

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 91

Adam Bartnik

Odpływ niski
w Polsce



Łódzkie Towarzystwo Naukowe

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 91

Adam Bartnik

Odpyw niski
w Polsce



Łódzkie

Towarzystwo

Łódź - 2005
Naukowe

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. (042) 66 55 459, fax (042) 66 55 464
sprzedaż wydawnictw tel. 66 55 448
<http://www.ltn.lodz.pl>, e-mail: ltn@ltn.lodz.pl

REDAKTOR SERII
Krystyna Turkowska

RECENZENT TOMU
Wojciech Chelmicki

Kolegium redakcyjne
*Zbigniew Klajnert, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kożuchowski,
Tadeusz Krzemiński, Zygmunt Maksymiuk, Barbara Manikowska*

Sekretarz redakcji: Danuta Dzieduszyńska

**Wydano z pomocą finansową Ministerstwa Edukacji i Nauki
oraz Uniwersytetu Łódzkiego**

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2005

ISSN 0065-1249

Skład: Karolina Ławska
Projekt okładki: Agnieszka Roman
Druk: Triada, Łódź, ul. Limanowskiego 147/149
Nakład: 200 egz.

TREŚĆ

Zarys treści	5
Wprowadzenie	5
Odptyw niski	10
Podstawowe pojęcia i definicje	10
Zastosowanie niskich przepływów i odpływów charakterystycznych	13
Odptyw niski w Polsce – przegląd literatury	15
Czynniki kształtujące odpływy niskie	18
Uwagi wstępne	18
Czynniki klimatyczne	18
Czynniki fizycznogeograficzne	19
Material badawczy	25
Zakres przestrzenny	25
Zakres czasowy	27
Kilka uwag o sposobach prezentacji wyników	31
Zagadnienie jednorodności badanych szeregów	32
Odptywy niskie roczne	38
Wiadomości wstępne	38
Rozkłady częstości odpływów niskich (Nq)	39
Parametry rozkładów	39
Identyfikacja rozkładów prawdopodobieństwa	42
Ekstremalne wartości w szeregach odpływów niskich	46
Odptywy niskie o prawdopodobieństwie 1 %	49
Zmienność rocznego, jednostkowego odpływu niskiego	50
Bezwładność w szeregach niskich, rocznych odpływów jednostkowych	52
Wieloletnie tendencje zmian odpływów niskich rocznych	53
Odptywy niskie miesięczne	56
Wiadomości wstępne	56
Struktura sezonowa	56
Odptywy średnie niskie miesięczne (SNq_m)	56
Zmiany sezonowe odpływów niskich w świetle wskaźników Markhama	63
Zmienność odpływów niskich miesięcznych	69
Przestrzenny aspekt zmienności	69
Zmienność w aspekcie czasowym	70
Bezwładność odpływów niskich miesięcznych	71
Podsumowanie	76
Literatura	78
Spis ilustracji	84
Summary	86
Załączniki	I-XXV

ZARYS TREŚCI

Zasadniczym celem pracy było rozpoznanie regionalnego i sezonowego zróżnicowania odpływów niskich w Polsce w różnych jego aspektach. Analizie poddano 119 zlewni z obszaru całej Polski. Dane pochodziły z dwudziestolecia 1971–1990. Dzięki zastosowanym procedurom analizy statystycznej i ich interpretacji geograficznej, uzyskano kilka wniosków o charakterze ogólnym.

W większości badanych szeregów, istnieją potencjalne zerwania ciągłości. Zerwania istotne i nieistotne grupują się w dwóch przedziałach czasu (1973–1974 i 1981–1982). Omawiane nieciągłości wiążą się ze zmianami generowanymi przez procesy i czynniki naturalne. Mamy tu więc do czynienia z niejednorodnością genetyczną procesu, nie wynikającą z oddziaływania czynników antropogenicznych, lecz związaną z istotą samego odpływu.

Przestrzenne rozmieszczenie zlewni o podobnych typach rozkładów prawdopodobieństwa szeregów minimalnych przepływów rocznych nie wykazuje w Polsce wyraźnego porządku.

Szeregi niskich rocznych odpływów jednostkowych, na większości terytorium Polski, charakteryzują się małą inercją i w efekcie można je uznać za zjawisko losowe. Jednakże, niektóre ciągi Nq cechuje występowanie „czerwonego szumu” (wysoka inercja). W tych przypadkach wskazana jest zatem szczególna ostrożność przy określaniu przepływów miarodajnych na podstawie rozkładów prawdopodobieństwa.

