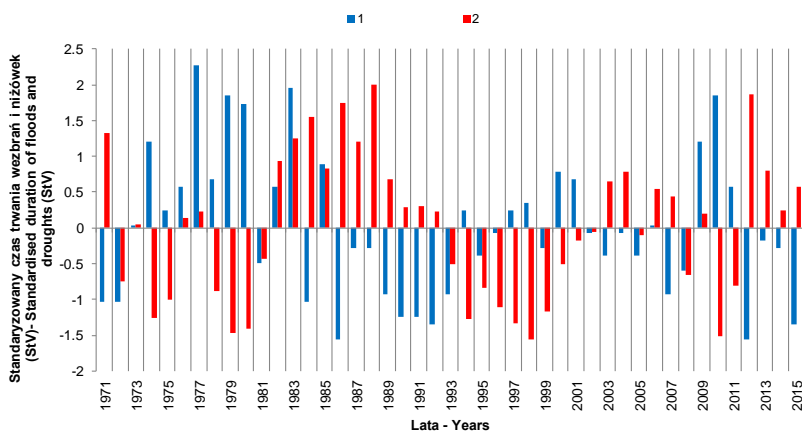
Fig. 5.64. Frequency of days with flood (including large and great flood) on particular days (decades) of the hydrological year

Objaśnienia / Explanations: 1 – liczba wezbrań w danym dniu roku / number of floods in specific day of the year, 2 – liczba wezbrań dużych i wielkich w danym dniu roku / number of large and great floods in specific day of the year, 3 – liczba wezbrań w danej dekadzie roku / number of floods in specific decade of the year, 4 – liczba wezbrań dużych i wielkich w danej dekadzie roku / number of large and great floods in specific decade of the year

5.6.4. Czas trwania i wielkość odpływu podczas niżówek i wezbrań

Liczba dni w roku z występowaniem przepływu wezbraniowego wynosiła od 2 do 38, natomiast liczba dni z przepływem poniżej progu niżówki – od 64 do 312. Czas trwania wezbrań i niżówek w ciągu roku zamknął się w różnych zakresach zmian, stąd porównywanie natężenia obydwu zjawisk w 45-letnim okresie badań umożliwia zastosowanie wartości standaryzowanych (StV), obliczonych na podstawie liczby dni z wezbraniem i niżówką w danym roku.

W badanym okresie 45 lat, zarówno czas trwania wezbrań jak i niżówek cechował się kilkuletnimi fluktuacjami liczebności dni w roku, wyraźnie zarysowanymi w latach 80. i 90. XX w. (ryc. 5.65). Dekada lat 70. XX wieku charakteryzowała się względnie wysoką liczebnością dni wezbraniowych. W latach 80. nastąpił wzrost liczby dni z przepływem niżówkowym. Kolejna dekada, lata 90., cechowała się przeciętną liczbą dni z wezbraniem i względnie małą – dni z niżówką. Od początku XXI w., w kolejnych latach obserwowana jest duża zmienność czasu trwania niżówek i wezbrań.

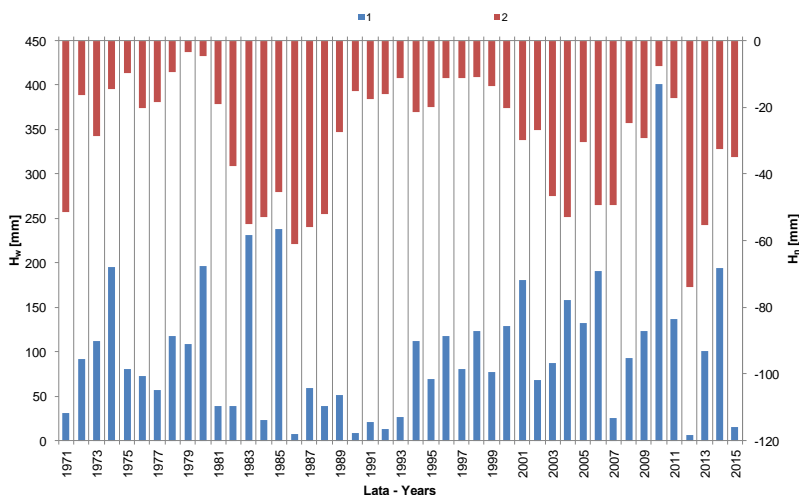


Ryc. 5.65. Standaryzowana liczebność dni z wezbraniem (1) i niżówką (2) w korycie Bystrzanki w latach 1971-2015

Fig. 5.65. Standardized number of days with floods (1) and drought (2) in the Bystrzanka channel in 1971-2015

Obliczono wysokość warstwy wody odpływającej ze zlewni jako wskaźnik nadmiaru wody H_w w czasie trwania wezbrań, powyżej granicznego przepływu wezbrania, obliczonego dla obydwu półroczy hydrologicznych oraz wskaźnik niedoboru odpływu H_n , podczas niżówek wyróżnionych na podstawie miesięcznych progów odcięcia (ryc. 5.66). Najwyższa, wyjątkowo wysoka warstwa wody odpłynęła podczas wezbrań w 2010 r. – 400,8 mm; znacznie niższą sumę nadmiaru odpływu stwierdzono w 1985 r., która wyniosła 238,2 mm. Najniższa roczna warstwa odpływu wezbraniowego, która wystąpiła w 2012 r, wyniosła zaledwie 6,7 mm. Wskaźnik niedoboru odpływu H_n charakteryzował się fluktuacjami, przejawiającymi się występowaniem po sobie kilku kolejnych lat ze względnie dużym niedoborem odpływu, nawiązującym do czasu trwania przepływów niżówkowych. Taka sytuacja wystąpiła w kolejnych latach okresach: 1983-1988, 2003-2007 i 2012-2015, kiedy roczny niedobór odpływu przekraczał 50 mm. Zakres jego zmian zamknął się w granicach od 3,5 mm (1979 r.) do 73,9 mm (2012 r.).

Zarówno liczba dni w roku z wezbraniem, jak i z niżówką nie wykazała trendu w badanym wieloleciu. Zbadano, czy w krótszych, dekadowych okresach czasu ujawniają się tendencje rozwojowe. Spośród 36 dekad w ciągu roku, statystycznie istotny, ujemny ($\alpha=0,032$) trend liczby dni z wezbraniem wystąpił tylko w 2. dekadzie stycznia. Liczebność niżówek wykazała statystycznie istotne tendencje rozwojowe w 5 dekadach



Ryc. 5.66. Wskaźnik nadmiaru odpływu podczas wezbrań (H_w) i niedobór odpływu podczas niżówek (H_n) w latach 1971-2015

Fig. 5.66. Outflow excess during floods (H_w) and outflow deficit during droughts (H_n) in 1971-2015

Objaśnienia / Explanations: 1 - H_w , 2 - H_n

w ciągu roku, dodatnie: w 3. dekadzie grudnia i 1. dekadzie stycznia (w obydwu okresach $\alpha=0,12$) oraz ujemne, w trzech kolejnych dekadach: od 3. dekady marca do 2. dekady kwietnia, przy współczynnikach trendu α wynoszących kolejno: $-0,075$; $-0,083$ i $-0,095$.

Analiza występujących tendencji wskazuje na skracanie się czasu trwania wezbrań przy równoczesnym wzroście czasu trwania przepływów niżówkowych.

5.6.5. Przepływy maksymalne o zadanym prawdopodobieństwie w korycie Bystrzanki

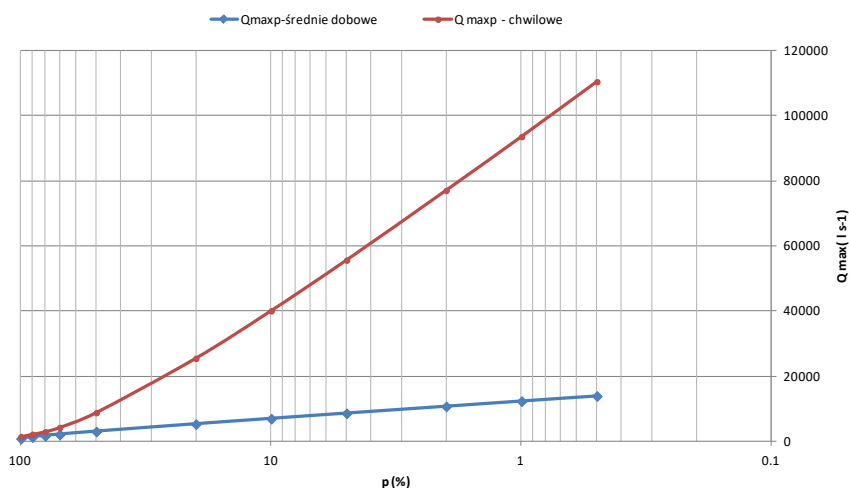
Dla zlewni Bystrzanki obliczone zostały przepływy o określonym prawdopodobieństwie. W tym celu posłużono się dwiema metodami obliczeń: metodą Punzeta (1977) i metodą Pearsona typ III (Byczkowski, 1999). Pierwsza z metod, oparta na założeniach teoretycznych, wypracowanych przez jej autora, zaliczana jest do grupy metod analogii hydrologicznej i nie uwzględnia danych pochodzących z bezpośrednich pomiarów odpływu z danej zlewni. Metoda ta poddana została weryfikacji, wskazującej na możliwość jej stosowania w zlewniach karpaccich (Wałęga i Młyński, 2015). Zastosował ją również w swojej pracy R. Soja (1981), podając wielkość przepływów o zadanym prawdopodobieństwie w korycie Bystrzanki (tab. 5.25). Metoda ta została wypracowana na podstawie przepływów ze zlewni o powierzchni kilkunastokrotnie większej niż dorzecza Bystrzanki, dlatego uzyskane wyniki przepływów o zadanym prawdopodobieństwie są wyższe w porównaniu z metodą Pearsona typ III.

Tabela 5.25. Maksymalne przepływy w korycie Bystrzanki o zadanym prawdopodobieństwie – porównanie dwóch metod obliczeniowych

p%	Q _{maxp%} Punzeta (1978)		Q _{maxp%} PIII	ΔQ _{maxp%}	σ (%)
	Wg Soja 1981 (1969-74)	Wg autora (1971-2015)			
0,5		88,0	110,4	22,4	20,3
1	60,0	75,3	93,5	18,2	19,4
2	50,3	62,6	77,0	14,4	18,7
3		55,2	69,5	14,3	20,6
4		49,9	62,0	12,1	19,5
5	37,7	45,9	55,6	9,7	17,5
10	28,0	33,3	40,1	6,8	17,0
20		20,9	25,5	4,6	18,0
25		17,1	20,7	3,6	17,5
30		14,1	17,3	3,2	18,6
40		9,9	12,0	2,1	17,6
50	7,9	7,8	8,8	1,0	11,4
70			4,3		
90			2,2		
100			1,4		

Przedstawione w tabeli 5.25 porównanie z zastosowaniem tzw. błędu względnego σ (Banasiak i in., 2012) potwierdza prawidłowości dotyczące różnic między obydwoma metodami, stwierdzone w zlewni rzeki górskiej Lepietnicy w przekroju Ludźmierz (Wałęga i Młyński, 2015).

Druga z opisywanych metod wykorzystuje maksymalne roczne przepływy w okresie wieloletnim i obliczony na ich podstawie rozkład prawdopodobieństwa. Dla potrzeb niniejszej monografii, obliczono natężenia maksymalnych przepływów o określonym

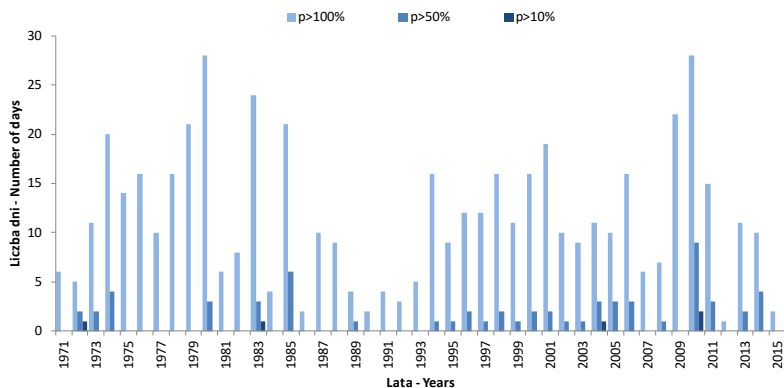


Ryc. 5.67. Maksymalne chwilowe i średnie dobowe przepływy w korycie Bystrzanki o zadanym prawdopodobieństwie.

Fig. 5.67. Maximum instantaneous and average daily discharge in the Bystrzanka channel with a given probability

prawdopodobieństwie: chwilowych i średnich dobowych (ryc. 5.67). Obliczenie maksymalnych w roku średnich dobowych przepływów o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia umożliwia charakterystykę przepływów w danym roku na tle obliczonych wartości progowych.

Dla każdego roku obliczono częstość (liczbę dni) przekroczenia średniego dobowego przepływu o prawdopodobieństwie 100, 50 i 10% (ryc. 5.68).



Ryc. 5.68. Liczba dni z przekroczeniami średniego dobowego przepływu o prawdopodobieństwie 100, 50 i 10%

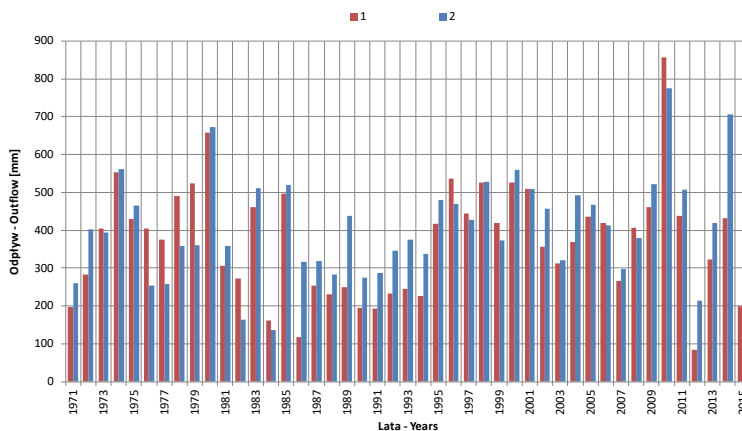
Fig. 5.68. Number of days with exceeding the average daily discharge with a probability of 100, 50 and 10%

W każdym roku okresu badawczego został przekroczony średni dobowy przepływ o prawdopodobieństwie 100%. Liczba przekroczeń wyniosła od 1 (2012 r.) do 28 dni (w 1980 i 2010 r.). Przepływ o prawdopodobieństwie 50% wykazywał najwyższą liczbę przekroczeń w 2010 r. – 9 dni, przy czym od 1994 r. obserwowane jest, poza nielicznymi latami, coroczne jego przekroczenie, podczas gdy w latach wcześniejszych (1971-93) przynajmniej jednodniowe przekroczenie wystąpiło tylko w 6 latach. W całym okresie badań tylko w 6 latach wystąpiło przynajmniej jednodniowe przekroczenie przepływu o prawdopodobieństwie 10%.

5.7. Przestrzenne zróżnicowanie składników odpływu w zlewni Bystrzanki na podstawie wyników modelowania SWAT

Dotychczasowe obliczenia, analizy i rozważania zostały przedstawione na podstawie punktowych pomiarów elementów meteorologicznych i hydrologicznych w dolnej części zlewni Bystrzanki. Przedstawiona analiza zawiera ujęcie czasowe dynamiki składników obiegu wody. Ze względu na brak pomiarów w innych punktach zlewni, wskazanie przestrzennego zróżnicowania procesów hydrologicznych możliwe jest tylko w oparciu o modelowanie hydrologiczne.

Zastosowanie modelu SWAT umożliwia obliczenie średnich rocznych sum składników obiegu wody w zlewniach cząstkowych (*subbasin*) oraz określenie wpływu zmian pokrycia terenu i warunków klimatycznych w badanym okresie na kierunki zmian ich wysokości. Podstawą do wstępnej oceny poprawności wykonanej symulacji przez model SWAT jest porównanie rocznego odpływu obliczonego na podstawie rejestracji w profilu zamykającym zlewnię oraz uzyskanego na podstawie modelowania. (ryc. 5.69).



Ryc. 5.69. Porównanie rocznego odpływu ze zlewni Bystrzanki w latach 1971-2015: pomiary bezpośrednie (1) i symulacja (2).

Fig. 5.69 Comparison of the annual outflow from the Bystrzanka catchment in 1971-2015: direct measurements (1) and simulation (2)

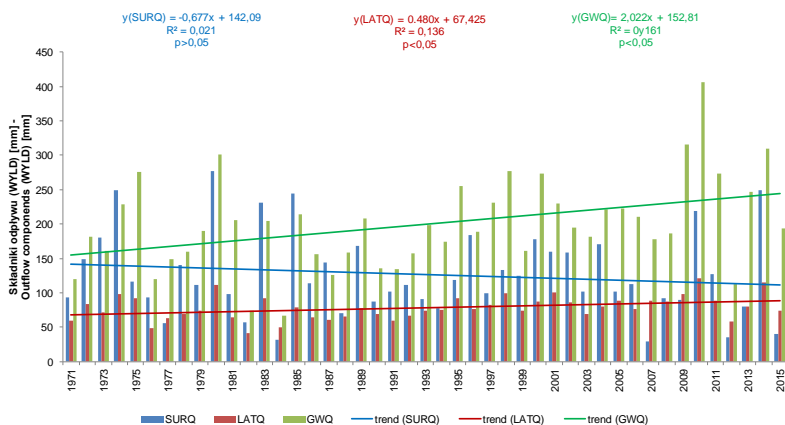
Średnia roczna wysokość warstwy odpływu obliczona na podstawie wartości obserwowanych wyniosła 371,1 mm, a na podstawie wartości symulowanych 408,1 mm. Zatem wartość średniej rocznej warstwy wody obliczona na podstawie symulacji była o ok. 9% wyższa. Symulacje prowadzone w dorzeczu Parsęty wykazały różnice między odpływem symulowanym a pomierzonym ok. 3-4% na korzyść tego ostatniego (Gudowicz i Zwoliński, 2017). Różnice stwierdzone w obydwu przypadkach są niewielkie i mogą być wynikiem np. różnicy w powierzchni zlewni.

W większości przypadków (32 lata) roczne symulowane wartości odpływu były wyższe od obserwowanych. Występujące różnice są uzasadnione, spowodowane niewielką powierzchnią zlewni i jej małą bezwładnością, której model, stosowany przeważnie dla dużych obszarów, nie jest w stanie zinterpretować z należytą dokładnością.

Średni roczny symulowany odpływ ze zlewni (WYLD) wyniósł 408,1 mm, stanowiąc 48,2% rocznej sumy opadu. W porównaniu z wartościami obliczonymi na podstawie rejestracji w profilu wodowskazowy zamykającym zlewnię Bystrzanki, uzyskana z symulacji wysokość warstwy wody jest o ok. 37 mm wyższa, podobnie jak i udział w bilansie wodnym (na podstawie rejestracji w profilu zamykającym zlewnię udział ten stanowił 43,7%). Zakres zmienności rocznych wartości odpływu symulowanych SWAT zamknął się w granicach od 136,1 mm w 1984 r. do 774,2 mm w 2010 r.,

w którym wielkość odpływu została zdeterminowana wysokimi sumami opadów w maju i czerwcu. Niski roczny odpływ w 1984 r. spowodowany był jedną z najniższych rocznych sum opadu, wynoszącą 587,2 mm. Roczna suma opadu w 2012 r. była nieznacznie wyższa (666,0 mm), lecz symulowany odpływ był prawie 2-krotnie większy (214,6 mm). W 1984 r. deficyt opadów zaznaczał się już w miesiącach zimowych (luty, marzec) podczas, gdy w 2012 r. wystąpił dopiero w lipcu. Omówiona sytuacja świadczy o wpływie wydłużonego okresu oddziaływania warunków pogodowych, przejawiających się fluktuacjami zasilania gruntowego.

Model SWAT symuluje wielkość składowych odpływu: powierzchniowej (SURQ), śródpokrywowej (LATQ) i podziemnej (GWQ) (tab. 5.26; ryc. 5.70). Średnio w wieloletniu odpływ powierzchniowy (SURQ) wyniósł 126,5 mm, odpływ śródpokrywowy (LATQ) – 78,5 mm, a odpływ podziemny (GWQ) – 199,3 mm. Rozpiętość między skrajnymi wartościami SURQ zamknęła się w granicach od 29,0 mm (2007 r.) do 277,0 mm (1980 r.). Na podstawie analizy limnigramów, w 2007 r. stwierdzono wystąpienie tylko 4 wezbrań, podczas których maksymalny przepływ wyniósł $2,31 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. W 1980 r. wystąpiło 9 wezbrań, w tym 4 wezbrania wielkie, podczas których maksymalny chwilowy przepływ wyniósł $9,77 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.



Ryc. 5.70. Roczne sumy składników obiegu wody w zlewni Bystrzanki i ich tendencje w wieloletniu 1971-2015 obliczone na podstawie symulacji SWAT.

Fig. 5.70. Annual totals of water circulation components in the Bystrzanka catchment and their trends over the years 1971-2015 calculated on the basis of SWAT simulations
 Objaśnienia jak w tabeli 5.26 / Explanations as in table 5.26

Roczna suma spływu śródpokrywowego uzyskana na podstawie modelowania SWAT wyniosła 78,5 mm, wykazując zmienność rocznych sum w zakresie od 41,6 mm (1982 r.) do 120,8 mm (2010 r.). W 1982 r. wystąpiła najniższa roczna suma opadu (530,3 mm) w omawianym wieloletniu, natomiast w 2010 r. roczna suma opadu (1171,8 mm) była zbliżona do najwyższej rocznej sumy z 2014 r. (1180,0 mm).

Odpływ podziemny przyjął średnią roczną wartość 199,3 mm, przy zakresie rocznych sum od 66,8 mm (1984 r.) do 405,9 mm (2010 r.). Ten składnik obiegu wody wykazywał najściślejszą zależność z wielkością odpływu, opisaną współczynnikiem korelacji $r=0,92$.

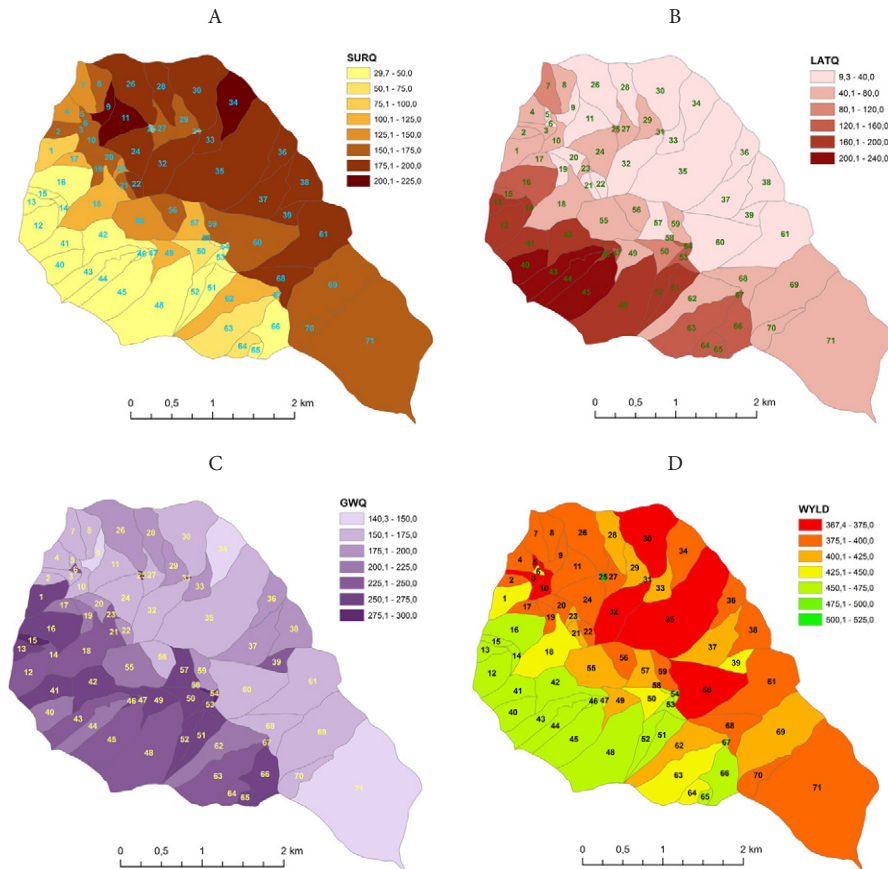
Tabela 5.26. Roczne sumy oraz charakterystyki statystyczne składników obiegu wody w zlewni Bystrzanki w wieloletniu 1971-2015 obliczone na podstawie wyników symulacji modelem SWAT (w mm)

Rok	PREC	SURQ	LATQ	GWQ	WYLD
1971	787,3	92,9	59,0	119,5	260,1
1972	921,9	148,5	83,0	182,0	401,6
1973	855,5	180,1	71,8	160,7	394,7
1974	1095,0	249,4	97,8	229,1	561,0
1975	919,7	116,4	92,3	275,3	465,9
1976	620,4	92,9	48,6	120,3	253,8
1977	685,0	56,1	63,3	148,5	258,2
1978	828,0	140,3	69,0	160,3	357,7
1979	836,6	112,0	73,5	190,4	360,8
1980	1148,1	277,0	111,1	301,3	671,5
1981	736,1	97,9	64,3	205,4	357,7
1982	530,3	57,3	41,6	74,3	164,4
1983	1047,4	230,7	92,1	204,7	510,6
1984	587,2	31,8	49,5	66,8	136,1
1985	952,6	244,1	79,3	213,5	519,3
1986	735,0	113,4	64,1	156,7	316,3
1987	732,7	143,5	61,2	125,8	319,1
1988	711,0	70,9	66,0	158,6	283,8
1989	873,0	168,1	77,3	208,1	438,1
1990	776,3	86,9	69,3	135,8	275,1
1991	712,5	102,0	59,7	133,9	286,8
1992	751,0	110,8	66,8	157,3	345,1
1993	721,3	90,3	73,9	198,8	376,2
1994	758,5	77,4	75,6	173,8	338,2
1995	847,1	118,2	92,5	255,0	479,9
1996	847,5	183,4	75,8	188,9	468,6
1997	814,0	99,6	82,2	231,1	426,8
1998	956,9	132,8	99,4	277,5	529,1
1999	792,5	125,2	74,5	160,5	373,4
2000	866,7	178,0	86,8	273,4	559,4
2001	1001,0	159,4	100,0	229,5	508,9
2002	901,0	158,4	86,4	194,8	456,6
2003	612,4	101,4	69,5	182,0	364,9
2004	862,8	170,5	79,4	221,9	492,9
2005	871,3	102,3	88,3	222,4	483,0
2006	820,5	113,0	76,5	210,4	428,9
2007	873,9	29,0	88,0	177,7	298,7
2008	889,1	91,9	87,9	185,8	379,9
2009	925,7	89,5	98,4	315,1	521,1
2010	1171,8	218,5	120,8	405,9	774,2
2011	861,3	126,9	87,9	273,0	507,3
2012	632,8	35,2	57,9	113,1	214,7
2013	784,3	79,6	80,1	246,5	420,2
2014	1180,0	249,2	115,3	309,9	706,4
2015	722,0	40,6	73,4	193,6	315,8

Średnia	834,6	126,5	78,5	199,3	408,1
Min,	530,3	29,0	41,6	66,8	136,1
Max,	1180,0	277,0	120,8	405,9	774,2
STD	147,7	61,3	17,1	66,2	133,4
Cv	17,7	48,4	21,8	33,2	32,7

Objaśnienia / Explanations: PREC – opad / precipitation, SURQ – spływ powierzchniowy / overland flow, LATQ – spływ śródpokrywy / throughflow, GWQ – odpływ gruntowy / underground flow, WYLD – odpływ całkowity ze zlewni / total outflow from catchment

W badanym wieloleciu współczynnik trendu SURQ przyjął wartość nieistotną statystycznie z powodu dużej zmienności z roku na rok, powodowanej występowaniem lub brakiem krótkotrwałych opadów o wysokim natężeniu. Trend rocznych sum LATQ i GWQ spełnia warunki trendu liniowego ($p < 0,05$), którego współczynniki α wyniosły odpowiednio: 0,48 i 2,02, świadczące o tendencji wzrostowej tych składników odpływu.



Ryc. 5.71. Średnie roczne sumy (w mm) spływu powierzchniowego (SURQ) (A), spływu śródpokrywy (LATQ) (B), odpływu podziemnego (GWQ) (C) i odpływu (WYLD) (D) w zlewniach cząstkowych – modelowanie SWAT

Fig. 5.71. Annual average totals (in mm) of surface runoff (SURQ) (A), throughflow (LATQ) (B), groundwater flow (GWQ) (C) and outflow (WYLD) in subbasins – modeling by SWAT

Dla każdej zlewni cząstkowej (*subbasin*) (ryc. 5.71) przedstawiono średnie roczne sumy i współczynnik zmienności C_v składników odpływu (tab. 5.27): spływu powierzchniowego (SURQ) (ryc. 5.71 A), odpływu podpowierzchniowego (śródołebowego) (LATQ) (ryc. 5.71 B), zasilania gruntowego (GWQ) (5.71 C) i odpływu (WYLD) (ryc. 5.71 D). W zlewniach cząstkowych pokrytych przez las w zachodniej, beskidzkiej części zlewni Bystrzanki, średnia roczna suma SURQ kształtowała się w granicach od 31-35 mm, natomiast skrajnie wysokie średnie sumy roczne tego składnika krążenia wody, przekraczające 200 mm, wystąpiły w części zlewni o największym udziale gruntów ornych, w zlewniach cząstkowych nr: 9, 11 i 34 (ryc. 5.71 A). Współczynnik zmienności C_v omawianego parametru wyniósł średnio 48,4%, przy zakresie zmienności dla poszczególnych zlewni od 41,4 do 77,2%. Najniższe wartości C_v (41-46%) przyjął w zlewniach o największym spływie powierzchniowym; w zlewniach leśnych w beskidzkiej części zlewni C_v kształtował się w zakresie 73-77%. Na podstawie obliczonych rocznych wartości SURQ określono tendencje w wieloleciu. W 51 zlewniach cząstkowych stwierdzono statystycznie istotne trendy SURQ ($p < 0,05$), z czego w 19 przypadkach miały one znak ujemny, zaś w 32 – dodatni (tab. 5.28; ryc. 5.72). Łączny obszar występowania wzrostowej tendencji SURQ pokrywał 5,11 km² (39,3% powierzchni zlewni Bystrzanki), natomiast spadkowy trend wystąpił na obszarze 4,29 km² (33,0% powierzchni). W zlewniach o dodatnim trendzie średnia wartość współczynnika trendu α wyniosła 2,17, zaś w zlewniach o trendzie ujemnym $\alpha = -3,71$. Najniższe wartości współczynnika trendu α , przekraczające 5 mm rok⁻¹, wystąpiły w zlewniach cząstkowych: 35, 36, 37, 38 i 39, położonych we wschodniej, pogórskiej i użytkowanej rolniczo części badanego obszaru, w których udział gruntów ornych w okresie 1969-2009 zmniejszył się o ponad 40%. Trend wzrostowy wystąpił w zachodniej części zlewni Bystrzanki, w subzlewniach beskidzkich, z dominacją pokrycia leśnego. Najwyższy współczynnik α (powyżej 4,5 mm rok⁻¹) stwierdzony został w zlewniach cząstkowych nr 12, 15 i 65.

Spływ śródpokrywowy LATQ, zasilający ciekę przepływającą przez poszczególne zlewnie cząstkowe, przyjął średnie roczne wartości w bardzo szerokim zakresie od 9,3 mm rok⁻¹ (subzlewnia 34) do 213,8 mm rok⁻¹ (subzlewnia 40) przy średniej dla całej zlewni wynoszącej 78,5 mm rok⁻¹ (ryc. 5.71 B). Na użytkowanych rolniczo obszarach pogórskich ta składowa odpływu wody nie przekroczyła 90 mm rok⁻¹. W leśnej, beskidzkiej części zlewni, wielkość odpływu śródpokrywowego przekraczała 150 mm rok⁻¹, a w całkowicie zalesionych zlewniach cząstkowych nr 40, 43, 44 i 45, położonych na stokach Maślanej Góry, w najwyższej położonej części badanej zlewni, zbudowanej z gruboławicowych piaskowców magurskich, o dużym udziale części szkieletowych w pokrywach stokowych, przekroczyła 200 mm rok⁻¹. Współczynnik zmienności C_v wartości rocznych przyjął wartości w granicach od 18,5% (subzlewnia 37) do 47,8% (subzlewnia 58 i 59). Na obszarze 52 zlewni cząstkowych wystąpiły statystycznie istotne kierunki zmian LATQ: w 4 subzlewniach ujemne (nr: 5, 28, 31 i 61) i w 48 – dodatnie (tab. 5.28; ryc. 5.72). Najwyższe wartości współczynnika α przekroczyły 1,5 mm rok⁻¹ w zlewniach nr 27, 59 i 63. Średni współczynnik trendu w zlewniach o ujemnym kierunku zmian wyniósł $\alpha = -0,35$ mm rok⁻¹, zaś w zlewniach o dodatnim kierunku – $\alpha = 0,68$ mm rok⁻¹. Łączna powierzchnia obszaru zmniejszania

Tabela 5.27. Średnie roczne sumy składników odpływu wody ze zlewni cząstkowych (w mm) i ich współczynniki zmienności C_v (w %)

Nr zlewni	SURQ		LATQ		GWQ		WYLD	
	średnia	C_v	średnia	C_v	średnia	C_v	średnia	C_v
	mm	%	mm	%	mm	%	mm	%
1	79,4	57,4	76,4	24,0	272,8	32,3	428,9	31,2
2	160,4	48,3	49,0	18,6	169,3	36,8	378,8	34,7
3	165,0	48,9	44,2	33,6	164,3	42,6	373,3	37,4
4	148,8	49,6	60,8	20,1	173,4	43,7	382,9	36,1
5	163,3	50,4	37,3	20,2	166,7	46,1	367,4	37,1
6	154,8	48,6	37,2	22,0	238,8	42,4	430,6	35,3
7	139,9	49,8	89,4	21,6	165,9	42,4	394,9	34,4
8	168,1	44,9	52,9	24,5	175,0	40,0	395,7	34,4
9	217,4	41,7	16,9	25,3	148,2	46,2	382,5	36,2
10	171,4	47,6	41,6	22,0	157,2	43,5	370,3	37,2
11	211,6	41,4	21,2	20,3	151,9	43,9	384,8	35,7
12	32,5	73,6	189,0	22,5	243,3	28,8	464,8	27,2
13	32,7	74,2	171,7	22,6	256,9	29,0	461,4	27,5
14	31,6	75,4	185,3	22,5	246,8	28,9	463,8	27,3
15	33,3	74,4	145,6	22,7	277,5	28,9	456,4	28,0
16	46,1	66,6	138,6	24,5	265,8	31,6	450,6	29,1
17	117,3	51,2	59,3	23,6	222,3	35,8	398,8	33,9
18	119,8	46,3	67,5	21,2	247,7	31,0	435,1	30,4
19	161,3	45,8	31,9	24,7	203,6	38,7	396,8	34,6
20	163,4	46,4	38,3	22,8	190,4	39,5	392,1	34,7
21	162,2	44,3	21,3	28,2	232,3	36,3	415,7	33,4
22	185,1	43,2	16,0	22,5	193,4	37,5	394,6	34,2
23	144,7	46,7	45,0	20,7	229,8	37,3	419,5	32,9
24	179,9	46,0	47,2	21,2	150,3	44,9	377,2	36,5
25	124,4	50,0	88,2	19,2	290,9	25,9	503,5	26,0
26	193,6	42,2	23,1	21,4	176,0	38,7	392,7	34,5
27	166,3	48,4	54,3	46,8	174,6	43,0	394,9	37,9
28	177,2	41,8	34,7	33,6	192,4	36,3	404,2	32,3
29	171,3	43,7	48,8	20,7	187,9	33,7	408,3	31,2
30	177,5	46,4	36,2	31,7	160,6	41,5	374,1	37,2
31	124,5	54,9	45,3	27,4	255,0	30,1	425,3	32,0
32	181,4	46,5	28,3	20,7	159,8	42,9	369,5	37,7
33	192,3	41,9	28,0	23,4	192,8	31,3	413,1	30,9
34	224,7	40,7	9,3	35,0	144,5	43,9	378,5	36,3
35	189,5	45,2	18,8	22,5	162,9	42,4	371,2	37,8
36	176,2	45,3	17,2	27,4	190,1	35,6	383,3	34,5
37	189,6	42,8	33,7	18,5	177,7	35,2	401,0	32,9
38	188,9	42,3	19,6	22,8	180,6	42,2	389,0	35,4
39	190,1	42,2	17,9	29,8	229,8	34,1	437,6	31,2
40	32,3	74,3	213,8	22,5	221,5	29,3	467,5	27,1
41	33,2	73,7	163,2	22,5	264,0	28,7	460,4	27,5
42	32,3	74,0	170,2	22,4	260,3	28,6	462,7	27,3
43	32,3	74,3	206,3	22,5	228,0	29,1	466,6	27,1

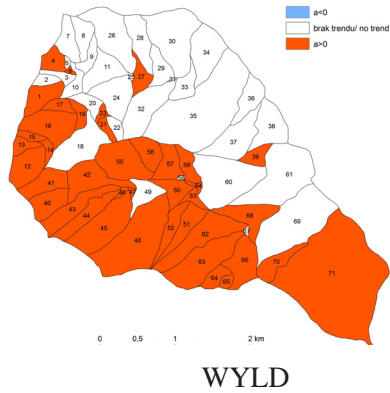
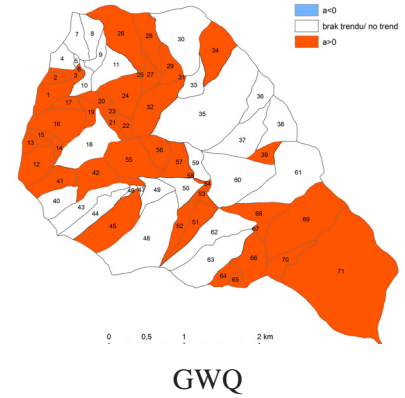
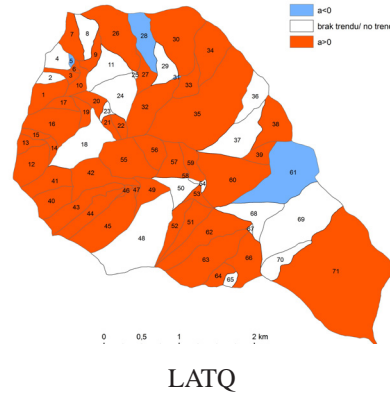
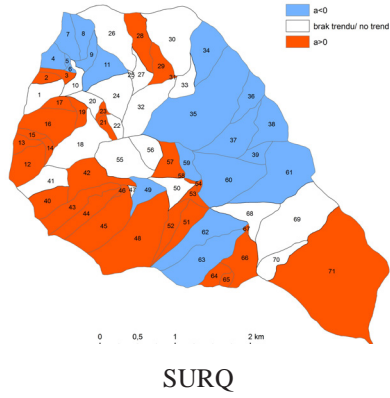
44	31,9	74,1	212,9	22,5	222,9	29,2	467,7	27,0
45	32,3	74,3	202,1	22,5	231,7	29,1	466,2	27,1
46	29,7	77,2	177,0	22,5	255,3	29,1	462,1	27,5
47	47,7	66,4	155,4	22,1	246,1	30,1	449,3	28,5
48	37,1	73,0	183,1	21,5	243,0	29,3	463,2	27,2
49	115,0	50,7	41,1	21,4	263,7	31,7	419,8	32,2
50	63,5	58,2	105,3	22,0	274,1	29,7	442,9	29,3
51	33,4	74,2	161,1	22,8	263,9	29,1	458,4	27,9
52	33,6	74,1	163,8	22,8	261,2	29,1	458,6	27,9
53	33,5	74,3	151,7	22,8	271,6	29,1	456,8	28,0
54	35,8	73,8	128,3	22,5	288,2	28,9	452,2	28,3
55	145,4	45,9	52,2	26,7	216,9	36,2	414,4	33,3
56	171,1	48,3	46,1	34,7	166,8	47,9	383,9	37,6
57	106,4	53,1	36,7	22,2	274,4	32,3	417,4	32,4
58	155,7	51,2	50,1	47,8	180,3	45,9	385,6	38,5
59	155,7	51,2	50,1	47,8	180,3	45,9	385,6	38,5
60	174,7	47,8	34,8	21,6	160,0	45,0	369,7	38,6
61	194,8	42,9	29,7	21,0	171,5	38,5	396,2	33,8
62	116,8	50,3	73,4	25,3	224,8	34,6	414,8	33,1
63	72,4	59,9	135,0	28,6	233,0	33,9	440,4	30,9
64	69,8	55,2	124,1	23,0	248,9	31,7	442,9	29,6
65	32,5	75,8	158,6	22,8	266,2	29,3	457,4	28,0
66	43,3	65,7	144,0	23,1	265,3	29,4	452,7	28,4
67	101,1	53,3	124,6	19,8	232,6	29,6	458,3	27,4
68	176,5	47,2	49,3	18,6	154,7	46,3	380,5	37,0
69	171,8	45,6	63,4	21,8	166,5	39,1	401,4	33,3
70	163,5	49,8	61,0	31,0	153,4	50,3	377,2	37,4
71	170,9	48,3	68,5	22,3	140,3	45,9	379,6	36,8

Objaśnienia jak w tabeli 5.26 / Explanations as in table 5.26

się LATQ wyniosła 0,68 km² (5,2% powierzchni zlewni). Na powierzchni 9,21 km² (70,8% powierzchni) wystąpił wzrostowy trend tego składnika krążenia wody.

Odpływ podziemny (GWQ) wykazał zróżnicowanie średnich rocznych wartości w zakresie od 140,3 mm rok⁻¹ (subzlewnia 71) do 290,9 mm rok⁻¹ (subzlewnia 25), przy przeciętnej obliczonej dla wielolecia 199,3 mm rok⁻¹ (ryc. 5.71 C). Najwyższe średnie roczne sumy GWQ, przekraczające 260 mm rok⁻¹ wystąpiły w zlewniach cząstkowych, w których podłożu geologicznych występują eoceńskie łupki pstry, podścielające warstwy piaskowców magurskich. Wysoka wartość GWQ w tych subzlewniach jest skutkiem wypływu wód podziemnych na kontakcie położonych wyżej utworów o składzie mechanicznym piasku gliniastego (LS), powstałego w wyniku procesów zwietrzelinowych piaskowca magurskiego, o większej przepuszczalności i podścielających go utworów o składzie mechanicznym glin ilastych (CL) i glin pylasto-ilastych (SICL), powstałych w obrębie pstrych łupków i inoceramowych utworów łupkowo-piaskowcowych.

Współczynnik zmienności C_v rocznych sum GWQ wykazywał statystycznie istotną ujemną zależność z wysokością średniego rocznego GWQ w poszczególnych zlewniach cząstkowych, opisaną współczynnikiem korelacji liniowej $r=-0,602$. Najniższe wartości, które kształtowały się od 28-30%, wystąpiły w beskidzkiej części zlewni,



Ryc. 5.72. Trendy średnich rocznych wysokości omawianych składników obiegu wody (w mm rok⁻¹)
 Fig. 5.72. Trends in average annual totals of the discussed water cycle components (in mm rok⁻¹)

natomiast najwyższymi współczynnikami zmienności (45-50%) charakteryzowały się zlewnie cząstkowe położone w obrębie pogórskiego garbu Wiatrówki. W omawianym okresie wieloletnim w 44 zlewniach cząstkowych wystąpiły statystycznie istotne tendencje zmian i wszystkie wykazywały kierunek dodatni, opisane średnim współczynnikiem trendu, który wyniósł $\alpha=3,57$ mm rok⁻¹, dochodzącym do 6,30 mm rok⁻¹ (subzlewnia 65) (tab. 5.28; ryc. 5.72). Obszar wzrostu odpływu podziemnego (GWQ) wyniósł 6,97 km (56,3% powierzchni zlewni).

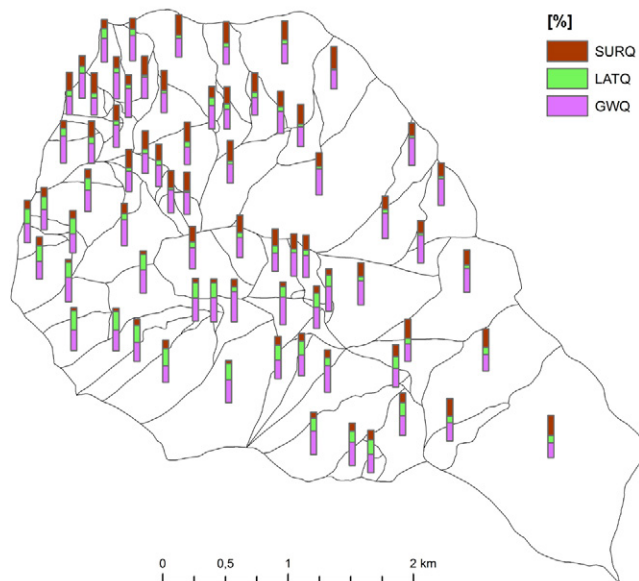
Tabela 5.28. Statystycznie istotne współczynniki trendów składników obiegu wody w zlewni Bystrzanki w wieloleciu 1971-2015

Nr zlewni	SURQ	LATQ	GWQ	WYLD	Nr zlewni	SURQ	LATQ	GWQ	WYLD
1	*	0,50	2,91	3,22	36	-4,69	*	*	*
2	0,61	*	2,49	*	37	-5,34	*	*	*
3	1,35	0,85	3,10	*	38	-5,02	0,12	*	*
4	-3,99	*	*	3,14	39	-5,17	0,25	2,95	3,11
5	-4,47	-0,24	*	*	40	0,21	1,12	*	3,11
6	-4,15	0,20	3,51	5,08	41	*	0,86	2,28	3,11
7	-3,29	0,49	*	*	42	0,62	0,88	2,45	3,11
8	-4,16	*	*	*	43	0,52	1,08	*	3,11
9	-3,74	0,16	*	*	44	3,06	1,10	*	3,11
10	*	0,30	*	*	45	4,04	1,05	4,52	3,11
11	-2,00	*	*	*	46	1,36	0,91	*	3,11
12	4,60	0,99	4,13	3,11	47	*	0,81	*	3,02
13	4,11	0,90	4,53	3,11	48	0,26	*	*	2,92
14	4,10	0,96	3,04	3,11	49	-2,37	0,22	*	*
15	5,02	0,76	5,14	3,10	50	*	*	*	2,96
16	2,68	1,16	4,09	3,46	51	3,56	0,84	3,92	3,11
17	2,01	0,50	5,25	3,05	52	4,03	0,85	5,86	3,11
18	*	*	*	*	53	3,26	0,79	4,83	3,11
19	0,86	0,32	3,80	3,18	54	2,50	*	2,67	2,96
20	*	0,30	3,73	*	55	*	0,63	4,56	3,27
21	0,21	0,28	3,90	3,29	56	*	0,92	2,13	3,54
22	*	0,10	2,42	*	57	1,02	1,46	3,68	3,62
23	0,44	*	5,48	3,65	58	2,89	0,20	5,72	*
24	*	*	2,22	*	59	-2,04	1,52	*	4,03
25	*	*	3,08	*	60	-3,84	0,18	*	*
26	*	0,13	3,09	*	61	-4,46	-0,18	*	*
27	*	1,63	1,50	4,45	62	-2,84	0,80	*	3,39
28	1,70	-0,58	3,83	*	63	-1,46	1,85	*	3,90
29	0,26	*	2,88	*	64	0,62	0,82	2,08	3,21
30	*	0,64	*	*	65	4,80	*	6,30	3,10
31	1,98	-0,40	4,29	*	66	4,13	0,87	5,44	3,12
32	*	0,18	1,68	*	67	1,15	*	3,64	*
33	*	0,28	*	*	68	*	*	3,46	3,25
34	-2,75	0,19	1,88	*	69	*	*	3,58	*
35	-5,11	0,16	*	*	70	*	*	2,31	3,27
					71	1,31	0,59	2,54	3,22

Objaśnienia / Explanations: jak w tabeli 5.26 / as in table 5.26, * – brak trendu / no trend

Odływ ze zlewni (WYLD) jest uwarunkowany natężeniem wszystkich wcześniej omówionych składników. Średnia roczna suma odpływu z całej zlewni wyniosła 408,1 mm, przy zróżnicowaniu przestrzennym kształtującym się od 367,4 mm (subzlewnia 5) do 503,5 mm (subzlewnia 25) (ryc. 5.71 D). Wysokie sumy odpływu wystąpiły w zlewniach cząstkowych w dużym stopniu pokrytych przez las mieszany, na obszarze o względnie niskiej ewapotranspiracji terenowej i wysokim odpływie śródpokrywowym (LATQ), w których średnie roczne wysokości odpływu kształtowały się w granicach od 450-470 mm. Najniższe średnie sumy odpływu, 370-380 mm, wystąpiły w północno-wschodniej, użytkowanej rolniczo części zlewni Bystrzanki, w której pokrywy stokowe są słabo przepuszczalne, powstałe na zwietrzelinie łupkowo-piaskowcowej utworów krośnieńskich. Najniższe wartości współczynnika zmienności C_v odpływu, 27-28%, stwierdzono w subzlewniach, z których odpływ był najwyższy, czyli w zachodniej, beskidzkiej części badanego obszaru. Na przeważającym obszarze pozostałej części zlewni, miara ta kształtowała się w granicach 35-38%. W 40 zlewniach cząstkowych w omawianym okresie wieloletnim stwierdzono statystycznie istotne i wyłącznie dodatnie tendencje odpływu (tab. 5.28; ryc. 5.72). Średni współczynnik trendu wyniósł $\alpha=3,30 \text{ mm rok}^{-1}$, maksymalnie osiągając $5,08 \text{ mm rok}^{-1}$ (subzlewnia 6). Statystycznie istotne trendy wystąpiły w subzlewniach położonych w beskidzkiej części zlewni.

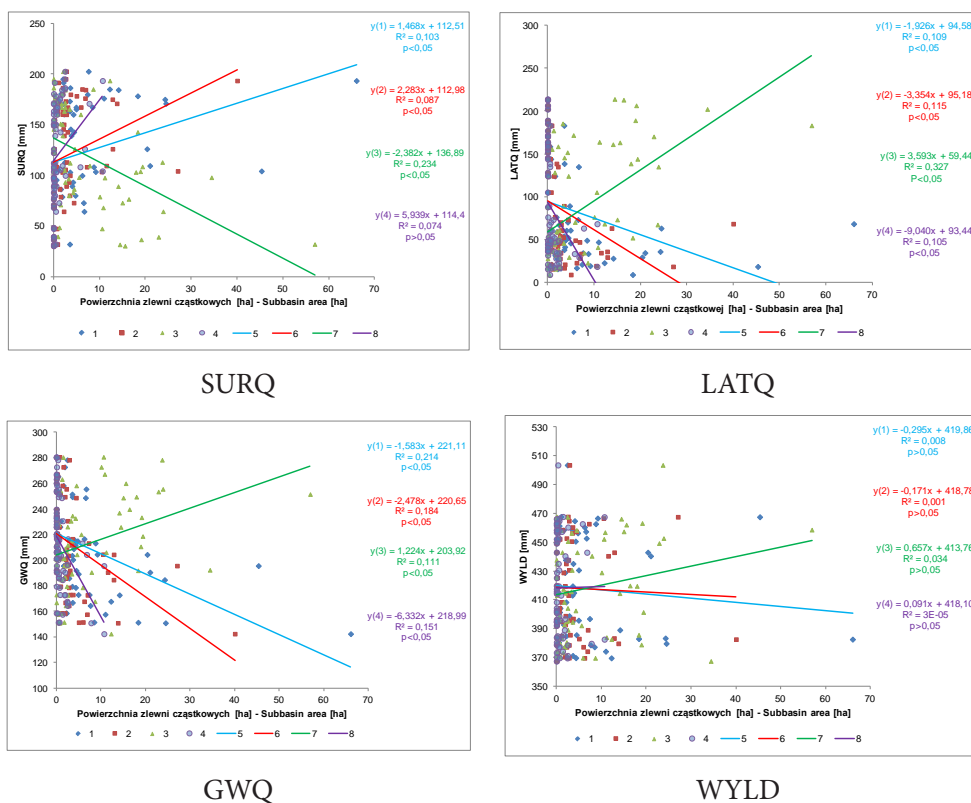
Udział poszczególnych składników obiegu wody zmienia się nie tylko w czasie, zależnie od panujących warunków pogodowych, ale również wykazuje zróżnicowanie przestrzenne na obszarze małej pogórsko-beskidzkiej zlewni Bystrzanki, uwarunkowane



Ryc. 5.73. Średni udział poszczególnych składników odpływu ze zlewni cząstkowych: spływu powierzchniowego (SurQ), spływu śródpokrywowego (LatQ) i odpływu gruntowego (GWQ) (w %)
 Fig. 5.73. The average share of individual components of the outflow from subbasins: surface runoff (SurQ) (A), throughflow (LatQ) (B), groundwater flow (GWQ) (in %) 6

litologią i formą pokrycia terenu. W zlewniach cząstkowych w całości lub w przeważającej części położonych w beskidzkiej części zlewni Bystrzanki, z dużym udziałem pokrycia przez las, stwierdzono dominację odpływu w formie podpowierzchniowej (LATQ), który w użytkowanej rolniczo, pogórskiej części zlewni Bystrzanki odgrywa niewielką rolę (<10% odpływu) (ryc. 5.73). W tej części zlewni wzrasta natomiast udział odpływu powierzchniowego (SURQ), który w większości zlewni cząstkowych położonych na tym obszarze stanowi ponad 40% odpływu całkowitego.

Zbadano wpływ pokrycia terenu na wysokość średnich rocznych wartości omawianych składników obiegu wody (ryc. 5.74). Uwzględniono powierzchnię zajmowaną przez cztery główne kategorie pokrycia terenu, występujące w badanej zlewni: grunty orne (AGRL), łąki (GRAS), lasy mieszane (FOMI) i zabudowę mieszkalną jednorodziną (URML), zajmujące łącznie w każdej z wyróżnionych zlewni cząstkowych ponad 93%. Na

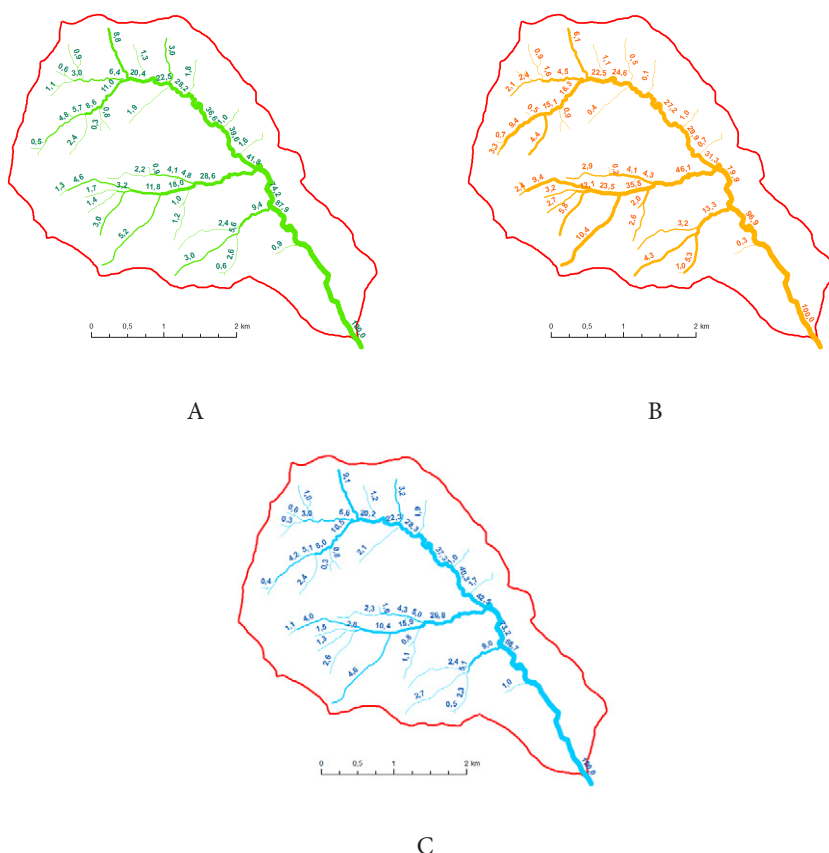


Ryc. 5.74. Zależność między powierzchnią wybranych typów pokrycia terenu a wielkością poszczególnych składników odpływu wody: spływu powierzchniowego (SURQ), spływu śródpokrywowego (LATQ), odpływu gruntowego (GWQ) i odpływu ze zlewni (WYLD)

Fig. 5.74 The relationship between the area of selected land cover classes and the size of individual components of the outflow: overland flow (SURQ), throughflow (LATQ), ground flow (GWQ), stream flow (WYLD)

Objaśnienia / Explanation: 1 – grunty orne / arable land (AGRL), 2 – łąki / meadow (GRAS), 3 – las mieszany / mixed forest (FOMI), 4 – zabudowa mieszkalna jednorodzinna / single-family residential buildings (URML), 5-8 – linie regresji między powierzchnią typów pokrycia terenu: AGRL (5), GRAS (6), FOMI (7) i URML (8) a wielkością składnika odpływu / regression lines between the area of the land cover type: AGRL (5), GRAS (6), FOMI (7) i URML (8) and the size of the outflow component

powierzchniach porośniętych przez las zmniejszała się wielkość spływu powierzchniowego (SURQ), przy równoczesnym jego wzroście na pozostałych kategoriach użytków. Pozostałe składniki: odpływ podpowierzchniowy (LATQ) i odpływ gruntowy (GWQ), wykazywały dodatnią tendencję ze wzrostem powierzchni lasu (FOMI), przy równocześnie występującej odwrotnej zależności między wielkością omawianych składników a obszarem zajęтым przez pozostałe kategorie pokrycia terenu – grunty orne (AGRL), użytki zielone (GRAS) i zabudowę mieszkalną jednorodziną (URML). Całkowity odpływ (WYLD) z poszczególnych zlewni cząstkowych nie wykazywał statystycznie istotnych zależności z powierzchnią poszczególnych klas pokrycia terenu. Średnia wielkość w wieloleciu jest bowiem „wypadkową” 45 zróżnicowanych wartości rocznych, na które wpływały składniki odpływu o natężeniu zmiennym w poszczególnych latach, uzależnionym od wysokości opadów i ich rozłożeniu w ciągu roku.



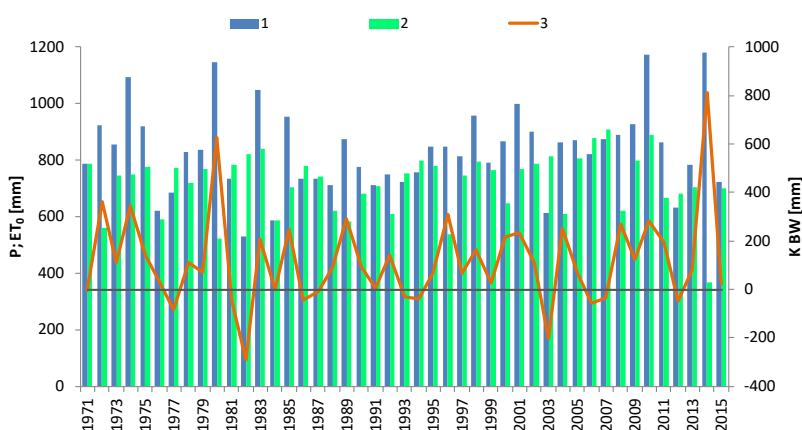
Ryc. 5.75. Skumulowany udział odpływu z poszczególnych odcinków cieków: średni w okresie badań (A) i w miesiącach o najniższym (sierpień 1982)(B) i najwyższym (czerwiec 2010) (C) odpływie ze zlewni w badanym wieloleciu

Fig 5.75. Cumulative share of outflow from separated reaches: average over the study period (A), in months with the lowest (August 1982) (B) and the highest (June 2010) (C) outflow from the catchment in the examined period

Wyniki przedstawione wyżej dotyczą danych symulowanych przez model SWAT dla wygenerowanych zlewni cząstkowych (*subbasin*). Model wykonuje również obliczenia dla odcinków cieków (*reach*), znajdujących się między węzłami sieci hydrograficznej. Na podstawie wyników uzyskanych w takiej formie, istnieje możliwość wskazania roli poszczególnych fragmentów zlewni np. w odpływie lub w odprowadzaniu ładunku substancji. Udział odpływu, uśredniony dla całego okresu badania, wskazuje na równomierne jego rozłożenie na całym obszarze zlewni Bystrzanki (ryc.5.75 A). W okresie deficytu opadów wzrasta udział odpływu ze zlewni cząstkowych porośniętych przez las, szczególnie w dorzeczu Geruchy – beskidzkiego dopływu Bystrzanki (ryc. 5.75 B), kiedy z powierzchni 18% obszaru zlewni jest wynoszona prawie połowa objętości wody (46,1%). W okresach nadmiaru opadów (ryc. 5.75 C) rola powierzchni leśnych w zasilaniu cieków zmniejsza się; udział z tego samego obszaru stanowi 26,8% objętości wody odpływającej ze zlewni.

6. Związki między badanymi elementami obiegu wody

Jedną z podstawowych miar określających stan retencji zlewni jest klimatyczny bilans wodny (*KBW*). Średnia roczna wartość *KBW* w badanym okresie wyniosła 117,2 mm wykazując wahania sum rocznych od -292,3 mm (1982 r.) do 811,2 mm (2014 r.) (ryc. 6.1). Skrajne wartości *KBW* stwierdzono zatem w latach o ekstremalnych rocznych sumach opadów. W badanym okresie przeważały lata z dodatnim *KBW* w liczbie 33, stanowiące 73% lat. Klimatyczny bilans wodny jest wskaźnikiem niedoboru wody dla właściwego przebiegu wegetacji i może służyć jako podstawa oceny plonów. Wykorzystywany jest również w systemie monitoringu suszy rolniczej (Doroszewski i in., 2008; Kanecka-Geszke, Smarzyńska, 2007; Rojek, 1987). Problem deficytu wody dotyczy szczególnie obszary o intensywnym użytkowaniu rolniczym (Kępińska-Kasprzak i in., 2011). Na obszarze Karpat Zachodnich *KBW* najczęściej przyjmuje najwyższe wartości występujące na obszarze Polski, z powodu względnie wysokich sum opadu i niskiej



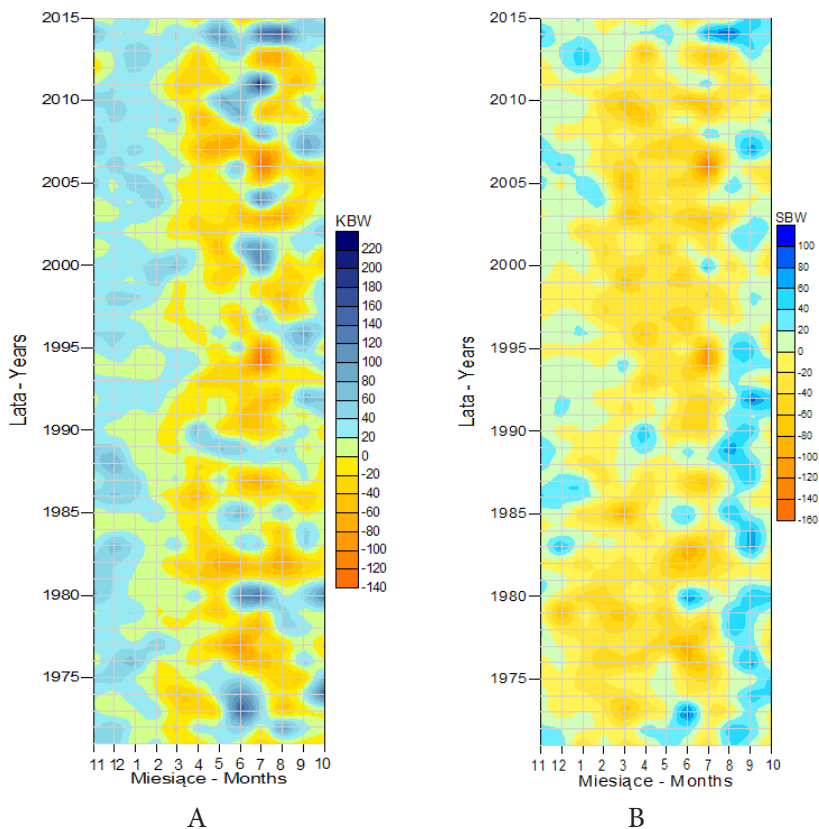
Ryc. 6.1. Klimatyczny bilans wody (*KBW*) zlewni Bystrzanki w latach 1971-2015

Fig. 6.1. Climate water balance (*KBW*) of the Bystrzanki catchment in 1971-2015

Objaśnienia / Explanations: 1 – opad / precipitation (*P*), 2 – ewapotranspiracja wskaźnikowa / reference evapotranspiration (ET_0), 3 – klimatyczny bilans wodny / climate water balance (*KBW*)

ewapotranspiracji wskaźnikowej. Potwierdziły to badania na obszarze Małych Pienin (Kuźniar i in., 2004) w latach 1960-2003, kiedy ujemny *KBW* w okresie wegetacyjnym stwierdzono tylko w 7 przypadkach (16% okresu badań). W przypadku badań w zlewni Bystrzanki ujemny bilans wodny okresu wegetacyjnego dotyczył 26 przypadków (58% okresu badań). Badania przeprowadzone na obszarze środkowowschodniej Polski wskazały na przewagę miesięcy w okresie wegetacyjnym (od kwietnia do września) z ujemnym klimatycznym bilansem wodnym (Radzka, 2014). Obliczenia na podstawie danych klimatycznych stacji meteorologicznej w Szymbarku wykonane dla miesięcy w tej części roku również wskazały na przewagę miesięcy z ujemnym *KBW* (50-68%).

W pierwszych czterech miesiącach roku hydrologicznego (listopad-luty) klimatyczny bilans wodny (*KBW*) przyjmował zazwyczaj wartości dodatnie z powodu niskiej ewapotranspiracji wskaźnikowej (ryc. 6.2 A). Od marca do końca roku przeważyły miesiące o ujemnym *KBW*, spowodowanym deficytem opadów, którym towarzyszyła wysoka temperatura powietrza (wzrost ewapotranspiracji). Największą zmienność *KBW* wykazywał w lipcu, kiedy występowały skrajne miesięczne wartości w ciągu roku.

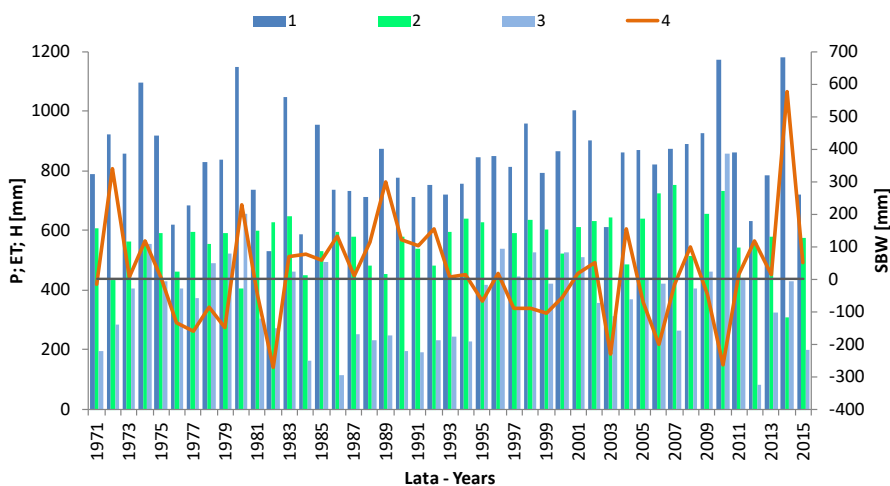


Ryc. 6.2. Miesięczne sumy klimatycznego bilansu wodnego (*KBW*) (A) i surowego bilansu wodnego (*SBW*) (B) w zlewni Bystrzanki w latach 1971-2015

Fig. 6.2. Monthly totals of the climate water balance (*KBW*) (A) and raw water balance (*SBW*) (B) in the Bystrzanka catchment in 1971-2015

Położenie Polski nie sprzyja kształtowaniu dodatniego bilansu wodnego z powodu niekorzystnych warunków hydrometeorologicznych. Obszar niskich rocznych sum opadów ($P < 600$ mm) występujących nad wschodnią Europą wchodzi klinem między Bałtyk i Karpaty, z wyjątkiem gór i pasa nadmorskiego. Od zachodu, aż po Ukrainę, występuje pas wysokiego parowania. Taki układ sprzyja względnie niskiemu odpływowi w stosunku do obszarów położonych na wschód i na zachód od Polski (Baumgartner, Reichel, 1975).

Surowy bilans wodny zlewni (SBW), wskazujący wielkość deficytu odpływu (Byczkowski, 1999), przyjął średnią roczną wartość 19,6 mm, przy zróżnicowaniu rocznych sum od -268,6 mm (1982 r.) do 574,8 mm (2014 r.) (ryc. 6.3). Większość miesięcznych sum surowego bilansu wodnego w badanym okresie przyjęło wartości ujemne, przy czym w drugiej połowie badanego zauważalne są niższe wartości świadczące o większym deficycie wody w zlewni (ryc. 6.2 B). Ponadto, od 1997 r. słabiej zaznacza się dodatni SBW w sierpniu lub wrześniu, w porównaniu do wcześniejszego okresu. W latach 1971-2015 ewapotranspiracja terenowa stanowiła średnio 60,5%, zaś odpływ 39,5% „rozchodowej” części surowego bilansu wodnego.

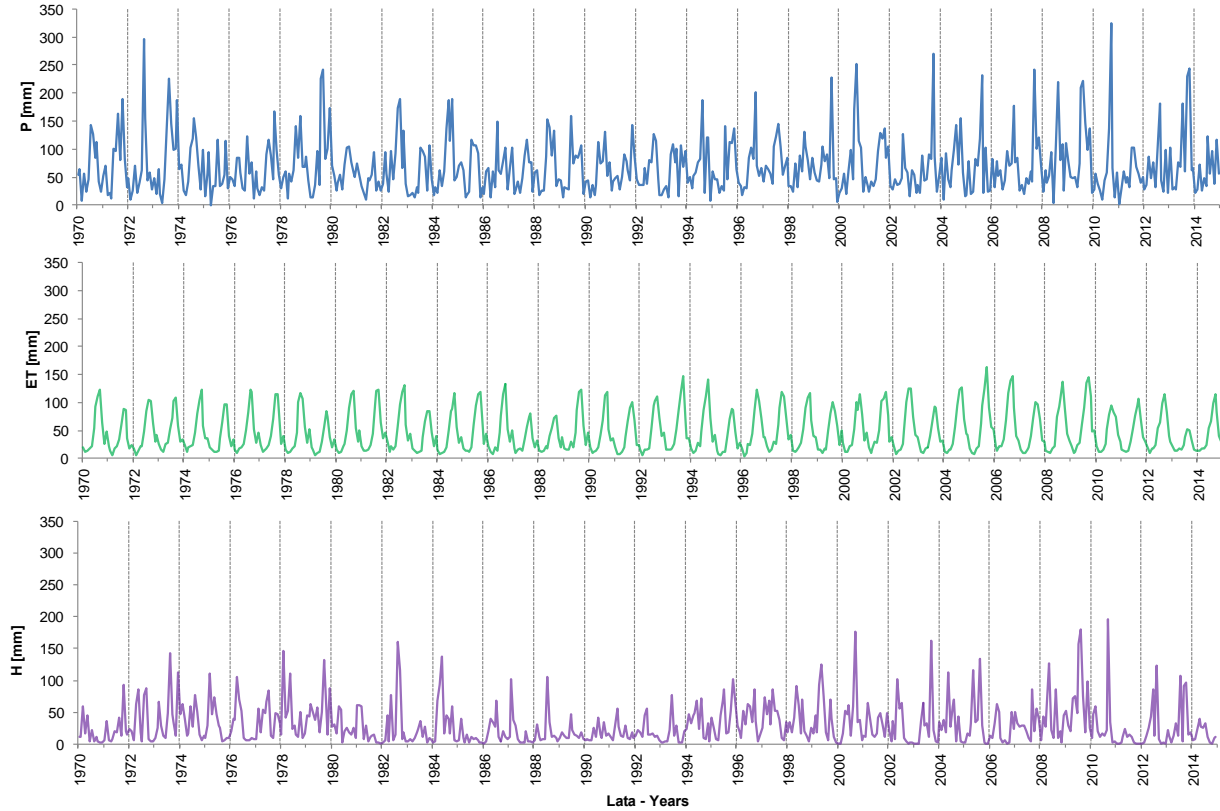


Ryc. 6.3. Surowy bilans wodny (SBW) zlewni Bystrzanki w latach 1971-2015

Fig. 6.3. Raw water balance (SBW) of the Bystrzanki catchment in 1971-2015

Objaśnienia / Explanations: 1 – opad / precipitation (P), 2 – ewapotranspiracja terenowa / field evapotranspiration (ET), 3 – odpływ / outflow (H), 4 – surowy bilans wodny / raw water balance (SBW)

Przebieg miesięcznych sum opadu (P), parowania terenowego (ET) i odpływu (H) w badanym wieloleciu charakteryzował się powtarzalnością w kolejnych latach, zaburzaną odchyleniem od średniej sumy opadu lub średniej temperatury powietrza w danym roku, wpływającą na sumę ewapotranspiracji terenowej lub odpływu korytowego (ryc. 6.4). Zakres miesięcznych sum opadów (P) zamknął się w granicach od 0,5 mm (luty 1976) do 325,0 mm (lipiec 2011), zmienność ewapotranspiracji terenowej (ET) – od 1,3 (marzec 1987) do 149,9 mm (lipiec 2007), zaś zakres wysokości odpływu (H) – od 0,7 (październik 2006) do 195,2 mm (lipiec 2011).

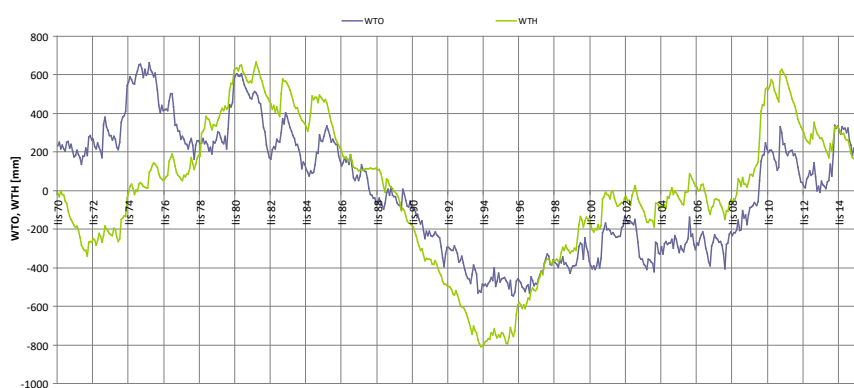


Ryc. 6.4. Miesięczne sumy opadu (1), ewapotranspiracji terenowej (2) i odpływu (3) w wieloletniu 1971-2015

Fig. 6.4. Monthly sums of precipitation (1), field evapotranspiration (2) and runoff (3) over the years 1971-2015

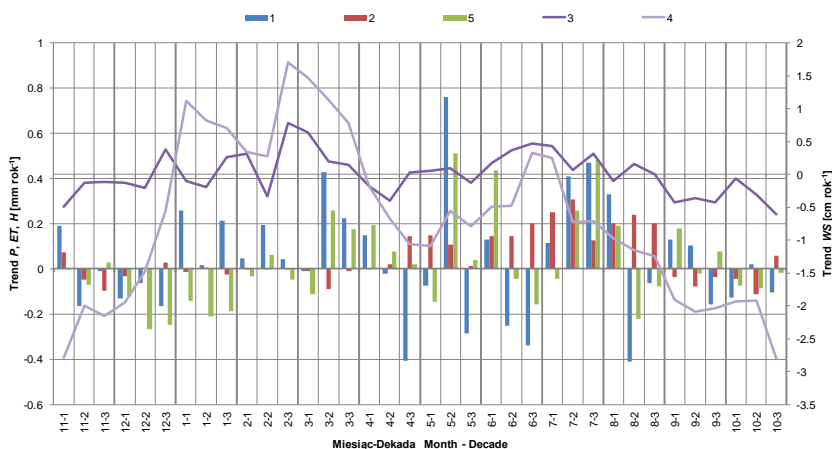
Do oceny kierunków zmian opadu czy odpływu w okresie wieloletnim stosowane są różne metody obliczeniowe. Jedną z nich jest metoda krzywej skumulowanych różnic rocznych współczynników przepływu lub opadu – $\Sigma(K-1)$ (*Hydrologia...*, 1995), stosowana m.in. przez A. T. Jankowskiego (1988), A. Bartczaka (2007) czy D. Brykałę (2009). Użycie tej metody dla serii pomiarów opadu w Szymbarku i odpływu ze zlewni Bystrzanki nie dało oczekiwanych rezultatów z powodu dużych zmian wartości z roku na rok, szczególnie w przypadku odpływu. Tak dużych wahań w kolejnych latach nie stwierdzono w zlewniach położonych na Niżu Polskim, opisywanych przez wyżej wymienionych autorów, gdzie rola spływu powierzchniowego w kształtowaniu odpływu korytowego jest dużo mniejsza niż w Karpatach Zachodnich.

Zdecydowano o wykorzystaniu do oceny nadmiaru lub deficytu opadu i odpływu w okresie wieloletnim wskaźnika tendencji opadu (*WTO*) i odpływu (*WTH*). Obliczone wskaźniki tendencji wskazały na występowanie okresów wzrostu lub spadku wymienionych składników obiegu wody (ryc. 6.5). Dodatkowo skumulowane odchylenie opadów w latach 1974-75 i 1980-81 skutkowało wzrostem wskaźnika *WTH* w latach 1975-81, sięgającym 670 mm. Spadkowa tendencja *WTO* w latach 1982-94, która wykazała deficyt opadów sięgający 530 mm, odpowiadający 64% średniej rocznej sumy opadów, spowodowała deficyt odpływu sięgający 806 mm, stanowiący 217% średniego rocznego odpływu ze zlewni. Deficyt wody w zlewni został zniwelowany w ciągu 6 lat (1996-2002), mimo powolnego przyrostu *WTO* w tym okresie i deficytu opadu oscylującego na poziomie 160-400 mm. Na szybkie odbudowanie zasobów wodnych w zlewni Bystrzanki, oprócz wysokich sum opadów latem, pośredni wpływ miały zmiany pokrycia terenu, które wystąpiły w latach 90. XX wieku. Związane były one z przemianami gospodarczymi w Polsce, przejawiającymi się w Karpatach wyraźnym zmniejszeniem powierzchni gruntów ornych i zmianą użytkowania w kierunku łąk lub całkowitym porzuceniem gospodarki rolnej na licznych polach uprawnych (Kijowska-Strugała, 2015; Bucąła, Starkel, 2013). Skumulowane odchylenia *WTO* przyjęły wartości dodatnie dopiero po wiosennych opadach w 2010 r.



Ryc. 6.5. Przebieg wskaźnika tendencji opadowych (*WTO*) i wskaźnika tendencji odpływu (*WTH*) w wieloleciu 1971-2015

Fig. 6.5. The course of the precipitation tendency index (*WTO*) and the outflow tendency index (*WTH*) in the years 1971-2015



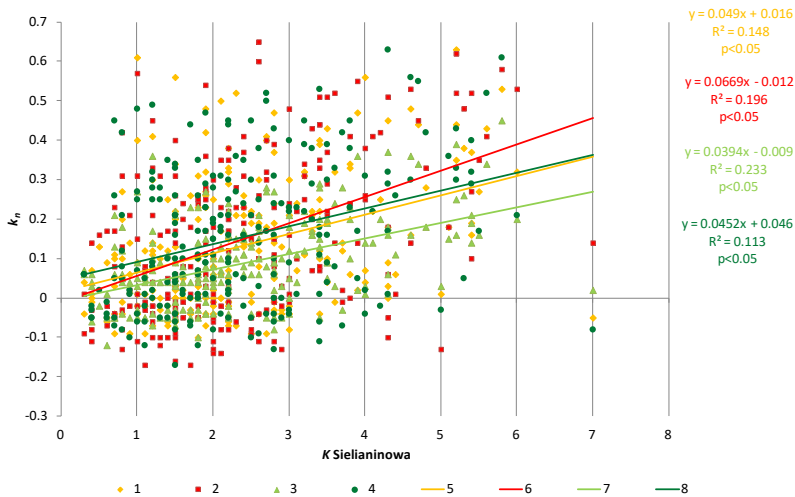
Ryc. 6.6. Tendencje dekadowych sum opadu (P), ewapotranspiracji rzeczywistej (ET), odpływu (H) i stanów płytkich wód gruntowych (WS) w wieloletniu 1971-2015

Fig. 6.6. Trends of decade totals of precipitation (P), field evapotranspiration (ET), outflow (H) and shallow groundwater (WS) in the years 1971-2015

Objaśnienia/ Explanations: 1 – opad / precipitation (P), 2 – ewapotranspiracja terenowa / field evapotranspiration (ET), 3 – stan wody w piezometrze 1,0 m głębokości / water level in the piezometer 1,0 m deep, 4 – stan wody w piezometrze 1,5 m głębokości / water level in the piezometer 1,5 m deep, 5 – odpływ / outflow (H)

Dla interpretacji obserwowanych zmian wielkości składników obiegu wody, znacznie lepsze rozpoznanie można uzyskać na podstawie trendu dla dekadowych, 10- (11-) dniowych przedziałów czasu (ryc. 6.6). Dodatni trend opadów (P) w okresie wiosennym skutkował takim samym kierunkiem zmian stanów wody w piezometrach stokowych (WS), przy równoczesnym spadkowym trendzie odpływu ze zlewni (H). Taka sytuacja świadczy o wzroście udziału pokryw stokowych w retencjonowaniu wody oraz roli odpływu śródpokrywowego w zasilaniu cieków. Wzrostowa tendencja ewapotranspiracji terenowej (ET) w miesiącach wiosennych (luty-czerwiec) przynosi negatywny skutek w postaci obniżania się poziomu i zaniku wody w glebie. Dodatkowo, ujemna temperatura powietrza i niskie sumy opadów w okresie zimowym powodują zmniejszenie się odpływu od października do początku marca.

Oddziaływanie warunków klimatycznych na retencję wody w pokrywach stokowych zbadano poprzez określenie liniowej regresji między dwoma wskaźnikami: hydrotermicznym współczynnikiem K Sieliana (wskaźnik klimatyczny) oraz wskaźnikiem zagrożenia suszą gruntową k_n (wskaźnik hydrogeologiczny). Obliczenia dotyczyły okresów miesięcznych od maja do września, czyli części roku, w której występowała temperatura powietrza powyżej 10°C , będąca progową wartością dla obliczania współczynnika K . Współczynnik regresji α świadczy o tempie reakcji płytkich wód gruntowych (k_n) na zmieniające się warunki termiczno-opadowe (K Sieliana) (ryc. 6.7). Najwyższy współczynnik regresji między badanymi zmiennymi dotyczył piezometru o głębokości 1,5 m w środkowej części stoku, świadcząc o jednoznacznym wpływie infiltrujących wód opadowych na kształtowanie się poziomu wody. Względnie niskimi wartościami współczynnika regresji opisywana była zależność współczynnika K z wskaźnikiem k_n w piezometrze o głębokości 1,0 m w dolnej części



Ryc. 6.7. Zależność między miesięcznymi wartościami wskaźnika zagrożenia suszą gruntową k_n i hydrotermicznym współczynnikiem K Sielianinowa

Fig. 6.7. The relationship between the monthly values of the k_n drought risk index and the K Sielianinow hydrothermal coefficient

Objaśnienia / Explanations: 1 – piezometr 1,0 m środek stoku / piezometer 1,0m middle part of slope, 2 – piezometr 1,5 m środek stoku / piezometer 1,5 m middle part of slope, 3 – piezometr 1,0 m dół stoku / piezometer 1,0 m lower part of slope, 4 – piezometr 1,5 m dół stoku / piezometer 1,5 m lower part of slope, 5 – regersja liniowa (1) / linear regression (1), 6 – regersja liniowa (2) / linear regression (2), 7 – regersja liniowa (3) / linear regression (3), 8 – regersja liniowa (4) / linear regression (4)

stoku. Występuje w nim długotrwałe utrzymywanie się wysokiego poziomu wody po ustaniu opadów. Jest ono spowodowane higroskopijnym retencjonowaniem wody przez utwory o składzie mechanicznym glin ciężkich oraz gravitacyjnym dopływem wody w warstwie pokryw stokowych powyżej miejsca lokalizacji otworu. We wszystkich otworach piezometrycznych relacja obydwu zmiennych była istotna statystycznie, a współczynniki regresji α przyjęły wartości w zakresie od 0,039 do 0,067.

Charakter opadów i zmiany pokrycia terenu wpływają na rozdział wody opadowej, czas jej krążenia w zlewni i rodzaj procesu, dzięki któremu dotrze ona do koryta ciek. Struktura odpływu ze zlewni Bystrzanki w poszczególnych latach omawianego wielolecia cechowała się dużą zmiennością, zarówno zakresu wartości bezwzględnych jak i udziału poszczególnych składników w całkowitym odpływie ze zlewni (tab. 6.1).

Średnio, spływ powierzchniowy wyniósł 155,4 mm (41,1% warstwy odpływu), spływ śródpokrywowy – 70,2 mm (18,5% warstwy odpływu), odpływ podziemny – 152,8 mm (40,4% warstwy wody). Wielkość spływu powierzchniowego i jego udział w odpływie były związane z występowaniem wzebrań. Roczna suma tego składnika od 16,0 mm w 2012 r. do 508,7 mm w 2010 r. Udział składowej powierzchniowej w rocznym odpływie kształtował się w szerokim zakresie, od 17,1% (2007 r.) do 75,2% (1983 r.). Spływ powierzchniowy charakteryzował się dużą zmiennością z roku na rok, na którą wpływały roczne sumy opadu i ich rozkład w ciągu roku. Współczynnik zmienności C_v rocznych sum odpływu powierzchniowego wyniósł 63,4%.

Tabela 6.1. Struktura odpływu ze zlewni Bystrzanki w latach 1971-2015

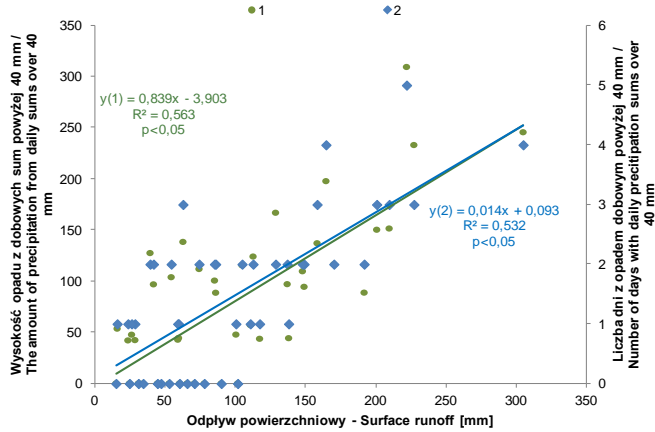
Lata	Spływ powierzchniowy		Spływ śródpokrywy		Odpływ podziemny	
	mm	%	mm	%	mm	%
1973	185,3	44,6	21,8	5,3	208,1	50,1
1974	297,2	53,7	66,1	11,9	190,0	34,3
1975	157,8	36,7	54,9	12,8	217,8	50,6
1976	104,6	25,9	43,7	10,8	255,9	63,3
1977	114,7	30,4	39,5	10,5	223,4	59,2
1978	194,8	39,8	44,8	9,1	250,1	51,1
1979	120,6	23,0	26,5	5,1	377,5	72,0
1980	218,6	33,2	101,0	15,4	337,9	51,4
1981	85,3	27,8	59,0	19,2	162,4	53,0
1982	114,5	41,9	40,6	14,9	118,1	43,2
1983	347,1	75,2	84,6	18,3	30,2	6,5
1984	48,8	30,0	7,2	4,4	106,5	65,5
1985	247,6	49,9	91,9	18,5	156,3	31,5
1986	28,4	24,3	25,8	22,1	62,6	53,6
1987	100,4	39,5	27,9	11,0	126,0	49,6
1988	69,3	30,1	54,5	23,6	106,8	46,3
1989	103,1	41,3	87,3	35,0	59,1	23,7
1990	46,1	23,6	27,3	14,0	121,7	62,4
1991	46,8	24,1	30,0	15,4	117,2	60,4
1992	42,0	18,0	59,4	25,5	131,7	56,5
1993	67,8	27,7	79,9	32,7	96,8	39,6
1994	94,9	35,2	58,3	32,2	74,2	32,6
1995	102,8	24,7	75,3	18,1	237,9	57,2
1996	163,8	30,5	40,6	7,5	333,0	62,0
1997	165,7	37,3	68,8	15,5	209,6	47,2
1998	237,7	45,3	109,7	20,9	177,6	33,8
1999	168,1	40,0	61,6	14,7	190,1	45,3
2000	235,9	45,2	135,7	26,0	150,3	28,8
2001	283,8	55,7	110,1	21,6	115,2	22,6
2002	125,1	35,1	78,4	22,0	152,9	42,9
2003	143,2	45,8	63,3	20,3	105,8	33,9
2004	205,5	55,9	85,9	23,4	76,1	20,7
2005	190,3	43,6	111,1	25,5	134,9	30,9
2006	257,3	61,3	88,0	21,0	74,6	17,8
2007	45,6	17,1	105,0	39,5	115,3	43,4
2008	127,9	31,5	135,0	33,2	143,2	35,3
2009	171,2	37,1	98,6	21,4	191,7	41,5
2010	508,7	56,7	119,0	13,3	270,1	30,1
2011	216,0	49,4	106,3	24,3	115,0	26,3
2012	16,0	18,7	42,7	49,8	27,1	31,5
2013	150,8	46,8	67,0	20,8	104,4	32,4
2014	281,0	65,2	122,0	28,3	27,8	6,5
2015	52,0	26,0	62,0	31,0	85,9	43,0
Średnia	155,4	41,1	70,2	18,5	152,8	40,4

Spływ powierzchniowy jest zjawiskiem krótkotrwałym i w zlewni górskiej niezwykle intensywnym, powodującym skokowy przyrost natężenia przepływu, występującym podczas opadów ulewnych i nawałnych, o współczynniku wydajności deszczu α przekraczającym 1,41 (Chomicz, 1953). Spływ powierzchniowy występuje również w czasie roztopów, kiedy jego wielkość jest uzależniona od zapasu wody w pokrywie śnieżnej, wzrostu temperatury (wielkość resublimacji) i przemarznięcia gruntu. W warunkach wypełnienia retencji, w wyniku opadów trwających kilkadziesiąt godzin, występuje spływ powierzchniowy nasycony, niezależnie od natężenia opadów (Horton, 1933). Spływ powierzchniowy traktowany był przez licznych autorów jako dominujący składnik całkowitego odpływu ze zlewni karpackich (Dynowska, 1971; Kiciński, 1970; Ziemońska, 1973), szacowany na 65-75% odpływu. E. Gil i R. Soja (1976), na podstawie kilkuletniej serii wyników badań w zlewni Bystrzanki, oszacowali udział spływu powierzchniowego podczas wezbrań roztopowych na 30-40%. Wyniki badań autora potwierdziły, że w całym badanym okresie spływ powierzchniowy w tej grupie wezbrań stanowił 35,3% odpływu, przy zmianach udziału w rocznym odpływie od 5,9% do 70,2%. W przypadku pozostałych kategorii wezbrań wyróżnionych wg podziału genetycznego, udział spływu powierzchniowego kształtował się następująco:

- dla wezbrań opadowych rozlewnych – średnio 42,0% odpływu, przy zakresie zmian od 10,0 do 83,1%,
- dla wezbrań opadowych ulewnych – średnio 51,7% odpływu, przy zakresie zmian od 17,7 do 87,7%,
- dla wezbrań opadowych ulewno-rozlewnych – średnio 52,5% odpływu, przy zakresie zmian od 8,1 do 80,9%,
- dla wezbrań mieszanych (roztopowo-opadowych) – średnio 43,7% odpływu, przy zakresie zmian od 8,3 do 79,7%.

Udział spływu powierzchniowego w odpływie całkowitym na obszarze Karpat Zachodnich jest wysoki w porównaniu z pozostałym obszarem Polski. Odpływ bezpośredni, będący sumą spływu powierzchniowego i podpowierzchniowego, stanowił prawie 60% odpływu całkowitego. Badania przeprowadzone w dorzeczu Skory (lewy dopływ Kaczawy), położonej na Pogórzu Zachodniosudeckim i Nizinie Śląsko-Łużyckiej wykazały, że udział odpływu bezpośredniego stanowił średnio od 17 do 25% odpływu całkowitego (*Rola retencji zlewni...*, 2003). W części dorzecza Warty, położonej na obszarze Niziny Wielkopolskiej, w latach 1961-1980 średni udział spływu powierzchniowego szacowany był na 2%, a odpływu bezpośredniego – na 20% (Wrzesiński, 1999). Analiza odpływu podczas wezbrań roztopowych na tym obszarze wykazała dominację odpływu bezpośredniego, stanowiącego od 50,9 do 74,0% (Major, 2012), przy czym spływ powierzchniowy stanowił zaledwie od 3,6 do 5,3%.

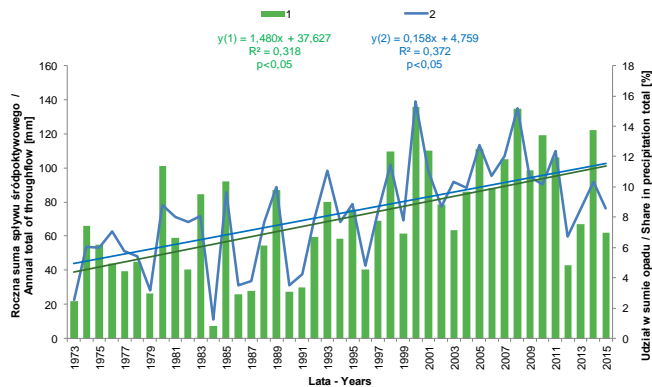
Roczne sumy spływu w badanej zlewni nie wykazywały zależności z rocznymi sumami opadów. Na wielkość tego procesu wpływały pojedyncze zdarzenia o wysokiej dobowej sumie opadów. Zbadano związek między roczną sumą spływu powierzchniowego a liczbą dni z opadem w określonych przedziałach sum dobowych ($\leq 5,0$ mm, 5,1-10,0 mm, 10,1-20,0 mm, 20,1-40,0 mm i $>40,0$ mm) oraz roczną sumą opadów, uzyskaną poprzez dodanie sum w poszczególnych przedziałach sum dobowych. Najlepszą korelację uzyskano zarówno dla liczby dni, jak i sum opadów dobowych przekraczających 40 mm (ryc. 6.8).



Ryc. 6.8. Zależność między roczną sumą spływu powierzchniowego i wysokością opadów o dobowych sumach powyżej 40 mm (1) oraz liczbą dni z opadem dobowym powyżej 40 mm (2)

Fig. 6.8. Relationship between the annual total of the overland flow and the amount of precipitation with daily sums above 40 mm (1) and the number of days with daily precipitation above 40 mm (2)

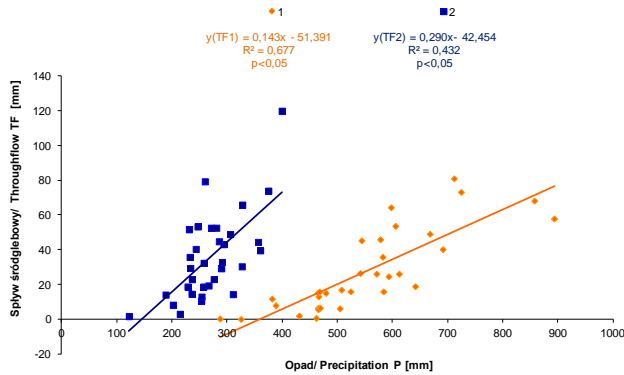
Równocześnie stwierdzono wzrostową tendencję rocznych sum spływu śródpokrywowego i jego udziału względem sum opadu (ryc. 6.9), spowodowaną zmianami w strukturze dobowych sum opadów i wzrostowym trendem w zakresie od 0,1 do 15,0 mm doba⁻¹.



Ryc. 6.9. Roczne sumy spływu śródpokrywowego (1) i jego udział w sumie opadów (2)

Fig. 6.9. Annual totals of throughflow (1) and its share in total rainfall (2)

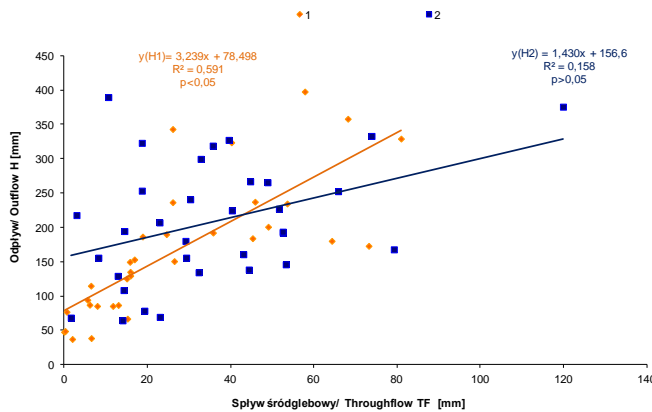
Na podstawie wieloletnich pomiarów, ustalono korelację między sumą opadu i wysokością spływu śródpokrywowego w półroczach hydrologicznych (ryc. 6.10). Dla obydwu półroczy hydrologicznych są one istotne statystycznie, o wyższym współczynniku korelacji w półroczu letnim ($r=0,823$) niż w półroczu zimowym ($r=0,657$). Występujące różnice między wartościami współczynnika regresji liniowej w obydwu



Ryc. 6.10. Zależność sum splywu śródpokrywowego (TF) od sum opadu (P) w półroczach hydrologicznych

Fig. 6.10. Dependence of throughflow totals (TF) on precipitation totals (P) in hydrological half-years
 Objaśnienia/Explanations: 1 – półrocze letnie / summer half-year, 2 – półrocze zimowe / winter half-year

półroczach są spowodowane obecnością na poletku pomiarowym roślinności trawiastej w fazie wegetacji, która przejmuje część wody opadowej w formie intercepcji i powoduje pobór wody z gleby. Dodatkowo, wysoka temperatura powietrza zwiększa intensywność ewapotranspiracji terenu z badanej powierzchni. Analogicznie przeprowadzona korelacja półrocznych sum splywu śródpokrywowego i odpływu ze zlewni wskazuje, że tylko w półroczu letnim występuje statystycznie istotny udział splywu śródpokrywowego w zasilaniu cieku ($r=0,769$); w półroczu zimowym zależność ta jest nieistotna statystycznie, z powodu odpływu wód podczas gwałtownych roztopów lub przemarznięcia gruntu, które utrudnia lub umożliwia infiltrację wody ($r=0,388$) (ryc. 6.11).

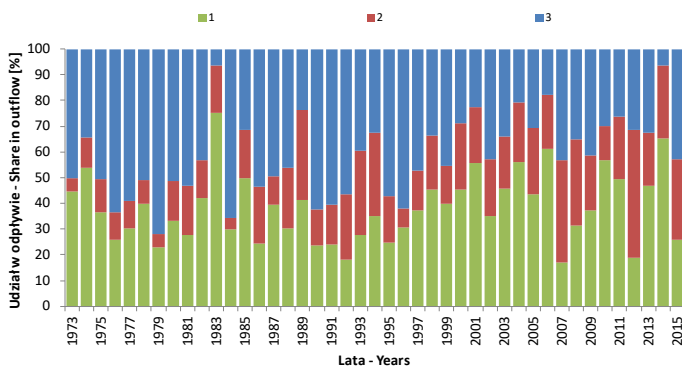


Ryc. 6.11. Zależność między wielkością odpływu (H) i splywu śródoglebowego (TF) i w zlewni Bystrzanki w półroczach hydrologicznych

Fig. 6.11. Relationship between the outflow (H) and the throughflow (TF) in the Bystrzanka catchment in hydrological half-years
 Objaśnienia / Explanations: 1 – półrocze letnie / summer half-year, 2 – półrocze zimowe / winter half-year

Wielkość spływu śródpokrywowego określona została na podstawie pomiaru na poletku i obejmowała warstwę glebowo-zwierzelinową o miąższości 1 m, podczas gdy miąższość pokryw glebowych w dolnych częściach stoku dochodzi do 4 m (Adamczyk i in., 1973). Zatem warstwa, w której występuje spływ śródpokrywowy ma większą miąższość w stosunku do głębokości, na której odbywa się pomiar. Ponadto, szerokość dna doliny wykazuje duże zróżnicowanie wzdłuż biegu głównego ciek. W takiej sytuacji, obliczona wielkość spływu śródpokrywowego, dotycząca wyłącznie 1-metrowej warstwy gleby, ma charakter szacunkowy.

Roczne sumy odpływu podziemnego zamknęły się w granicach od 27,1 mm (2012 r.) do 377,5 mm (1979 r.), przy średniej rocznej sumie 152,8 mm i udziale w całkowitym odpływie – od 6,5% (lata 1983 i 2014) do 72,0% (1979 r.). Średni moduł odpływu podziemnego wyniósł $4,85 \text{ dm}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ i mieścił się w zakresach obliczonych dla małych zlewni karpackich, przedstawionych w pracach S. Kurka i J. Pawlika-Dobrowolskiego (1984), W. Ciężkowskiego i in. (1999) i J. Plenzlera i in. (2010). Sumy roczne odpływu podziemnego w badanym okresie przyjęły statystycznie istotną tendencję spadkową, opisaną współczynnikiem trendu $\alpha = -0,47$. Udział odpływu podziemnego w całkowitym rocznym odpływie ze zlewni stanowił średnio 40% i odpowiadał średniemu udziałowi tej formy odpływu ze zlewni rzek karpackich (Soja, 1981). Badania prowadzone w zlewni Grajczarka wskazały na wpływ lesistości zlewni na wielkość odpływu podziemnego (Kostuch, 2003). W zlewni potoku Czarna Woda (las zajmował 82,9% powierzchni zlewni) odpływ podziemny stanowił 51,4% odpływu całkowitego, natomiast w zlewni potoku Biała Woda (powierzchnia lasu stanowiła 56,2%) zmniejszył się do 37,2%. W obszarach górskich udział tej składowej w odpływie jest relatywnie niski w porównaniu z obszarami Niżu Polskiego. W zlewni Skrwy Lewej udział składowej podziemnej stanowił 65% (Brykała, 2009). Analiza poszczególnych składników odpływu w badanym okresie wskazuje na wzrost roli spływu powierzchniowego i śródpokrywowego oraz zmniejszające się znaczenie odpływu podziemnego w kształtowaniu odpływu ze zlewni (ryc. 6.12). Zmiany w strukturze odpływu świadczą o przyspieszeniu obiegu wody w małej fliszowej zlewni karpackiej. Wzrost udziału spływu powierzchniowego

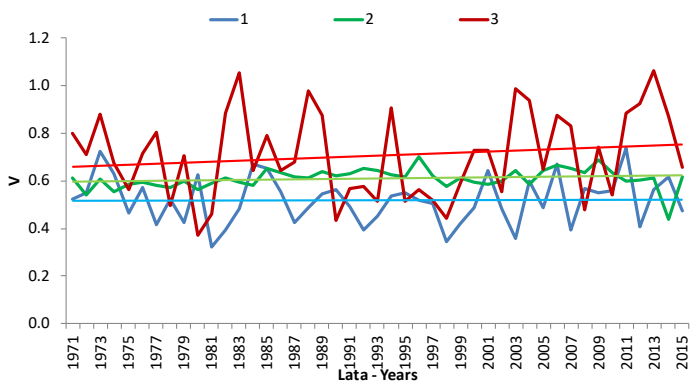


Ryc. 6.12. Struktura odpływ ze zlewni Bystrzanki w latach 1971-2015 z podziałem na : spływ powierzchniowy (1), spływ śródpokrywowy (2) i odpływ podziemny (3)

Fig. 6.12. The structure of the outflow from the Bystrzanka catchment in 1971-2015 divided into: surface runoff (1), throughflow (2) and underground flow (3)

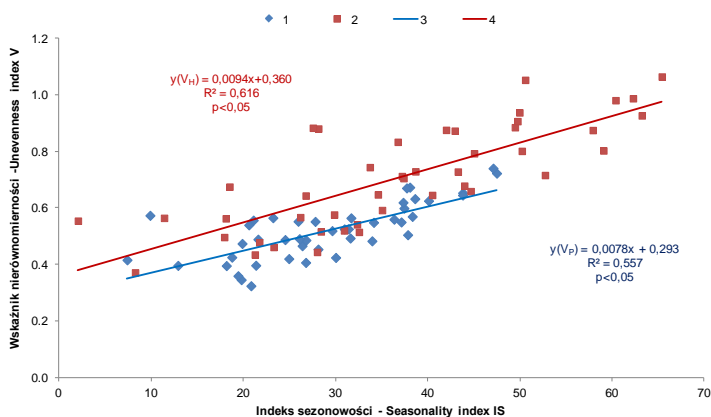
w odpływie znajduje odzwierciedlenie we wzroście liczby dni w roku, w których został przekroczony przepływ o prawdopodobieństwie 50% (por. ryc. 5.68).

Na podstawie miesięcznych sum opadu, ewapotranspiracji terenowej i odpływu zbadano nierównomierność tych elementów obiegu wody w kolejnych latach. Do analizy posłużono się metodą T. Wilgata (1949) i obliczono wskaźnik nierównomierności V , który jest skumulowaną miarą odchyień sum w danym roku względem średnich wieloletnich. Średni roczny wskaźnik V dla opadu wyniósł 0,52, dla ewapotranspiracji terenowej – 0,61 i dla odpływu – 0,71. W okresie 1971-2015 przyjął on statystycznie istotny trend wzrostowy dla opadu i odpływu, lecz tylko dla odpływu współczynnik trendu α wskaźnika V świadczył o wzroście okresowości (koncentracji) odpływu w ciągu roku (ryc. 6.13). Wskaźnik nierównomierności V , nazywany przez jego autora “wskaźnikiem okresowości” jest dobrze skorelowany z indeksem sezonowości IS Markhama (ryc. 6.14).



Ryc. 6.13. Wskaźnik nierównomierności V : opadów (1), ewapotranspiracji terenowej (2) i odpływu (3) w latach 1971-2015

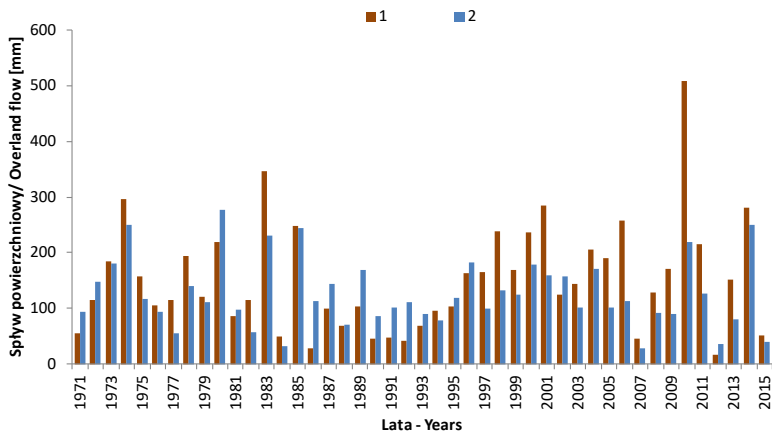
Fig. 6.13. Unevenness factor V : precipitation (1), field evapotranspiration (2) and outflow (3) in 1971-2015



Ryc. 6.14. Zależności między indeksem sezonowości (IS) i wskaźnikiem nierównomierności (V) opadów P (1) i odpływu H (2)

Objaśnienia / Explanations: 1 – korelacja indeksów IS i V dla opadu / correlation of IS and V indices for precipitation, 2 – korelacja indeksów IS i V dla odpływu / correlation of IS and V indices for outflow

Przestrzenne zróżnicowanie składników odpływu na obszarze zlewni uzyskano dzięki modelowaniu hydrologicznemu. Niezwykle cenne jest porównanie wyników modelowania z pomiarami punktowymi. Porównanie średnich rocznych sum spływu powierzchniowego (*SURQ*), obliczonego na podstawie limnigramów z profilu zamykającego zlewnię oraz symulowanego, wskazuje na występowanie niewielkich różnic rocznych sum (ryc. 6.15). Spływ powierzchniowy symulowany przez SWAT był o ok. 16 mm niższy. Średnia różnica jest zatem niewielka, wynosząca ok. 10%.



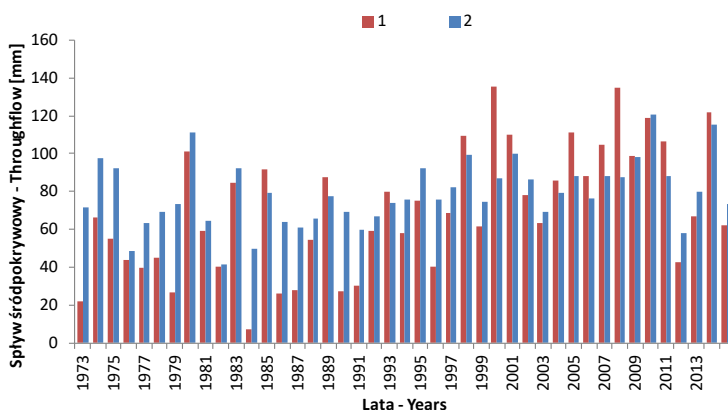
Ryc. 6.15. Roczne sumy odpływu powierzchniowego uzyskanego metodą rozdziału hydrogramu (1) oraz symulacji przez model SWAT (2)

Fig. 6.15. Annual totals of overland flow obtained using the hydrograph separation method (1) and simulation by SWAT model (2)

Wyniki symulacji, również w tym przypadku, były wyższe w latach o niskich sumach *SURQ* w porównaniu z danymi z pomiarów; w latach o wysokich sumach *SURQ* występowała sytuacja odwrotna. Prawdliwość taka obserwowana była do 2005 r., po którym prawie we wszystkich latach, a szczególnie w latach o wysokim odpływie powierzchniowym, stwierdzono wyraźnie wyższe sumy odpływu powierzchniowego pochodzące z pomiarów. Na obszarze zlewni Bystrzanki nie nastąpiła wówczas radykalna zmiana użytkowania w kierunku wzrostu powierzchni gruntów ornych, lecz wyraźny wzrost długości dróg utwardzonych, wzdłuż których wykonano przydrożne rowy, stanowiące dodatkową sieć drenażu (Kijowska, 2015). Budowa takiej infrastruktury spowodowała wzrost prędkości i objętości spływu. Znaczący wzrost długości utwardzonych dróg nie wiązał się jednakże z istotnym, czytelnym dla modelu SWAT, wzrostem powierzchni tej kategorii pokrycia. Nie był zatem w odpowiednim stopniu uwzględniany przez model, stąd uzyskane wyniki są niedoszacowane.

Wyniki symulowanego spływu śródpokrywowego (*LATQ*) porównano z wynikami pomiarów tego procesu, prowadzonych na poletku badawczym. Roczna suma spływu śródpokrywowego uzyskana z pomiarów na poletku wyniosła 70,2 mm i była o ok. 11 mm wyższa w porównaniu ze średnią wartością uzyskaną na podstawie symulacji. W okresie objętym badaniem nie stwierdzono jednokierunkowego odchylenia w zależności od źródła uzyskanych wyników i prawidłowości, która w danym roku

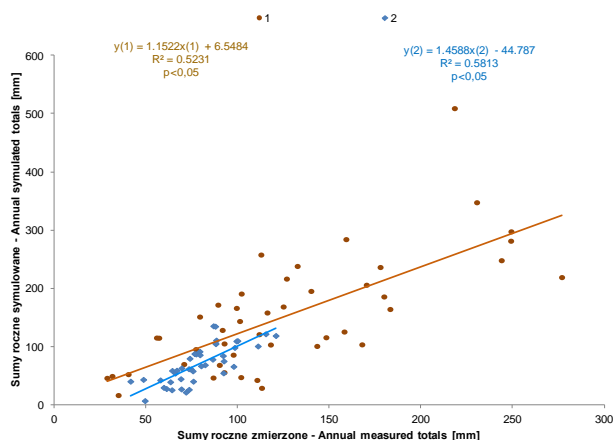
(latach) wpłynęłyby na ten kierunek (ryc. 6.16). W wieloletniu 1971-2015 zaobserwowano wzrostową tendencję dla rocznych sum LATQ, zarówno uzyskanych z pomiarów na poletku, jak i pochodzących z symulacji.



Ryc. 6.16. Roczne sumy splywu śródlebowego zmierzzonego na poletku doświadczalnym (1) i symulowanego przez model SWAT (2)

Fig. 6.16. Annual totals of throughflow measured on the experimental plot (1) and simulated by SWAT (2)

Porównanie zmierzonych i symulowanych rocznych sum splywu powierzchniowego i śródpokrywowego wskazuje na występowanie ścisłej zależności, opisanej wysokimi i statystycznie istotnymi wartościami współczynnika korelacji, wynoszącymi w przypadku splywu powierzchniowego $r=0,723$ i dla splywu śródpokrywowego $r=0,762$ (ryc. 6.17). Na podstawie współczynnika regresji stwierdzono większe przeschacowanie przez model splywu śródpokrywowego w porównaniu ze splywem powierzchniowym.



Ryc. 6.17. Korelacja rocznych sum splywu powierzchniowego (1) i śródpokrywowego (2) uzyskanych na podstawie pomiarów i symulacji przez model SWAT

Fig. 6.17. Correlations of annual totals of overland flow (1) and throughflow (2) obtained on the basis of measurements and simulations by SWAT model

7. Podsumowanie i wnioski

Wyniki przeprowadzonych badań wskazują na wystąpienie w okresie 45 lat przestrzennych i czasowych zmian wielkości, udziału i tendencji poszczególnych składników obiegu wody w zlewni Bystrzanki. Kierunek i wielkość zmian są zróżnicowane dla każdego badanego elementu obiegu wody w wieloleciu. Zmienność każdego badanego składnika z roku na rok jest bardzo duża, wynikająca z położenia obszaru badań w przejściowej odmianie klimatu umiarkowanego i oddziaływania ośrodków barycznych z różnych kierunków (Twardosz i in. 2011).

W badanym okresie stwierdzony został dodatni trend średniej rocznej temperatury powietrza (wzrost o $0,4^{\circ}\text{C}$ na 10 lat), na który największy wpływ miała jej wzrostowa tendencja w kwietniu (o $0,6^{\circ}\text{C}$ na 10 lat), w czerwcu (o $0,6^{\circ}$ na 10 lat) oraz w lipcu i sierpniu (o $0,7^{\circ}\text{C}$ na 10 lat). Rozkład w ciągu roku współczynnika przepływu k i współczynnika stanów wody l wskazuje, że określone na podstawie wieloletnich badań reżimy odpływu i płytkich wód podziemnych wykazują zmiany w czasie. Z powodu niewielkiej powierzchni, dużej dynamiki rzeźby, pokrycia terenu oraz działalności człowieka (powierzchnie zabudowane i utwardzone, drogi, sztuczne linie drenażu) na obszarze zlewni Bystrzanki występuje duże przestrzenne zróżnicowanie składników obiegu wody.

Celem przeprowadzonych badań było określenie: na ile warunki klimatyczne oraz pokrycie terenu wpływają na składniki obiegu wody w zlewni. W zlewni Bystrzanki zaobserwowano zmiany badanych elementów klimatu, które wpływają na wielkość ewapotranspiracji (temperatura powietrza, niedosyt wilgotności i prędkość wiatru). Nawiązują one do globalnych i regionalnych kierunków zmian klimatu: wzrostu temperatury powietrza (*IPCC Special Report*, 2019), ograniczenia czasu trwania lub zaniku termicznej zimy (Kozuchowski i Degirmendzić, 2005) oraz częstszego występowania głębokich niżówek w korytach cieków (Kaznowska i Banasik, 2009; Tomaszewski, 2012).

Wpływ zmian pokrycia terenu jest niejednoznaczny i nie przekłada się na zmianę wielkości odpływu. Posłużenie się metodą podwójnej krzywej kumulacyjnej (skumulowanych rocznych sum opadu i odpływu) nie przyniosło zamierzonego rezultatu; krzywa skumulowanych sum ma przebieg prostoliniowy i nie wykazuje załamania i zmiany kierunku, które wskazywałoby na wystąpienie zmiany warunków

odpływu, spowodowanej transformacją pokrycia terenu. Zatem metoda zastosowana przez R. Soję (1988) w zlewni Wisłoki, ukazująca wpływ zmian użytkowania ziemi w jej beskidzkiej części tej zlewni, związanych z wysiedleniem ludności lemkowej, w tym przypadku okazała się nieskuteczna. Przyczyną może być mała powierzchnia badanej zlewni, z której odpływ charakteryzuje się dużą nieregularnością w ciągu roku, uzależnioną od warunków pogodowych i przez to, słabą detekcją na zmiany pokrycia terenu. Inną przyczyną jest wpływ działalności człowieka: wzrost powierzchni utwardzonych (dachy zabudowań, podwórka wykładane kostką brukową, drogi) i długości linii drenażu wzdłuż utwardzonych i asfaltowanych dróg. Odpływ generowany przez takie formy działalności człowieka rekompensuje zmniejszenie odpływu liniowego z gruntów ornych (roślin okopowych i zbóż), których powierzchnia w ciągu ostatnich 50 lat uległa ponad 3-krotnemu zmniejszeniu. Wskazane przyczyny mogą powodować różnice między pomierzonymi a symulowanymi za pomocą modelu SWAT sumami składników obiegu wody.

Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono następujące prawidłowości dotyczące zmian składników obiegu wody w badanym okresie:

1. W okresie badanego wielolecia 1971-2015 **nie stwierdzono istotnej statystycznie tendencji rocznych sum opadu**. Zaobserwowano jednakże wzrostową tendencję liczby dni z opadem ($\alpha=0,53$), głównie za sprawą wzrostu liczby dni z opadem bardzo słabym, nie przekraczającym 1 mm ($\alpha=0,44$). Można zatem przypuszczać, iż tak niskie dobowe sumy opadu nie zrekompensują strat wody związanych z ewapotranspiracją terenową i nie zwiększą wilgotności gleby. Roczne sumy opadu w postaci śniegu charakteryzowały się fluktuacjami, przejawiającymi się wzrostem wysokości opadu śnieżnego co 4-6 lat.

2. Używając metody długości okresów bezopadowych oraz współczynnika hydrotermicznego K Sielianinowa (tylko dla ciepłej pory roku) **od połowy lat 90. XX w. stwierdzono wzrost liczebności przypadków i czasu trwania posuch, przechodzących w susze glebowe, w tym szczególnie dotkliwych susz długotrwałych (powyżej 28 dni)**, potwierdzony wynikami badań z regionów Polski (Skowera, 2014). Zjawisku suszy glebowej towarzyszyły niżówki w korycie cieku, których frekwencja wyraźnie wzrastała od połowy lipca do początku grudnia (por. ryc. 5.51 i 5.52).

3. Roczne sumy ewapotranspiracji wskaźnikowej (ET_o) i terenowej (ET) **nie wykazywały w badanym wieloleciu statystycznie istotnej tendencji rozwojowej** (por. ryc. 5.16), a średnia roczna wielkość ET_o w okresie wegetacyjnym (IV-IV) była zgodna z wynikami badań dla południowo-wschodniej części Polski (Kasperska-Wołkowicz i Łabędzki, 2004). Statystycznie istotne, dodatnie trendy ewapotranspiracji terenowej (ET) stwierdzono dla kolejnych miesięcy od lutego do czerwca. Zjawisko to jest niekorzystne dla upraw (rośliny okopowe i zboża) oraz traw, których zapotrzebowanie na wodę w tym okresie jest szczególnie duże. Wzrostowe tendencje ET w okresie wiosennym (por. tab. 5.9), skutkują coraz szybszą recesją stanów wód podziemnych, trwającą od początku września do połowy grudnia, oraz odpływu rzeczno-odpornego – od października do lutego (por. ryc. 6.6).

4. Wielkość spływu powierzchniowego z pól uprawnych zmniejszyła się z powodu zmian w strukturze użytkowania ziemi na obszarze zlewni: odejścia od użytkowania

gruntów ornych w kierunku wzrostu powierzchni łąk (Kijowska-Strugała, 2015). **Recesja powierzchni upraw rzędowych, na których generowane są wysokie objętości spływu powierzchniowego, została zrekompensowana przez wzrost powierzchni utwardzonych: podwórek wykładanych kostką brukową, asfaltowych nawierzchni dróg i towarzyszących im rowów przydrożnych (dodatkiem linii drenażu).** Taka zmiana, obserwowana od 2006 r., nie została w wystarczającym stopniu uwzględniona przez model SWAT, dla którego powierzchnie dróg czy obszarów zabudowy są zbyt małe i w niewystarczającym stopniu wpływają na wzrost spływu powierzchniowego z obszaru zlewni (por. ryc. 6.13).

5. W latach 1971-2015 zaznaczył się **dodatni trend średniej głębokości wody w płytkich piezometrach glebowych.** Sytuację tę potwierdzają roczne i miesięczne wartości wskaźnika zagrożenia suszą gruntową k_n . Stwierdzono korelację kierunków zmian średnich rocznych stanów wody płytkich wód gruntowych z wysokością spływu śródpokrywowego. Można zatem stwierdzić, że w **badanym okresie zwiększyła się rola pokryw stokowych w retencjonowaniu wody i jej późniejszej dostawie do koryta ciek.** Dotyczy to głównie obszaru zlewni, na którym występuje użytkowanie łąkowe (por. ryc. 5.71 B i 5.74). W świetle informacji zawartej w poprzednich wnioskach, **zjawisko to należy uznać za pozytywne.** Wysokość spływu śródpokrywowego jest ściśle związana z wysokością opadów. Korelacje między wielkością spływu i opadu w półroczach hydrologicznych są statystycznie istotne. Progowa wysokość opadu, który zapewnia wystąpienie spływu śródpokrywowego w półroczu zimowym wyniosła 147 mm, natomiast w półroczu letnim – 360 mm (por. ryc. 6.10)

6. Średnia wysokość odpływu gruntowego w badanym wieloleciu wyniosła 152,8 mm i w skali wielolecia była zbliżona do wysokości odpływu powierzchniowego (155,4 mm). Roczne sumy odpływu podziemnego wykazywały tendencję spadkową, spowodowaną zmniejszającą się częstością długotrwałych opadów rozlewnych, które zrekompensowałyby deficyt wody, tzw. głębokiego krążenia. **Zmniejszanie się odpływu podziemnego przynosi wymierny skutek w postaci wzrostu czasu trwania niżówek i niedoboru odpływu podczas ich występowania.**

7. Odpływ ze zlewni stanowił wypadkową wielkości omówionych wyżej składników. Średnia wysokość warstwy odpływu wyniosła 370,4 mm rok⁻¹. W latach 1971-2015 wystąpiły kilkunastoletnie okresy wzrostu częstości wezbrań lub niżówek (por. ryc. 5.65). **Na podstawie czasu koncentracji, czasu trwania i maksymalnego przepływu stworzono modele wezbrań wyróżnionych na podstawie kryteriów genetycznych** (Lambor, 1965). Połączenie dwóch klasyfikacji wezbrań: genetycznej i uwzględniającej natężenie maksymalnego przepływu pozwoliło wyróżnić największą liczebność „wezbrań opadowych ulewnych – zwykłych” i „wezbrań opadowych rozlewnych – zwykłych”, stanowiących blisko 1/3 ogółu wezbrań. Największą rolę w odprowadzaniu wody odegrały „wezbrania opadowe ulewnie wielkie”, podczas których odpłynęło 32,7% objętości wezbrań.

8. Przedstawiono **progowe wartości deficytu opadu, wywołującego niżówkę w korycie rzecznym,** z podziałem na poszczególne miesiące (tab. 5.20). W okresie wiosennym (marzec-maj) deficyt opadów na poziomie kilku milimetrów jest wystarczający do wystąpienia przepływu niżówkowego. W okresie letnim (czerwiec-wrzesień)

deficyt opadów niezbędny do wystąpienie przepływu niżówkowego jest większy, w okresie 10-dniowym przekraczający 20 mm. W tej części roku dla wystąpienia niżówki wystarczającym jest 10-dniowy okres deficytu opadów, podczas gdy w okresie wiosennym wystąpienie niżówki wymaga dłuższego czasu z deficytem opadów.

9. Oceniono sezonowość zmian badanych składników obiegu wody w zlewni, postępując się m. in. indeksem sezonowości (*IS*). Sekwencja wielkości indeksu sezonowości *IS*: opadu (29%), płytkich wód gruntowych (18-34%) i odpływu (36%), **wskazuje na jego wyższe wartości niż w zlewniach środkowej Polski** (Tomalski, 2015, 2016) oraz inaczej ustawiony porządek *IS* w zależności od miejsca w obiegu wody. Przesunięcie terminu połowy odpływu (*TPO*) z 1 kwietnia na 9 maja świadczy o **zmniejszającej się roli wezbrań roztopowych w odpływie ze zlewni** (por. ryc. 5.34), potwierdzonej na obszarze Polski (Piętka, 2009).

10. Ocena nierównomierności (wskaźnik nierównomierności *V* Wilgata) składników obiegu wody (opadu, ewapotranspiracji terenowej i odpływu) w kolejnych latach wskazuje na wzrost odchylenia odpływu w stosunku do średniego jego przebiegu w ciągu roku (wzrost okresowości), spowodowany występowaniem niżówek.

11. **W całym okresie żaden z głównych składników obiegu wody (opad, ewapotranspiracja i odpływ) nie wykazywał statystycznie istotnej tendencji rozwojowej sum rocznych.** W nielicznych miesiącach w ciągu roku stwierdzono statystycznie istotne trendy miesięcznych sumy opadów, ewapotranspiracji terenowej i odpływu. Nie stwierdzono zależności między występowaniem trendów badanych składników obiegu wody w poszczególnych miesiącach. W lutym i marcu wystąpił dodatni trend sum opadów, w okresie od lutego do czerwca – dodatni trend ewapotranspiracji, natomiast w grudniu – ujemny trend odpływu (por. tab. 5.4, 5.9 i 5.16).

Zastosowanie trendu kroczącego pozwoliło wyodrębnić kilku- do kilkunastoletnie okresy, w których wystąpił trend rocznych i miesięcznych sum składników obiegu wody. Porównanie obliczeń wykonanych tą metodyką pozwoliło wyróżnić 6 segmentów, w których równocześnie stwierdzono statystycznie istotne trendy między dwoma badanymi składnikami obiegu wody:

- dla marca w okresie 1984-1994 (1 segment) – wzrost *ET* i spadek *H*,
- dla kwietnia 1997-2009 (kolejne 3 segmenty) – wzrost *P* i wzrost *H*,
- dla lipca 1991-2002 (kolejne 2 segmenty) – wzrost *P* i wzrost *H*.

12. Na podstawie modelowania SWAT w badanej zlewni stwierdzono zróżnicowanie średnich wartości składników obiegu, będące skutkiem pokrycia terenu. Spływ powierzchniowy na obszarach z przewagą użytkowania rolniczego jest ok. 6-krotnie większy niż w zlewniach cząstkowych z przewagą pokrycia leśnego. Spływ śródpokrywowy na obszarach pokrytych przez las jest ok. 10-krotnie większy niż na obszarach użytkowanych rolniczo.

Przedstawione studium przypadku obiegu wody w małej zlewni karpackiej ukazuje kierunki zmian stosunków wodnych, występujące na skutek globalnych zmian klimatycznych, które uwidaczniają się również w małej skali przestrzennej, oraz oddziaływania człowieka i związanego z nim pokrycia terenu, uwarunkowanego postępowaniem cywilizacyjnym.

LITERATURA

- Absalon, D. (1998). *Antropogeniczne zmiany odpływu rzecznego w zlewni Rudy*. Katowice: Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego.
- Adamczyk, B., Maciaszek, W., Januszek, K. (1973). Gleby gromady Szymbark i ich wartość użytkowa. W: L. Starkel (red.), *Gleby i zbiorowiska leśne okolic Szymbarku*, Dokumentacja Geograficzna, 1, 15-66, Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and Drainage Paper, 56, 1-300 Rzym: FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah R. S., Williams J. R. (1998). Large-area hydrologic modeling and assessment: Part I. Model development, *Journal of American Water Resources Association*, 34(1), 73-89, Woodbridge: American Water Resources Association, <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>
- Arnold, J. G., Williams, J. R. (1987). Validation of SWRRB – simulator for water resources in rural basins. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 113(2), 243-256. Reston: American Society of Civil Engineers, [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9496\(1987\)113:2\(243\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9496(1987)113:2(243))
- Bac, S., Rojek, M. (1999). *Meteorologia i klimatologia w inżynierii środowiska*. Wrocław: Wydawnictwo AR.
- Bajkiewicz-Grabowska, E., Magnuszewski, A., Mikulski, Z. (1993). *Hydrometria*. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Bajkiewicz-Grabowska, E., Mikulski, Z. (2008). *Hydrologia ogólna*. Warszawa: Wydawnictwo Naukowe PWN.
- Banasik, K., Byczkowski, A., Hejduk, L., Gładcki, J. (2012). Obliczanie przepływów maksymalnych rocznych o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia w małej zlewni z zastosowaniem metod statystycznych oraz metod pośrednich, *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 12, 3(39), 17-26.
- Baran-Gugrul, K., Raczynski, K. (2016). Dynamika występowania niszów w rzekach górskich i wyżynnych na przykładzie Wisłoki i górnego Wieprza, *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 16, 4 (56), 17-31.
- Barredo J. I. (2007). Major flood disasters in Europe: 1950–2005, *Natural Hazards*, 42, 125–148. Springer <https://doi.org/10.1007/s11069-006-9065-2>
- Bartczak, A. (2007). *Wieloletnia zmienność odpływu rzecznego z dorzecza Zgłowiączki*, Prace Geograficzne, 209. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Bartczak, A., Glazik, R., Tyszkowski, S. (2013). Tendencje rocznych sum opadów we wschodniej części Kujaw, *Nauka, Przyroda, Technologie. Dział: Melioracje i Inżynieria Środowiska*, 7(1), 8. Poznań: Wydawnictwo UP.
- Bartnik, A. (2016). Wieloletnie zmiany odpływu małej rzeki miejskiej pod wpływem antropopresji (na przykładzie Sokołówki–Łódź). W: L. Hejduk, E. Kaznowska (red.), *Hydrologia zlewni zurbanizowanych*, Monogr. Komit. Gosp. Wod. PAN, (39), 93-113.
- Baumgartner, A., Reichel, E. (1975). *The world water balance: Mean annual global, continental and maritime precipitation, evaporation and runoff*, Amsterdam: Elsevier.

- Bertalanffy, L. (1984). *Ogólna teoria systemów*. Warszawa: PWN.
- Biernat, B. (1977). Typowe okresy występowania wezbrań, *Gaz. Obser. IMGW*, 12, 1, Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Biernat, B. (1994). *Typowe okresy występowania wezbrań*, ark. 32.3 *Odplyw powierzchniowy*, Atlas Rzeczypospolitej Polskiej. Warszawa: Główny Geodeta Kraju, PPWK im. E. Romera S.A.
- Biniak-Pieróg, M., (2014). Występowanie posuch atmosferycznych w półroczu letnim we Wrocławiu – Swojcu w latach 1961-2010, *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 3(1), 945-957. Kraków: Stowarzyszenie Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, <http://dx.medra.org/10.14597/infraeco.2014.3.1.070>
- Biswas, A. (1978). *Historia hydrologii*. Warszawa: PWN.
- Bochenek, W. (2002). Ocena możliwości retencyjnych pokryw glebowo-zwietrzelinowych na stoku pogórskim, *Regionalny Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, 3, 103–107.
- Bochenek, W. (2005). Krążenie wody i ługowanie pokryw w profilu podłużnym pogórskiego stoku fliszowego, Maszynopis rozprawy doktorskiej. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
- Bochenek, W. (2007). Możliwość ekstrapolacji punktowych wyników wysokości opadów atmosferycznych na przekładzie posterunku opadowego „IG PAN” w Szymbarku w różnych skalach czasowych. W: A. Kostrzewski, A. Andrzejewska (red.), *Program Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego a zadania ochrony obszarów Natura 2000*, 101-114. Warszawa: Biblioteka Monitoringu Środowiska.
- Bochenek, W. (2012). Ocena zmian warunków opadowych na Stacji Naukowo-Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku w okresie 40 lat obserwacji (1971–2010) i ich wpływ na zmienność odpływu wody ze zlewni Bystrzanki, *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 12, 2(38), 29-44.
- Bochenek, W. (2016 a). Termiczne pory roku w Szymbarku (1968-2013), *Prace Geograficzne IGiPZ UJ*, 147, 67-80, <https://doi.org/10.4467/20833113PG.16.022.6084>
- Bochenek, W. (2016 b). Zmienność wskaźnika zagrożenia suszą w pokrywach glebowo-zwietrzelinowych pogórskiego stoku fliszowego na Stacji Badawczej IGiPZ PAN w Szymbarku w latach 2000-2015, *Acta Agrophysica*, 23, 3, 319-330.
- Bochenek, W., Gil, E. (2010). Zróżnicowanie spływu powierzchniowego i spłukiwania gleby na poletkach doświadczalnych o różnej długości (Szymbark, Beskid Niski), W: E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geograficzne, 45, 265-278. Warszawa: Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW.
- Bochenek, W., Kijowska-Strugała, M., Kiszka, K. (2018). Wieloletnie tendencje warunków klimatycznych w Szymbarku na podstawie wybranych wskaźników, *Przegląd Geograficzny*, 90, 1, 35-52, <https://doi.org/10.7163/PrzG.2018.1>
- Boczoń, A. (2004). *Zużycie wody przez dęby w siedlisku lasu wilgotnego*, Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, 23. Warszawa: Instytut Badawczy Leśnictwa
- Boczoń, A., Wróbel, M. (2015). Wpływ suszy na pobór wody przez sosnę zwyczajną (*Pinus sylvestris* L.) o różnej pozycji w drzewostanie. *Leśne Prace Badawcze*, 76, 4, 370-376, <https://doi.org/10.1515/frp-2015-0036>
- Bogdanowicz, E., Stachý, J. (1998). *Maksymalne opady deszczu w Polsce. Charakterystyki projektowe*. Materiały Badawcze IMGW, Seria Hydrologia i Oceanologia, 23. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

- Brodowski, R., Rejman, J. (2004). Określenie wpływu wilgotności i stanu powierzchni gleby wytworzonej z piasku gliniastego na spływ powierzchniowy i zmyw gleby. *Acta Agrophysica*, 4(3), 619-624.
- Brykała, D. (2009). *Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie odpływu rzecznego w dorzeczu Skrzywi Lewej*, Prace Geograficzne IGIPIZ PAN, 221, 142. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Bryndał, T. (2014a). *Identyfikacja małych zlewni podatnych na formowanie gwałtownych wezbrań w Karpatach Polskich*, Prace Monograficzne UP, 690, 226. Kraków: Uniwersytet Pedagogiczny.
- Bryndał, T. (2014b). Parametry hydrologiczne gwałtownych wezbrań opadowo-nawalnych w małych zlewniach w polskiej słowackiej i rumuńskiej części Karpat, *Przegląd Geograficzny*, 86, 1, 5-21, <http://dx.doi.org/10.7163/PrzG.2014.1.1>
- Brozowski, J., Miatkowski, Z., Śliwiński, D., Smarzyńska, K., Śmietanka, M. (2015). Application of SWAT model to small agricultural catchment in Poland, *Journal of Water Land Dev.*, 15, 2011: 157-166.
- Bucała, A., Starkel, L. (2013). Postępująca recesja rolnictwa a zmiany w środowisku przyrodniczym polskich Karpat, *Przegląd Geograficzny*, 85, 15-29, <http://dx.doi.org/10.7163/PrzG.2013.1.2>
- Byczkowski, A. (1999). *Hydrologia, t. 1*. Warszawa: Wyd. SGGW.
- Cebulska, M., Twardosz, R., Cichoński, J. (2007). Zmiany rocznych sum opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej Wisły w latach 1881-2030, W: K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*, 383-390. Kraków: Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ.
- Chełmicki, W. (1991). *Reżim płytkich wód podziemnych w Polsce*, Rozprawy habilitacyjne, 218. Kraków: Uniwersytet Jagielloński.
- Chełmicki, W., Skąpski, R., Soja, R. (1999). Reżim hydrologiczny rzek karpaccich w Polsce, *Folia Geographica, Ser. Geograph.-Physica*, 29-30, 67-80.
- Chełmicki, W. (2003). Odpływ podziemny, W: J. Pociąg-Karteczka (red.), *Zlewnia. Właściwości i procesy*, 207-214. Kraków: Uniwersytet Jagielloński.
- Chiang, S., Biniak-Pieróg, M., Kaminska, J., Szulczewski, W., Zyromski, A. (2012). Aplikacja Evapo–narzędzie do wyznaczanie ewapotranspiracji metodą FAO–Penman–Monteith. *Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich*, 3, 3, 55-66.
- Chomicz, K. (1953). Normy opadowe dla potrzeb kanalizacji miast. *Gospodarka Wodna*, 10, 377-382.
- Ciężkowski, W., Kozłowski, J., Liber-Madziarz, E., Przylibski, T. A., Żak S. (1999). Zróżnicowanie modułu odpływu podziemnego w zlewni Kryniczanki w okresie niżówkowym, *Przegląd Geologiczny*, 47 (6), 564–566.
- Czaja, S. (1999). *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej)*. Wyd. Uniw. Śląskiego, 1782. Sosnowiec: Uniwersytet Śląski.
- Czarnecka, M., Nidzgorska-Lencewicz, J. (2012). Wieloletnia zmienność sezonowych opadów w Polsce, *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 12, 2(38), 29-44.
- Degirmendzić, J., Kożuchowski, K., & Żmudzka, 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: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(3), 291-310, <https://doi.org/10.1002/joc.1010>

- de la Casa, A.C., Ovando, G.G. (2016). Variation of reference evapotranspiration in the central region of Argentina between 1941 and 2010, *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 5, 66-79.
- Dębski, K. (1953). Rozważania na temat metod przewidywania suszy, *Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny*, 3-4, 96-113.
- Dębski, K. (1961). *Charakterystyka hydrologiczna Polski*. Warszawa: PWN.
- Dębski, K. (1970). *Hydrologia*. Warszawa: Arkady.
- Djamana, K., Baldea, A. B., Sowa, A., Mullera, B., Irmakb, S., N'Diaye, M. K., Manneha, B., Moukoubia, Y. D., Futakuchic, K., Saitoc, K. (2015). Evaluation of sixteen reference evapotranspiration methods under sahelian conditions in the Senegal River Valley, *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 3, 139-159, <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.02.002>
- Dobek, M. (2007). Reakcja zwierciadła wód podziemnych na opad atmosferyczny w latach 1961-1981 w wybranych punktach Wyżyny Lubelskie, *Annales Universitatis Mariae Curie Skłodowska, Sectio E – Agricultura*, 62 (1), 49-55.
- Dobjia, A., Wilk, A., Zbadyńska, E. (1979). Parametry morfometryczne zlewni rzecznych w południowo-wschodniej Polsce. *Zeszyty Nauk. UJ, Prace Geograficzne*, 47. Kraków: Uniwersytet Jagielloński.
- Dobroumow, B.M., Ustiużanin, B.S. (1980). *Preobrazowanije wodnych resursów i režima riek centra ETS*, Gidrometeoizdat, Leningrad, 230,
- Doroszewski, A., Kozyra, J., Pudełko, R., Stuczyński, T., Jadczyzyn, J., Koza, P., Łopatka, A. (2008). Monitoring suszy rolniczej w Polsce, *Wiadomości Melioracyjne i Łąkarski*, 51. 1 (416), 35-38.
- Dynowska, I. (1971 a). Typ reżimów rzecznych w Polsce, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geogr.*, 28, 67-81.
- Dynowska, I. (1971 b). Przestrzenna zmienność procentowego udziału podziemnego zasilania rzek polskich, *Folia Geographica, Ser. Geograph.-Physica*, 5.
- Dynowska, I. (1994). Reżim odpływu rzecznego, plansza 32.3 Odpływ rzeczny, *Atlas Rzeczpospolitej Polskiej*, Główny Geodeta Kraju. Warszawa: PPWK im. E. Romera S.A.
- Dynowska, I., Pietrygowa, Z. (1979). Wahania stanów wód gruntowych w dorzeczu górnej Wisły, *Folia Geograph., Ser. Geograph-Physica*, 12, 103-121.
- Dynowska, I., Tłałka, A. (1982). *Hydrografia*, Warszawa: PWN.
- Fał, B., (1967). Przepływy minimalne. W: Przepływy charakterystyczne rzek polskich w latach 1951-1960, Materiały PIHM, Warszawa: IMGW.
- Farat, R., Kępińska-Kasprzak, M., Kowalczyk, P., Mager, P. (1995). *Susze na obszarze Polski w latach 1951-1990*, Materiały badawcze. Seria: Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, 16. Warszawa: IMGW.
- Fatyga, J., Stodolak, R., (2005). Kształtowanie się splywu śródpokrywowego na obszarze zlewni badawczej w Boguszynie (Sudety Środkowe) w 2004 roku, *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 5, 2(15), 175-184.
- Fealy, R., Sweeney, J. (2005). Detection of a possible change point in atmospheric variability in the North Atlantic and its effect on Scandinavian glacier mass balance. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 25(14), 1819-1833, <https://doi.org/10.1002/joc.1231>
- Figuła, K. (1953). Z prac nad gospodarką wodną pastwisk górskich, *Rocz. Nauk Roln., Seria A-Z*, 66.2, 179-181.

- Figuła, K. (1966). Badania nad gospodarką wodną zlewni górskich zalesionych i niezalesionych, cz. II Kształtowanie się odpływów w zlewniach potoków Biała Woda i Czarna Woda. *Rocz. Nauk Roln., seria D*, 118, 51-87.
- Froehlich, W. (1975). *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geograficzne, 114. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Gao, P., Mu, X.-M., Wang, F., and Li, R. (2011). Changes in streamflow and sediment discharge and the response to human activities in the middle reaches of the Yellow River, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 1–10, <https://doi.org/10.5194/hess-15-1-2011>
- Gassman, P.W., Reyes, M.R., Green, C.H., Arnold, J.G. (2007). The Soil and Water Assessment Tool: historical development, applications, and future research directions. *Transactions of ASABE (American Society of Agricultural and Biological Engineers)*, 50(4), 1211–1250, <https://doi.org/10.13031/2013.23637>
- Gąsiorek, E., Kamińska, J., Musiał, E. (2008). Modelowanie ewapotranspiracji wskaźnikowej w różnych regionach Polski. *Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich*, 7, 69-80.
- Gil, E. (1979). *Typologia i ocena środowiska naturalnego okolic Szymbarku*, Dokumentacja Geograficzna, 5.
- Gil, E. (1994). Monitoring obiegu wody i spłukiwania na stokach, W: L. Starkel, E. Gil (red.) *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe)*, 66-87, Szymbark: Biblioteka Monitoringu Środowiska.
- Gil, E. (1999). *Obieg wody i spłukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980-1990 (wyniki badań przeprowadzonych na poletkach doświadczalnych na Stacji Naukowej IGiPZ PAN w Szymbarku)*, Zeszyty IGiPZ PAN, 60, 78.
- Gil, E., Soja, R. (1976). Udział spływu powierzchniowego w całkowitym odpływie w zlewni fliszowej, *Zeszyty Naukowe Politechniki Krakowskiej, Budownictwo Wodne i Inżynieria Sanitarna*, 24, 235-243.
- Gołąb, J. (2012). Symulacja objętości powierzchniowego spływu wody z sieci dróg leśnych w terenie górskim, *Infrastruktura i Ekologia Obszarów Wiejskich*, 2(2), 129-139.
- Graf, R. (2010). Tendencje zmian stanów płytkich wód podziemnych na Nizinie Wielkopolskiej w latach 1961-2000. W: R. Graf, M. Marciniak (red.) *Zasoby, zagrożenia i ochrona wód podziemnych*, seria *Studia i Prace z Geografii i Geologii*, 11, 79-95. Poznań: Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- Gudowicz, J., Zwoliński, Z. (2017). Kształtowanie się odpływu rzecznego w dorzeczu Parsęty w świetle modelowania hydrologicznego. *Przegląd Geograficzny*, 89(1), 45-65, <https://doi.org/10.7163/PrzG.2017.1.3>
- Gutry-Korycka, M. (1978). *Parowanie terenowe w Polsce (1931-60)*, Przegląd Geofizyczny, 23, 4. Warszawa: Polskie Towarzystwo Geofizyczne.
- Gutry-Korycka, M. (1997). Odpływ podziemny, ark. 32.8 Bilans wodny, *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, Główny Geodeta Kraju, Warszawa: Główny Geodeta Kraju. Warszawa: PPWK im. E. Romera S.A.
- Gutry-Korycka, M., (1999). Zlewnia jako geosystem dynamiczny, W: A. Kostrzewski (red.), *Funkcjonowanie geosystemów zlewni rzecznych. Powodzie rzek Przymorza Bałtyku i innych regionów Polski – uwarunkowania, przebieg, skutki w środowisku przyrodniczym*, 17-32. Poznań: Wydawnictwo Naukowe Bogucki.
- Gutry-Korycka, M., Nowicka, B., Soczyńska, U. (red.) (2003). *Rola retencji zlewni w kształtowaniu wezbrań opadowych*, Warszawa: Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW.
- Gutry-Korycka, M., Sadurski, A., Kundzewicz, Z. W., Pociask-Karteczka, J., Skrzypczyk L.

- (2014). Zasoby wodne i ich wykorzystanie, *Nauka*, 1, 77-98.
- Halecki, W., Kruk, E., Ryczek, M. (2018). Loss of topsoil and soil erosion by water in agricultural areas: A multi-criteria approach for various land use scenarios in the Western Carpathians using a SWAT model, *Land Use Policy*, 73, 363-372, <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2018.01.041>
- Hamed, K. H., Rao, A. R. (1998). A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, 204(1-4), 182-196, [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00125-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00125-X)
- Hedger, R. D., Atkinson, P.M., Malthus, T. J. (2001). Optimizing sampling strategies for estimating mean water quality in lakes using geostatistical techniques with remote sensing. *Lakes & Reservoirs; Research and Management*, 6, 279-288, <https://doi.org/10.1046/j.1440-1770.2001.00159.x>
- Hess, M. (1965). *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 11.
- Hess, M., Niedźwiedź, T., Obrębska-Starkłowa, B. (1977). *Stosunki termiczne Beskidu Niskiego (metoda charakterystyki reżimu termicznego gór)*, Prace Geograficzne, 123. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Hisdal, H., Tallaksen, L. M., Clausen, B., Peters, E., Gustard, A. (2004). Hydrological Drought Characteristics, W: L. M. Tallaksen, van Lanen H. A. J. (red.), *Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater*, 139-198, Developments in Water Science, 48, Amsterdam: Elsevier.
- Horton, R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrological cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 14(1), 446-460.
- Hutorowicz, H., Grabowski, J., Olba-Zięty, E. (2008). Częstość występowania okresów posusznych i suchych w dwóch mezoregionach Pojezierza Mazurskiego, *Acta Agrophysica*, 12(3), 663-673.
- IPCC Special Raport 2019, Global Warming of 1,5°C*, Pobrane z : <https://www.ipcc.ch/sr15/>
- Idzon, P. F., Pimenowa, G. S. (1975). *Wlianie lesa na stok riek*, Izd. Nauka, Moskwa
- Izaurrealde, R. C., Williams, J. R., McGill, W. B., Rosenberg, N. J., Quiroga Jakas, M. C. (2006). Simulating soil C dynamics with EPIC: Model description and testing against long-term data. *Ecological Modelling*, 192(3-4), 362-384, <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2005.07.010>
- Jankowski, A. T. (1988). Wpływ przemysłu i urbanizacji na zmiany odpływu Rawy (próba oceny), W: I. Dynowska (red.), *Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski*, Dokumentacja Geograficzna, 4, 51-63.
- Jankowski, A. T. (red.) (1995), *Hydrologia. Przewodnik do ćwiczeń*, Skrypty Uniwersytetu Śląskiego, 508, Katowice: Uniwersytet Śląski.
- Jaworski, J. (1968). *Zróżnicowanie przestrzenne średniego rocznego parowania terenowego w Polsce*, Prace PIHM, 95. Warszawa: PIHM.
- Jaworski, J. (1985). *Modelowanie procesu parowania terenowego na podstawie badań teoretycznych i eksperymentalnych*. Mat. Bad. IMGW, ser. Hydrologia i Oceanologia, 10. Warszawa: IMGW.
- Jenks, G.F. (1967). The Data Model Concept in Statistical Mapping. *International Yearbook of Cartography*, 7, 186-190.
- Jeż, G., Jokiel, P., Kożuchowski, K. (1987). Cykliczne zmiany przepływów w rzekach europejskich na tle wahań opadów atmosferycznych. *Wiadomości IMGW*, 10(4), 3-19.

- Jędruszkiewicz, J., Zieliński, M., Moniewski, P. (2016). Wpływ opadów na wahania zwierciadła wód gruntowych w zachodniej części Wzniesień Łódzkich. *Acta Geographica Lodziensis*, 104, 223-235.
- Jokiel, P. (1999). Objętość i stan nawodnienia strefy aktywnej wymiany małych zlewni rzecznych. *Czasopismo Geograficzne*, 70(3-4), 337-348.
- Jokiel, P. (2007). Zmiany, zmienności i ekstremalne sumy parowania terenowego i ewapotranspiracji potencjalnej w Łodzi w drugiej połowie XX wieku. *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica*, 8, 63-88.
- Jokiel, P., Bartnik, A. (2001). Zmiany w sezonowym rozkładzie odpływu w Polsce środkowej w wieloletniu 1951-1998. *Wiadomości IMGW*, 24(2), 3-17.
- Jokiel, P., Bartnik, A. (2005). Niektóre problemy zmian i zmienności rocznego hydrogramu przepływu rzeki na podstawie Pilicy w Przedborzu. *Wiadomości IMGW*, 28(2), 5-31.
- Jokiel, P., Stanisławczyk, B. (2016). Zmiany i wieloletnia zmienność sezonowości przepływu wybranych rzek Polski. *Prace Geograficzne UJ*, 144, 10-33, <https://doi.org/10.4467/20833113PG.16.001.5126>
- Jokiel, P., Tomalski, P. (2014). Termin połowy odpływu – próba zastosowania tej charakterystyki i jej pochodnych do oceny zmian i zmienności sezonowej struktury odpływu rzeczno. W: T. Ciupa, R. Suligowski (red.), Woda w mieście. *Monografie Komisji Hydrologicznej PTG*, 2, 81-90. Kielce: Instytut Geografii UJK, <http://dx.doi.org/10.7163/PrzG.2017.1.2>
- Jokiel, P., Tomalski, P. (2017). Sezonowość odpływu z wybranych zlewni karpackich, *Przeгляд Geograficzny*, 89(1), 29-44.
- Jones, J. A. A. (1978). Soil pipe networks: distribution and discharge. *Cambria*, 5(1), 1-21.
- Kaczorowska, Z. (1962). *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*. Prace Geograficzne, 33. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Kanecka-Geszke, E., Smarzyńska, K. (2007). Ocena suszy meteorologicznej w wybranych regionach agroklimatycznych Polski przy użyciu różnych wskaźników. *Acta Scientiarum Polonorum. Formatio Circumiectus*, 6(2), 41-50.
- Kaniecki, A. (1993). *Poznań. Dzieje miasta wodą pisane. Przemiany rzeźby i sieci wodnej*. Poznań: Wydawnictwo Aquarius.
- Kasperska-Wołowicz, W., Łabędzki, L. (2004). Porównanie ewapotranspiracji wskaźnikowej według Penmana i Penmana-Monteitha w różnych regionach Polski. *Woda-Środowisko -Obszary Wiejskie*, 4, 2a(11), 123-136.
- Kazimierski, B., Cabalska, J., Mikołajczyk, A., Pilichowska-Kazimierska, E. (2008). Ocena zagrożenia suszą hydrogeologiczną (gruntową) na obszarze Polski. W: W. Bochenek, M. Kijowska (red.), *Materiały XVIII Ogołnopolskiego Sympozjum Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego*, 40-41. Szymbark: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Kaznowska, E. (2012). Wieloletnie tendencje w kształtowaniu się wybranych charakterystyk niżówek w zlewni rzeki Zagożdżonki. *Infrastruktura i Ekologia Obszarów Wiejskich*, 3(4), 215-227.
- Kaznowska, E., Banasik, K. (2009). Ocena intensywności niżówek rzecznych w małej zlewni rolniczej Niziny Mazowieckiej w ostatnich 45 latach. *Acta Scientiarum Polonorum. Formatio Circumiectus*, 3(08), 5-16.
- Kaznowska, E., Hejduk, A., Hejduk L. (2015). Charakterystyka występowania wezbrań i niżówek w małej zlewni Niziny Mazowieckiej. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 15,

- Kędziora, A., Szymański, J. (1990). Model obiegu wody w mikrozlewni rolniczej. W: L. Ryszkowski, J. Marcinek, A. Kędziora (red.), *Obieg wody i bariery biogeochemiczne w krajo-
brazie rolniczej*. Poznań: Wyd. Nauk. UAM.
- Kępińska-Kasprzak, M., Mager, P., Terlecka, M. (2011). Zmienność wybranych elementów klimatycznych i hydrologicznych w kontekście dostępności wody dla potrzeb roślin uprawnych. *Infrastruktura i Ekologia Obszarów Wiejskich*, 7, 121-132.
- Kiciński, T. (1970). Odpływ wód gruntowych ze zlewni Wisły po Zawichost. *Prace Studialne Komisji Gospodarki Wodnej i Surowców*, 10, 151-219.
- Kijowska, M. (2011). Geneza i przebieg wezbrań we fliszowej zlewni Bystrzanki w latach 1995–2009. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, 12, 59-68.
- Kijowska-Strugała, M. (2015). *Transport zawiesiny w warunkach zmieniającej się antropopresji w zlewni Bystrzanki (Karpaty Fliszowe)*. Prace Geograficzne, 247. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Kijowska-Strugała, M., Wiejaczka, Ł., Gil, E., Bochenek, W., Kiszka, K. (2017). The impact of extreme hydro-meteorological events on the transformation of mountain river channels (Polish Flysch Carpathians). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 61(1), 75-89, <https://doi.org/10.1127/zfg/2017/0434>
- Kirkby, M. J., Chorley, R. J. (1967). Throughflow, overland flow and erosion. *Hydrological Sciences Journal*, 12(3), 5-21, <https://doi.org/10.1080/02626666709493533>
- Knisel, W. G. (1980). *CREAMS: A Field Scale Model for Chemicals, Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems*. Department of Agriculture, Science and Education Administration.
- Kostrzewski, A. (1991). *Koncepcja programu: Monitoring obiegu energii i materii – kompleksowy monitoring środowiska przyrodniczego w podstawowych typach geoeosystemów Polski*. Poznań: Komitet Naukowy przy Prezydium PAN „Człowiek i Środowisko”.
- Koniar-Schaeferowa, J. (1968). *Badanie wpływu budowy geologicznej podłoża na rozkład spływów z wybranych małych zlewni Karpat Fliszowych*. Zeszyty Naukowe SGGW, Melioracje Rolne, 8. Warszawa: Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego.
- Koniar-Schaeferowa, J. (1970). *Analiza wpływu powierzchni zlewni topograficznej na wielkość niżówkowych spływów z małych dorzeczy Karpat Fliszowych*. Czasopismo Techniczne, 9. Kraków: Politechnika Krakowska.
- Koniar-Schaeferowa, J. (1971). *Przyczynek do badań wpływu przestrzennego zróżnicowania opadów na rozkład niżówkowych spływów z małych zlewni karpaccich*, Czasopismo Techniczne, 7. Kraków: Politechnika Krakowska.
- Koniar-Schaeferowa, J. (1975). *Studium wpływu budowy geologicznej na rozkład spływów niżówkowych w małych dorzeczach Karpat Fliszowych*. Budownictwo Wodne i Inżynieria Sanitarna, 21. Kraków: Politechnika Krakowska.
- Kopcowski, R., Zimnal, Z., Chrzastowski, J., Jankowski, L., Szymakowska, F. (1997). *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50000, Arkusz Gorlice*. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Kossowska-Cezak, U., Bajkiewicz-Grabowska, E. (2009). *Podstawy hydrometeorologii*. Warszawa: PWN.
- Kostrzewski, A., Szpikowski, J., Szpikowska, G., Domańska, M., Kruszyk, R., Tylkowski, J. (2007). Ocena stanu środowiska geograficznego zlewni górnej Parsęty na podstawie badań Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w latach 1994–2006.

- W: A. Kostrzewski, A. Andrzejewska (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Program Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego a zadania ochrony Obszarów Natura 2000*, 161-174. Warszawa: Biblioteka Monitoringu Środowiska.
- Kostuch, M. (2003). Odpiływy podziemne i niskie w potokach górskich. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 3, 1 (7), 193-203.
- Kostuch, M. (2004). Charakterystyka niżówek w potokach górskich w zlewniach o różnej lesistości. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 4, 2a (11), 63-71.
- Kosturkiewicz, A., Szafranski, C. (1983). Spływy powierzchniowe i podpowierzchniowe w bilansie wodnym gleb. *Pr. Kom. Nauk Rol. i Leś. PTPN*, 55, 127-144.
- Kowska, A. (1962). *Wahania zwierciadła górnego horyzontu wody podziemnej*, Przegląd Geograficzny, 34, 2, 281-295.
- Kozikowski, H. (1956). Geologia płaszczowiny magurskiej i jej okien tektonicznych na południowy zachód od Gorlic. *Biul. Inst. Geol*, 110, 47-91.
- Kozłowski, R. (2013), *Funkcjonowanie wybranych geoekosystemów Polski w warunkach zróżnicowanej antropopresji na przykładzie gór niskich i pogórza*. Landform Analysis, 23. Poznań: Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich.
- Kożuchowski, K. (red.), 2004, *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*. Łódź: Biblioteka.
- Kożuchowski, K. (2011). *Klimat Polski. Nowe spojrzenie*. Warszawa: PWN.
- Kożuchowski, K., Degirmendzić, J. (2005). Contemporary changes of climate in Poland: trends and variation in thermal and solar conditions related to plant vegetation. *Polish Journal of Ecology*, 53(3), 283-297.
- Krocak, R. (2010). *Geomorfologiczne i hydrologiczne skutki funkcjonowania dróg polnych na Pogórzu Ciężkowickim*. Prace Geograficzne, 225. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Krzemiń, K. (2003). The Czarny Dunajec River, Poland, as example of human - induced development tendencies in a mountain river channel, *Landform Analysis*, 4, 57-64.
- Kundzewicz, Z. W., Radziejewski, M., Pińskwar, I. (2006). Precipitation extremes in the changing climate of Europe. *Climate Research*, 31(1), 51-58.
- Kurek, S., Pawlik-Dobrowolski, J. (1984). Przestrzenne zróżnicowanie zasilania podziemnego w małych zlewniach karpacczych. *Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe „Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych”*, Wrocław.
- Kuźniar, A., Twardy, S., Kopacz, M. (2004). Zmienność czasowa klimatycznego bilansu wodnego Małych Pienin w latach 1960-2003. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 4, 2b, 135-146.
- Kuźniar, A., Twardy, S., Kowalczyk, A., Kostuch, M. (2011). An assessment of the water requirements of a mountain pasture sward in the Polish Western Carpathians. *Journal of Water and Land Development*, 15(1), 193-208.
- Lach, J., Wyzga, B. (2002). Channel incision and flow increase of the upper Wisłoka river, southern Poland, subsequent of the reforestation of its catchmen. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 445-462.
- Lambor, J. (1965). *Podstawy i zasady gospodarki wodnej*. Wyd. Komunik. i Łączn., 60. Warszawa: PIHM.
- Lechnio, J. (2005). Hydrologiczne warunki obiegu substancji w obrębie wariantów krajobrazu. W: A. Rychling, J. Lechnio (red.), *Z problematyki funkcjonowania krajobrazów*

- niziny. Warszawa: Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW.
- Lenart, W. (1993). Opad atmosferyczny. W: U. Soczyńska (red.), *Podstawy hydrologii dynamicznej*, 101-116. Warszawa: Wydawnictwo UW.
- Leonard, R. A., Knisel, W. G., Still, D. A. (1987). GLEAMS: Groundwater loading effects of agricultural management systems. *Transactions of the ASAE*, 30(5), 1403–1418, <https://doi.org/10.13031/2013.30578>
- Liersch, S. (2003a). *The Program pcpSTAT: user's Manual*. Berlin, 5.
- Liersch, S. (2003b). *The Programs dew.exe and dew02.exe: user's Manual*. Berlin, 5, <https://www.scribd.com/document/358318904/Manual-PcpSTAT> (dostęp: 18.08.2020)
- Lwowicz M. I. (1938). *Opyt' klasyfikacji rek SSSR*. Trudy GGI, 6.
- Łabędzki L. (2004). Problematyka susz w Polsce. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 4(1), 47–66.
- Łabędzki, L. (2006). Susze rolnicze. Zarys problematyki oraz metody monitorowania i klasyfikacji. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*. Rozprawy Naukowe i Monografie, 17. Falenty: Instytut Technologiczno-Przyrodniczy.
- Łabędzki L. (1999). Przydatność wzoru Penmana-Monteitha do obliczania ewapotranspiracji wskaźnikowej i rzeczywistej użytków zielonych. *Wiadomości IMUZ*, 20(2), 89–101.
- Łabędzki, L., Bąk, B., Kanecka-Geszke, E. (2012). Wielkość i zmienność ewapotranspiracji wskaźnikowej według Penmana-Monteitha w okresie wegetacyjnym w latach 1970–2004 w wybranych rejonach Polski. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 12, 2(38), 159-170.
- Łabędzki, L., Bąk, B., Kanecka-Geszke, E., Kasperska-Wołowicz, W., Smarzyńska, K. (2008). Związek między suszą meteorologiczną i rolniczą w różnych regionach agroklimatycznych Polski. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*. Rozprawy Naukowe i Monografie, 25, Falenty: Instytut Technologiczno-Przyrodniczy.
- Maher, J. V. (1968). Drought assessment by statistical analysis of rainfall. *Agric. Meteorol. Proceed. of the XXX. Seminar.*, 28-40, Melbourne.
- Major, M. (2012). Charakterystyka zasilania roztopowego w dorzeczu Warty na obszarze Niziny Wielkopolskiej jako głównej składowej fal wezbraniowych. *Przegląd Geograficzny*, 84(1), 105-121.
- Malinowska, M., Jakusik, E (2015). Charakterystyka opadów atmosferycznych w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego w latach 1971-2010. *Przegląd Naukowy – Inżynieria i Kształtowanie Środowiska*. 69, 273-285.
- Marcinkowski, P., Piniewski, M., Kardel, I., Giełczewski, M., Okruszko, T. (2013). Modelling of discharge, nitrate and phosphate loads from the Reda catchment to the Puck Lagoon using SWAT. *Annals of Warsaw University of Life Sciences – SGGW. Land Reclamation*, 45(2), 125-141.
- Marcinkowski, P., Piniewski, M., Kardel, I., Srinivasan, R., Okruszko, T. (2016). Challenges in modelling of water quantity and quality in two contrasting meso-scale catchments in Poland. *Journal of Water and Land Development*, 31, 97-111, <https://doi.org/10.1515/jwld-2016-0040>
- Markham, Ch. G. (1970). Seasonality in the Precipitation in the United States. *Annales of the Association of American Geographers*, 3, 593-597.
- Matul K. (1964). *Potrzeby wodne roślin i możliwości ich zaspokajania w związku z intensyfikacją produkcji roślinnej*. Prace i Studia Kom. Inż. i Gosp. Wodnej PAN, 7. Warszawa: Komitet Gospodarki Wodnej PAN.

- McCabe, G.J., Clark, M.P. (2005). Trends and Variability in Snowmelt Runoff in the Western United States, *Journal of Hydrometeorology*, 6, 476-482, <https://doi.org/10.1175/JHM428.1>
- Michalska, B. (2011). Tendencje zmian temperatury powietrza w Polsce. *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 67-75.
- Mikulski, Z. (1959). Nizówki rzek polskich. *Gazeta Obserw. PIHM*, 10, 3-6.
- Mikulski, Z. (1963). *Zarys hydrografii Polski*. Warszawa: PWN.
- Miler, A. T., Czerniak, A., Grajewski, S., Okoński, B. (2015). Zmiany poziomu płytkich wód gruntowych w głównych siedliskach Puszczy Zielonka. *Sylvan*, 159(5), 435-440.
- Mołczanow, A. A. (1960). *Gidrologiczeska rol'lesa*. Izd. AN ZSRR, Moskwa.
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Williams, J.R. (2011). *Soil and Water Assessment Tool theoretical documentation, version 2009*. Texas Water Resources Institute.
- Niedźwiedz, T. (red.). (2003) *Słownik meteorologiczny*. Warszawa: IMGW.
- Niemirowska, J. (1970). *Charakterystyka hydrograficzna zlewni Bystrzanki i Bielanki*. Dokumentacja Geogr., 3. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Obrębska-Starkłowa, B. (1973). *Stosunki mezo- i mikroklimatyczne Szymbarku*. Dokumentacja Geograficzna, 5. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Olechnowicz-Bobrowska, B. (1970). *Częstość dni z opadem w Polsce*. Prace Geograficzne, 86. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Olędzki, J. R. (2007). *Raport z badań „Monitorowanie użytkowania ziemi obszarów badawczych Stacji Bazowych Zintegrowanego Monitoringu Środowiska (program P1)”*, maszynopis. Warszawa: Główny Inspektorat Ochrony Środowiska.
- Olivier, J. E. (1980). Monthly precipitation distribution: a comparative index, *Professional Geographer*, 32(3), 300-309.
- Ostromęcki, J. (1973). *Podstawy melioracji nawadniających*. Warszawa: PWN
- Ostrowski, J. (1997). Program Małych Zlewni IMGW w latach 1981-1995. Osiągnięcia i perspektywy. W: J. Ostrowski (red.), *Problematyka badawcza Programu Małych Zlewni IMGW. Monografia z okazji piętnastolecia badań Programu Małych Zlewni IMGW (1981-1995)*. Prace Badawcze, Seria: Hydrologia i Oceanologia, 22. Warszawa: IMGW.
- Ozga-Zielińska, M., Brzeziński, J. (1994). *Hydrologia stosowana*. Warszawa: PWN.
- Ozga-Zielińska, M., Brzeziński, J. (1997). *Hydrologia stosowana*. Warszawa: PWN.
- Ozga-Zieliński, B. (1987). Badanie statystycznej niejednorodności ciągów pomiarowych. *Gospodarka Wodna*, 10, 226-228.
- Paczos, S. (1982). *Stosunki termiczne i śnieżne zim w Polsce. Rozprawa habilitacyjna*. UMCS, Lublin.
- Parczewski, W. (1960), Warunki występowania nagłych wezbrań na małych ciekach. *Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol.*, 8(3). Warszawa: PIHM.
- Parde, M. (1957). *Rzeki*. Warszawa: PWN.
- Paszczyk, J. (1973). Analiza wahań zwierciadła wód podziemnych na obszarze wschodnim Polski, *Przegląd Geograficzny*, 45(3), 599-611.
- Penck, A. (1896). *Untersuchungen über Verdunstung und Abfluss von Groesseren Landflaechen*, Geogr. Abt., Wien, Hölzel.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and gras. Proceedings of the Royal Society of London. *Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032), 120-145,

<https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>

- Pettitt, A. N. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem, *Appl. Statist.*, 28(2), 126–135.
- Pietkiewicz, S. (1958). *Wody kuli ziemskiej*. Warszawa: PWN.
- Piętka, I. (2009). Wieloletnia zmienność wiosennego odpływu rzek polskich. *Prace i Studia Geograficzne*, 43, 81–95.
- Plenzler, J., Bajorek, J., Jaśkowiec, B., Kołodziej, A., Rzońca, B., Siwek, J., Wójcik, S. (2010). Podziemny odpływ jednostkowy w Bieszczadach Wysokich. *Przegląd Geologiczny*, 58(12), 1147–1151.
- Punzet, J. (1977). Ocena przepływów wielkich wód małych zlewni górnej Wisły. *Gospodarka Wodna*, 6(357), 161–165.
- Punzet, J. (1978). *Zasoby wodne dorzecza Górnej Wisły (przepływy maksymalne)*. Materiały Badawcze IMGW, Seria Hydrologia i Oceanologia, 1981. Warszawa: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.
- Punzet, J., (1996). Niskie przepływy i czas ich trwania w górnych biegach rzek zachodniej części Karpat. *Gospodarka Wodna*, 11, 328–334.
- Raczyński, K. (2015). Niżówki w zlewni górnej Raby w latach 1971–1981. *Monitoring Środowiska Przyrodniczego*, 17, 69–77.
- Radzka, E. (2014). Klimatyczny bilans wodny okresu wegetacyjnego (według wzoru Iwanowa) w środkowowschodniej Polsce. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 14, 1(45), 67–76.
- Radzka, E., Jankowska, J., Koc, G., Rak, J. (2010). Wpływ posuch na plonowanie ziemniaka w środkowowschodniej Polsce, *Fragm. Agron.*, 27(4), 111–118.
- Rocznik Hydrogeologiczny 2007* (2008). Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny
- Roderick, M. L., Farquhar, G. D. (2004). Changes in Australian pan evaporation from 1970 to 2002. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(9), 1077–1090
- Roguski, W., Gabrych, K. (1975). Parowanie terenowe łąk trzykośnych na glebie torfowo-murszowej w zależności od uwilgotnienia gleby, wysokości plonów i niektórych czynników klimatycznych. *Wiad. IMUZ*, 12(3). Falenty: Instytut Melioracji i Użytków Zielonych.
- Rojek, M. (1987). Rozkład czasowy i przestrzenny klimatycznych i rolniczo-klimatycznych bilansów wodnych na terenie Polski. *Zeszyty Naukowe AR*, 62. Wrocław: Akademia Rolnicza.
- Romer, E. (1913). O wpływie lasów na klimat i wody gruntowe (na podstawie doświadczeń w lasach dobrostańskich). *Kosmos*, 38, 1573–1607.
- Schmuck, A. (1962). Posuchy i wysokie opady atmosferyczne w województwie wrocławskim w latach 1950–59. *Czasopismo Geograficzne*, 33(4), 411–440.
- Schmuck, A. (1965). Regiony pluwiotermiczne w Polsce. *Czasopismo Geograficzne*, 36(3), 239–244.
- Skibniewski, L. (1957). Wahania stanów wód gruntowych w okresie 1947–54. *Prace PIHM*, 45, 33–42.
- Skowera, B. (2014). Zmiany warunków hydrotermicznych na obszarze Polski (1971–2010). *Fragm. Agron.*, 31(2), 74–87.
- Słupik, J. (1973). *Zróżnicowanie splywu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*. Dokumentacja Geograficzna, 2. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.

- Słupik, J. (1972). Spływ powierzchniowy na stokach górskich Karpat Fliszowych. *Gospodarka Wodna*, 8, 290-295.
- Słupik, J. (1981). *Rola stoku w kształtowaniu odpływu*. Prace Geograficzne, 142. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Soja, R. (1981). *Analiza odpływu z fliszowych zlewni Bystrzanki i Ropy (Beskid Niski)*. Dokumentacja Geogr., 1, Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Soja, R. (1977). Przestrzenne zróżnicowanie opadów w dorzeczu Ropy. W: L. Starkel (red.), *Opady atmosferyczne i deflacja w okolicach Szymbarku*, 9-22, Dokumentacja Geograficzna, 6, Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Soja, R. (1988). Zmiana odpływu w zlewni Wisłoki pod wpływem działalności człowieka. W: I. Dynowska (red.), *Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski*, 9-22, Dokumentacja Geograficzna, 4, Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Soja, R. (2002). *Hydrologiczne aspekty antropopresji w Karpatach Polskich*. Prace Geograficzne, 186. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M., Miller, H.L. (red.) (2007). *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Intergovernmental Panel on Climate Change. [Dostęp 30.01.2012]. Pobrane z: www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg1/ar4-wg1-chapter7.pdf
- Stach, A. (2007). Analiza autokorelacji przestrzennej i czasowej danych paleoekologicznych – perspektywy zastosowań. W: M. Makohonienko, D. Makowiecki, Z. Kurnatowska (red.), *Studia interdyscyplinarne nad środowiskiem i kulturą w Polsce*, 277-299, Środowisko-Człowiek-Cywilizacja, 1. Poznań: Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- Stach, A. (2009). *Analiza struktury przestrzennej i czasoprzestrzennej maksymalnych opadów dobowych w Polsce w latach 1956-80*. Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr., 85. Poznań: UAM.
- Stachy, J. (1972). Z zagadnień wieloletniej zmienności odpływu rzecznego w Polsce. *Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol.*, 8, 3-4. Warszawa: IMGW.
- Stachy, J. (1976). Mapa odpływu średniego w Polsce (1931-69). *Przegląd Geofizyczny*, 21, 1. Warszawa: Polskie Towarzystwo Geofizyczne.
- Stachy, J., Fał, B. (1986). Zasady obliczania maksymalnych przepływów prawdopodobnych. *Prace Inst. Bad. Dróg i Mostów*, 3-4, 91-147.
- Starkel, L. (1972). Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat (i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej). *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 10, 75-91.
- Starkel, L. (1973). Cel i zakres studiów nad środowiskiem geograficznym okolic Szymbarku. *Dokumentacja Geograficzna*, 1, 7-14.
- Starkel, L. (2003). Extreme meteorological events and their role in environmental changes, the economy and history. *Papares on global change IGBP*, 10, 7-14.
- Strahler, A. (1954). Statistical analysis in geomorphic research. *Journal of Geology*, 62(1), 1-25, <https://doi.org/10.1086/626131>
- Szajda, J., Łabędzki, L. (2016). Wyznaczanie ewapotranspiracji rzeczywistej użytków zielonych na podstawie ewapotranspiracji maksymalnej i potencjału wody w glebie. *Woda - Środowisko-Obszary Wiejskie*, 16(1), 71-92
- Szkutnicka, J. (1986). Parowanie terenowe. W: J. Stachy (red.), *Atlas Hydrol. Polski. cz. II*.

Warszawa: IMGW.

- Szpikowska, G. (2003). Dynamika śródpokrywowego spływu wody i substancji rozpuszczonych podczas intensywnych roztopów i opadów w eksperymentalnej zlewni Chwalimskiego Potoku (górna Parsęta). W: W. Bochenek, E. Gil (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych*, 63-70, Biblioteka Monitoringu Środowiska. Szymbark: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Szpikowski, J. (2006). Stacja Bazowa Storkowo. W: A. Kostrzewski (red.), *Stan, przemiany i funkcjonowanie geosystemów Polski w latach 1994-2004 na podstawie Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego*, 95-136, Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa: WN Gabriel Borowski.
- Świdziński, H. (1973). Budowa geologiczna i roponośność rejonu Szymbarku. Z badań geologicznych w Karpatach. *Przegląd Geologiczny*, 80, 11-61.
- Tekielak, T., Michalik, A., Bąk, Ł., Książek, L. (2007). Wpływ wezbrań na intensywność procesów fluwialnych na przykładzie koryta potoku Smolnik. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 4(1), 167-178.
- Thorntwaite, C. (1948). An approach towards a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38, 55-94.
- Tomalski, P. (2011). *Dynamika zasobów płytkich wód podziemnych w województwie łódzkim i na obszarach sąsiednich*. Łódź: Wyd. Łódzkiego Towarzystwa Naukowego.
- Tomalski, P. (2015). Sezonowa zmienność zasobów wód podziemnych o zwierciadle swobodnym w zlewni Pilicy. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska Lublin – Polonia*, 52(2), 101-116.
- Tomalski, P. (2016). Sezonowa zmienność stanów wód podziemnych w dolinie Sokołowski (Łódź). *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN*, 39, 49-61.
- Tomaszewska, T. (1994). Susze atmosferyczne na przestrzeni ostatniego czterdziestolecia. *XXV Zjazd Agrometeorologów, Olsztyn–Mierki*, 169-178. Olsztyn: Wydaw. ART.
- Tomaszewski, E. (2001). Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971–1990. *Acta Geographica Lodziensia*, 79. Łódź: Wydawnictwo Łódzkiego Towarzystwa Naukowego.
- Tomaszewski, E. (2007). Wybrane parametry struktury niżówek na przykładzie rzek Polski środkowej. W: Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, 548-556. Lublin: Wyd. UMCS.
- Tomaszewski, E. (2012). *Wieloletnia i sezonowa dynamika niżówek w rzekach środkowej Polski*. Łódź: Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- Tomaszewski, E., (2017). Hydrologiczne i wodnospodarcze uwarunkowania oceny niedoborów odpływu niżówkowego Wisły. *Monografie Komisji Hydrologicznej PTG*, 4, 177-192.
- Turc, L., (1964). Evapotranspiration potentielle mensuelle et décadaire. Son évaluation en fonction des données météorologiques. *Polsko-Francuskie Sympozjum Gospodarki Wodnej*, Warszawa: Wyd. Komun. i Łączności.
- Twardosz, R., Niedźwiedz, T., Łupikasza, E. (2011). The influence of atmospheric circulation on the type of precipitation (Krakow, southern Poland). *Theoretical and Apply Climatology*, 104, 233–250.
- Van Loon, A. F., Tjiedeman, E., Wanders, N., Van Lanen, H. J., Teuling, A. J., & Uijlenhoet, R. (2014). How climate seasonality modifies drought duration and deficit. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(8), 4640-4656, <https://doi.org/10.1002/>

- Wałęga, A., Górka, A., Cupak, A., Michalec, B. (2016). Analiza reżimu hydrologicznego rzeki górskiej w wieloletniu 1985–2012 na przykładzie rzeki Kamienicy. *Acta Sci. Pol. Formatio Circumiectus*, 15(3), 177-186.
- Wałęga, A., Młyński, D. (2015). Weryfikacja wzoru Punzeta do wyznaczania przepływów maksymalnych prawdopodobnych w rzece górskiej i równinnej w dorzeczu górnej Wisły. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 4, 873-885.
- Węglarczyk, S. (1996). *Metody statystyczne*. Kraków: Wyd. PK.
- Węglarczyk, S. (2010). *Statystyka w inżynierii środowiska*. Kraków: Wyd. PK.
- Więckowska, H., Wilgat T. (1958). W sprawie pierwszego opracowania wód gruntowych Polski. *Przegląd Geograficzny*, 30(3), 499-507.
- Wilgat, T. (1948). Okresowość opadów na kuli ziemskiej. *Annales UMCS*, 3B, 333-386.
- World Water balance and Water Resources of the Earth, 1978, *UNESCO Studies and Report in Hydrology* 25, Paryż
- Wójcik, A., Rączkowski, W., Mrozek, T., Gil, E., Zabuski, L., Bochenek, W. (2003), *ALARM Project Final raport*, maszynopis, 10, Kraków-Szymbark: IGIpZ PAN.
- Wróbel, I. (1974). Wahania pierwszego poziomu wód podziemnych na obszarze Wysoczyzny Zielonogórskiej i w przyległych dolinach, *Zeszyty Nauk. WSI w Zielonej Górze*, 27, 207-232.
- Wrześniński, D., (1999). *Sezonowa struktura odpływu w dorzeczu Warty i jej przyrodnicze uwarunkowania*. Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 25, Poznań: Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk.
- Wrześniński, D. (2016). Zmiany reżimu odpływu rzecznoego w Polsce. *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN*, 39, 63-75.
- Wrześniński, D. (2014). Niepewność ustroju odpływu rzek w Polsce. *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN*, 20(2), 189–201.
- Xu, C. Y., Gong, L. B., Tong, J., Chen, D. L. (2006). Decreasing reference evapotranspiration in a warming climate —a case of Changjiang (Yangtze) River catchment during 1970–2000. *Adv. Atmos. Sci.*, 23, 513–520.
- Yevjevich V. (1964). *An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic drought*. Hydr. Paper 23. Fort Collins: Colorado State University.
- Zdralewicz, I., Lejcuś, I. (2008). Wyznaczanie okresów niżówkowych wód podziemnych w zlewni górnej Nysy Kłodzkiej. *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 9, 149-158.
- Zielińska, M. (1963). Niżówki letnie rzek polskich, *Gosp. Wodna*, 4, 196.
- Ziemońska, Z. (1973). *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*. Prace Geograficzne, 103. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Ziarnicka-Wojtaszek, A. (2006). Zmienność opadów atmosferycznych na obszarze Polski w latach 1971–2000. W: J. Trepińska, Z. Olecki (red.), *Klimatyczne aspekty środowiska geograficznego*. Kraków: Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, UJ.
- Ziarnicka-Wojtaszek, A., Zawora, T. (2008). Regionalizacja termiczno-opadowa Polski w okresie globalnego ocieplenia. *Acta Agrophysica*, 1(3), 807-817.
- Zwoliński, Zb., Gudowicz, J. (2011). *Pokrycie terenu i użytkowania ziemi w zlewniach Stacji Bazowych ZMŚP – mapy inwentaryzacyjne, maszynopis*. Poznań: Archiwum Centrum ZMŚP, UAM.

Regularities of the water cycle in the Western Carpathians Beskids-foothills area based on the example of the Bystrzanka catchment in the light of climate change and human activity

Summary

The main purpose of this dissertation is to indicate the interrelationships between the components of the water cycle in a small foothill basin located in the Carpathian Flysch area and to indicate their time-spatial variability, with particular emphasis on the observed climate changes and land cover, including land use. The research area was the Bystrzanka catchment area, covering an area of 13 km², located in the border part of the Low Beskids and Pogórze Ciężkowickie. In the studied catchment, there is a variety of relief resulting from geological structure, land cover and land use, fragmentation of the settlement network and climatic stratification. The research was conducted over a period of 45 years (1971-2015).

According to the author, the studied catchment area, both in terms of climate and landscape features (relief, land cover and development of the settlement network) is representative of the area of low mountains and foothills (Starkel, 1972), hence the results of the development of water circulation components over the period investigations in this catchment can be considered as a reflection of the state and changes in the central part of the Polish Carpathians.

In this dissertation, the components of the water cycle were analyzed in the following way: rainfall – evapotranspiration – surface runoff – throughflow – groundwater levels – runoff.

The research goal was achieved through the use of data collected in many databases. The largest amount of data was taken from the database of the IGI PAN Research Station in Szymbark, from which the following data was obtained: climate (air temperature, precipitation: totals and number of days with precipitation, totals and number of days with snowfall, wind speed and humidity deficit), soil moisture and water levels in soil piezometers, totals of surface runoff and throughflow on experimental plots and outflow from the catchment in the hydrological gauge closing the catchment. Maps of land use and land cover in the Bystrzanka catchment area were also used, prepared for carrying out the research tasks of the Station in various time sections. Data collected by the Institute Meteorology and Water Management (Polish meteorological survey) database was also used (<https://dane.imgw.pl/>).

The results of the data analysis were presented in the form of average or annual sums and their coefficient of variation (C_v) over the period considered. Trend coefficients of the examined components of the water cycle were also determined, satisfying the condition of statistical significance $\alpha = 0.05$. An analysis of the average and monthly sums was also carried out in the examined multi-year period, using analytical tools used for annual values.

Additionally, on the basis of monthly totals: precipitation (P), field evapotranspiration (ET), outflow (H) and average groundwater levels (WS) determined directions of changes in shorter periods of time (segments) using the moving trend. The monthly outflow totals (H) were used to determine changes in the hydrological regime of Bystrzanka in the period 1971-2015. The possibility of comparing changes in the 45-year period of the tested components of the water cycle with different ranges of annual or monthly totals or averages variation was obtained by data standardization. Spatial differentiation of average sums and trends of outflow components from distinguished sub-basins was obtained by using SWAT modelling.

The variability of each examined component of the water cycle from year to year is large, resulting from its location in a transitional variety of temperate climate and the impact of baric centres from various directions (Twardosz et al., 2011). Climate change is observed globally in the studied period, manifesting itself by rising average air temperature (*IPCC Global Report ...* 2019). A positive trend is also observed in the studied catchment area (increase of $0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 10 years), which was most influenced by the upward trend in the average monthly air temperature in April (of $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 10 years), in June (of $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 10 years) and in July and August (of $0.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 10 years).

The impact of changes in land cover in the examined catchment area is ambiguous and does not translate into a change in the size of the outflow. The reason may be a small area of the catchment, from which the outflow is characterized by high irregularities throughout the year, depending on weather conditions and, therefore, poor detection of changes in land cover. Another reason is the impact of human activity: an increase in paved surfaces (roofs of buildings, backyards lined with cobblestones, roads) and the length of the drainage line along paved and asphalted roads that accelerate the outflow of water, compensated for the linear outflow from arable land (root crops and cereals), the area has decreased more than threefold in the last 50 years. The indicated causes may cause differences between the measured and the simulated by the SWAT model sizes of the water cycle components.

Based on the studies carried out, the following regularities regarding changes in the components of the water cycle during the period were found:

1. In the studied period of 1971-2015, no statistically significant trend of annual precipitation totals was found. However, an upward trend in the number of days with precipitation ($\alpha = 0.53$) was observed, mainly due to the increase in the number of days with very low precipitation, not exceeding 1 mm ($\alpha = 0.44$). It can therefore be assumed that such low daily rainfall totals will not compensate for water losses associated with field evapotranspiration (ET) and will not increase soil moisture. Annual amounts of snowfall did not show a trend, but were characterized by fluctuations, manifested in an increase in snowfall every 4-6 years.

2. By the method of the length of the rainless periods and the K Sielianinow index (only for the warm season) since the mid-1990s, an increase in the number of cases and duration of droughts, resulting in soil drought, including particularly severe long-lasting droughts (over 28 days) was found, confirmed by research results from other Polish regions (Skowera, 2014). The phenomenon of soil drought was accompanied by stream drought in the stream channel, the frequency of which increased significantly from mid-July to the beginning of December.

3. The annual totals of reference evapotranspiration (ET_0) and field evapotranspiration (ET) did not show statistically significant trends in the studied years (see Figure 5.16), and the average annual ET_0 total during the growing season (IV-IV) was consistent with the results of studies for the south-eastern part of Poland (Kasperska-Wońkiewicz and Łabędzki, 2004). Statistically significant, positive trends in field evapotranspiration (ET) were found for the following months from February to June. This phenomenon is unfavourable for crops (root crops and cereals) and grasses whose water demand in this period is particularly high. The upward trend of ET in spring results in an ever faster recession of groundwater levels, which lasts from early September to mid-December, and of the river runoff – from October to February.

4. The volume of surface runoff in the research period decreased due to changes in the structure of land use in the catchment area: a shift away from the use of arable land towards an increase in grassland (Kijowska-Strugała, 2015). The recession of row crop areas, on which high surface runoff volumes are generated, was compensated by an increase in paved surfaces: backyards lined with paving stones, asphalted road surfaces and accompanying roadside ditches (additional drainage lines). Such a change, observed since 2006, has not been sufficiently interpreted by the SWAT model, for which road surfaces or built-up areas are too small and do not sufficiently affect the increase in surface runoff from the catchment area.

5. In the years 1971-2015 there was a positive trend of average water depth in shallow soil piezometers. This situation is confirmed by annual and monthly values of the ground drought risk indicator k_n . A correlation was found between the directions of changes in average annual shallow groundwater levels and the total of through flow. It can therefore be concluded that the role of slope covers in water retention and its subsequent delivery to the river channel increased during the period under consideration. This mainly applies to the catchment area where grassland use occurs. In the light of the information contained in previous applications, this phenomenon should be considered positive, due to the increased retention through slope covers and delaying the inflow to the river channel. The total of through flow is closely related to the total of precipitation. Correlations between the volume of runoff and precipitation in hydrological half-years are statistically significant. The threshold of precipitation totals, which ensures the occurrence of through flow in the winter half-year was 147 mm, while in the summer half-year – 360 mm.

6. The average height of the underground outflow in the studied multi-year period was 152.8 mm and was similar to the height of the surface drain (155.4 mm). Annual sums of underground outflows showed a downward tendency, caused by the decreasing frequency of long-lasting heavy rainfall, which would compensate of water deficit for the so-called. deep circulation. The decrease in the underground outflow has a measurable effect in the form of an increase in the duration of stream droughts and an outflow deficit during their occurrence.

7. The outflow from the catchment was the resultant of the individual components discussed above. The average total of the outflow was 370.4 mm year⁻¹. In the period 1971-2015 there were several years of increase in the frequency of floods or stream drought. Based on the time of concentration, duration and maximum flow, models of floods distinguished on the basis of genetic criteria were created (Lambor, 1965). The combination of two classifications of floods: genetic floods and taking into account the size of the maximum flow floods, allowed to distinguish the largest numbers of “floods after downpours – ordinary”

and “floods after continuous rainfall – ordinary “, constituting nearly 1/3 of all floods. The greatest role in water drainage was played by “floods after downpours – great”, during which 32.7% of the volume of floods flowed.

8. Presented are the threshold values of precipitation deficit causing a stream drought in the river channel, broken down by month. In spring (March-May), the rainfall deficit of a few millimeters is sufficient for stream drought flow to occur. In the summer (June-September), the rainfall deficit necessary for drought flow to occur is greater, exceeding 20 mm in a 10-day period. In this part of the year, a 10-day rainfall deficit period is sufficient for the occurrence of a stream drought, whereas in the spring the occurrence of drought requires a longer time with a rain deficit.

9. The seasonality of changes in the examined components of the water cycle in the catchment was assessed, using among others seasonality index (*IS*). The sequence of the *IS* seasonality index size: precipitation (29%), shallow groundwater (18-34%) and runoff (36%), indicates its higher values than in the catchment areas of central Poland (Tomalski, 2015, 2016) and a differently set order depending on the place in the water cycle. The postponement of the half-outflow term (*TPO*) from April 1 to May 9 is evidence of the decreasing role of snow melt floods in outflow from the catchment, confirmed in Poland (Piętka, 2009).

10. The assessment of unevenness (*V-Wilgat* unevenness index) of the components of the water cycle (precipitation, field evapotranspiration and outflow) in subsequent years indicated an increase in the outflow deviation in relation to its average course during the year (increase in periodicity), caused by the occurrence of stream droughts.

11. During the study period, none of the tested components of the water cycle (except for groundwater levels) showed a statistically significant development trend of annual totals. In a few months of the year statistically significant trends of monthly totals of rainfall, field evapotranspiration and outflow were found. No correlation was found between the occurrence of trends in the tested components of the water cycle in individual months. There was a positive precipitation totals trend in February and March, a positive evapotranspiration totals trend from February to June, while a negative outflow trend in December.

The application of the moving trend allowed us to separate several years periods in which the trend of annual and monthly totals of water circulation components occurred. The comparison of calculations made by this method allowed to distinguish 6 segments in which statistically significant trends between the two tested components of the water cycle were simultaneously found:

- for March in the period 1984-1994 (1 segment) – increase in the field evapotranspiration (*ET*) and decrease in the outflow (*H*),
- for April 1997-2009 (another 3 segments) – increase in the precipitation totals (*P*) and increase in the outflow (*H*),
- for July 1991-2002 (another 2 segments) – increase in the precipitation totals (*P*) and increase in the outflow (*H*).

12. On the basis of SWAT modeling in the examined catchment area, the differences in average values of circulation components were found, which are the result of varied land cover. Surface runoff in areas with a predominance of agricultural use was about 6 times

greater than in partial catchments with a predominance of forest cover. Throughflow in areas covered by forest was about 10 times higher than in areas used for agriculture.

The presented results of investigations of water circulation in a small catchment, typical for Flysch Western Carpathians shows the directions of changes in water relations occurring as a result of global climate changes, which are also evident in a small spatial scale, as well as the impact of man and the related land cover, conditioned by civilization progress.

Adres Autora:

Witold Bochenek

ORCID: 0000-0001-8156-6310

Stacja Badawcza w Szymbarku

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego PAN

Szymbark 430

38-311 Szymbark

E.mail: witold.bochenek@zg.pan.krakow.pl

255. Bednarek-Szczepańska M., Dmochowska-Dudek K., 2017, *Syndrom NIMBY na obszarach wiejskich w Polsce. Uwarunkowania i specyfika konfliktów wokół lokalizacji niechcianych inwestycji*, 149 s., 71 ryc., 17 tab.
256. Korcelli-Olejniczak E., Kozłowski S., Bierzyński A., Piotrowski F., 2017, *Region Metropolitalny Warszawy – studia miast średniej wielkości*, 128 s., 26 ryc., 13 tab., 26 fot.
257. Taylor Z., Ciechański A., 2017, *Deregulacja i przekształcenia przedsiębiorstw transportu lądowego w Polsce na tle polityki spójności UE*, 270 s., 42 ryc., 34 tab.
258. Rosik P., Pomianowski W., Goliszek S., Stępiak M., Kowalczyk K., Guzik R., Kołoś A., Komornicki T., 2017, *Multimodalna dostępność transportem publicznym gmin w Polsce (MULTIMODACC)*, 303 s., 166 ryc., 41 tab.
259. Matuszkiewicz J.M., Solon J., Kowalska A., Wolski J., Affek A., Degórski M., Grabińska B., Kozłowska A., Plit J., Pawlicki R.W., 2017, *Historyczne zmiany pokrywy leśnej na pograniczu mazursko-kurpiowskim w aspekcie rozwoju zrównoważonego krajobrazu*, 402 s. + 1 wklejka, 182 ryc., 63 tab.
260. Śleszyński P., Bański J., Degórski M., Komornicki T., 2017, *Delimitacja Obszarów Strategicznej Interwencji państwa: obszarów wzrostu i obszarów problemowych*, 296 s., 72 ryc., 18 tab.
261. Stępiak M., Wiśniewski R., Goliszek S., Marcińczak S., 2017, *Dostępność przestrzenna do usług publicznych w Polsce*, 356 s., 141 ryc., 52 tab.
262. Degórska B., 2017, *Urbanizacja przestrzenna terenów wiejskich na obszarze metropolitalnym Warszawy. Kontekst ekologiczno-krajobrazowy*, 175 s., 53 ryc., 10 tab.
263. Kuchcik M., 2017, *Warunki termiczne w Polsce na przełomie XX i XXI wieku i ich wpływ na umieralność*, 279 s., 98 ryc., 52 tab.
264. Chmielewski T.J., Śleszyński P., Chmielewski Sz., Kułak A., 2018, *Ekologiczne i fizjonomiczne koszty bezładu przestrzennego*, 128 s.
265. Kaczmarek H., 2018, *Ewolucja strefy brzegowej nizinnych zaporowych zbiorników wodnych w warunkach dużych wahań poziomu wody na przykładzie Zbiornika Jeziorsko na Warcie*, 132 s., 58 ryc., 6 tab.
266. *Studia nad regionalizacją fizycznogeograficzną Polski*, pod red. M. Kistowskiego, U. Mygi-Piątek, J. Solona, 2018, 278 s., 86 ryc., 19 tab.
267. Rosik P., Komornicki T., Goliszek S., Śleszyński P., Szarata A., Szejgiec-Kolenda B., Pomianowski W., Kowalczyk K., 2018, *Kompleksowe modelowanie osobowego ruchu drogowego w Polsce. Uwarunkowania na poziomie gminnym*, 242 s., 164 ryc., 54 tab.
268. Piotr Gierszewski, 2018, *Hydrologiczne uwarunkowania funkcjonowania geоекosystemu Zbiornika Włocławskiego*, 224 s., 98 ryc., 31 tab.
269. Jerzy Bański, 2019, *Waloryzacja zasobów lokalnych i ich zróżnicowanie przestrzenne w regionach Polski Wschodniej*, 186 s., 28 ryc., 59 tab., 18 fot.
270. Piotr Rosik, Tomasz Komornicki, Sławomir Goliszek, Patryk Duma, 2019, *Dostępność potencjałowa regionów w Europie – zasięg przestrzenny, długość podróży i efekt granicy (EU-ROAD-ACC)*, 136 s., 59 ryc., 20 tab.



Dr Witold Bochenek jest zatrudniony w Instytucie Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk od 1996 r. Od początku swojej działalności naukowej związany ze Stacją Badawczą w Szymbarku. W latach 2006-2018 pełnił funkcję kierownika tej placówki. Główne zainteresowania badawcze dotyczą zagadnień hydrologicznych, klimatologicznych, geomorfologicznych, monitoringu środowiska, teledetekcji i geograficznych systemów informatycznych. Witold Bochenek jest ekspertem w Zintegrowanym Monitoringu Środowiska Przyrodniczego, odpowiedzialnym za modelowanie obiegu wody, denudacji mechanicznej i odpływu biogenów ze zlewni eksperymentalnych tegoż Monitoringu. Autor lub współautor ponad 100 publikacji naukowych, kilku z listy JCR. Kierownik lub wykonawca w kilku projektach badawczych: międzynarodowych i krajowych. Swoją wiedzę i doświadczenie wykorzystuje w działalności dydaktycznej, prowadząc wykłady i inne formy zajęć ze studentami, m. in. z UJK w Kielcach.

Zasadniczym celem niniejszej monografii było wskazanie wzajemnych związków między składnikami obiegu wody w małej zlewni, położonej na obszarze fliszu karpackiego oraz wskazanie ich czasowo-przestrzennej zmienności, ze szczególnym uwzględnieniem obserwowanych zmian klimatycznych i form pokrycia terenu, w tym użytkowania ziemi. Obszarem badawczym była zlewnia Bystrzanki, zajmująca powierzchnię 13 km², położona w granicznej części Beskidu Niskiego i Pogórza Ciężkowickiego. W badanej zlewni występuje zróżnicowanie rzeźby, wynikające z budowy geologicznej, pokrycia terenu i użytkowania ziemi, rozczłonkowania sieci osadniczej i piętrowość klimatyczna. Badania zostały przeprowadzone w okresie 45 lat (1971-2015). W niniejszej rozprawie została przeprowadzona analiza składników obiegu wody w następującym układzie: opad – ewapotranspiracja – spływ powierzchniowy – spływ śródpokrywowy – stany wód podziemnych – odpływ rzeczny. W okresie badań stwierdzono zmiany warunków klimatycznych, mające wpływ na wielkość składników obiegu wody w wieloletniu. Zmiany pokrycia terenu, związane z przemianami gospodarczymi w Polsce po 1989 r. i wstąpieniem naszego kraju do Unii Europejskiej (2004 r.), znalazły odzwierciedlenie w przestrzennym zróżnicowaniu zmian wielkości składników odpływu z badanej zlewni. Zlewnia Bystrzanki, reprezentatywna pod względem środowiska przyrodniczego i przestrzennego zagospodarowania dla obszaru Karpat Zachodnich, odzwierciedla zmiany składników obiegu wody jakie zaszły w Karpatach Polskich w okresie ostatnich kilkudziesięciu lat.