Analiza sezonowej struktury odpływu niskiego wykazała, w wielu przypadkach, istnienie wyraźnych uwarunkowań klimatycznych (pora, intensywność i sposób zasilania). Często jednak, silniej niż warunki klimatyczne oddziałują inne czynniki: budowa geologiczna (szczególnie warunki hydrogeologiczne), występowanie jezior przepływowych, itd. Obraz regionalnej zmienności minimów rocznych w wieloletnim okresie jest w większym stopniu efektem oddziaływania przestrzennych zmian elementów klimatycznych, niż zróżnicowania warunków hydrogeologicznych. Natomiast w przypadku szeregów minimów miesięcznych, obraz ten jest w pierwszej kolejności wynikiem oddziaływania warunków hydrogeologicznych, zaś czynniki klimatyczne stanowią jedynie tło.

Rozkład zmian odpływu niskiego, w poszczególnych miesiącach, ma w Polsce charakter strefowy. Przeprowadzone analizy wykazały także wyraźną dysproporcję pomiędzy odpływami niskimi w miesiącach półrocza chłodnego i ciepłego.

Analiza odpływów niskich miesięcznych dowiodła, że istnieją różnice poziomu ich sezonowości w dorzeczach Odry i Wisły. Są one prawdopodobnie spowodowane tymi samymi czynnikami, które decydują o przejściowości klimatu naszego kraju.

W wyniku badań sezonowości odpływów niskich w Polsce udało się zidentyfikować 4 jej typy. Miesiącem, w którym najczęściej występują minima odpływu jest sierpień, choć w różnych rejonach Polski mogą się one pojawiać również od maja do grudnia.

Skonstruowana zależność regresyjna pierwszych współczynników autokorelacji odpływów niskich miesięcznych ze współczynnikami zasilania podziemnego ($R = 0,78$) może być bardzo przydatna przy ocenie zasobności zlewni.

Porządek przestrzenny, jaki uzyskano w trakcie analizy poziomu inercji odpływów niskich, świadczy o możliwości zastosowania tej cechy przy regionalizacjach hydrologicznych, a nawet fizycznogeograficznych.

WPROWADZENIE

Woda jest jednym z głównych czynników przyrodniczych determinujących rozwój społeczno-gospodarczy ludzkości. Od zarania dziejów człowiek związany był z wodą. Obecnie również w dużym stopniu uzależnieni jesteśmy od źródeł jej występowania, zasobów oraz zmian ich reżimu. Problem niedoboru wody staje się widoczny dopiero wówczas, gdy wysychają studnie, stawy i małe rzeki, kiedy więdną i usychają rośliny, a systemy wodociągowe nie mogą zapewnić stałych dostaw wody. Po odkręceniu zaworu w domu słyszymy głuchy bulgot.

W czasie, gdy na łamach gazet i ekranach telewizorów co chwilę podawane są dramatyczne informacje i obrazy z obszarów dotkniętych klęskami powodzi, dyskusja o zjawisku suszy i wysychaniu rzek, może być uznana za dywagacje czysto akademickie. Tak jednak nie jest. Po głębszym rozważeniu okaże się bowiem, iż oba te zjawiska towarzyszą nam równie często jak powódzie i są tak samo dotkliwe w skutkach, choć w naszych szerokościach geograficznych ich efekty i skutki nie są tak spektakularne. Obecnie coraz częściej zauważamy groźbę

braku wody, a zwłaszcza braku wody odpowiedniej jakości. Problem ten znalazł wyraz w nowym prawie wodnym, w którym problematyka dotycząca ochrony ludności i nienią przed powodzią została rozszerzona o zagadnienia ochrony przed suszą (Dz. U. nr 115 poz. 1229 z 18 lipca 2001).

Woda staje się cenna dopiero wówczas, gdy zaczyna jej brakować. Zgodnie ze standardami FAO i WMO. Polska jest krajem, w którym okresowo pojawiają się niedostateki uwilgotnienia. Termin okresowo odnosi się przy tym zarówno do krótkotrwałych, sezonowych niedoborów wody, jak i do deficytów obejmujących dłuższy horyzont czasowy, a determinowanych przez niestabilność klimatu. Jeżeli dodamy do tego stale pogłębiający się deficyt wód nadających się do wykorzystania, to na całym właściwie obszarze kraju, częściej mamy do czynienia z walką o wodę niż walką z wodą. Faktu tego nie zmieniają nawet doświadczenia ostatnich kilku lat XX wieku.

Ilość wody dostępna dla potrzeb gospodarki i ludności wynika z ogólnych uwarunkowań cyklu hydrologicznego. W przeliczeniu na jednego mieszkańca odnawialne zasoby wód powierzchniowych wynoszą na świecie około 7300 m³ (European Environment Agency 1995). Dla Europy, znacznie uboższej w wodę, wartość ta wynosi już tylko 4560 m³ (Stan i wykorzystanie zasobów... 1996). Brak wody może być jednym z największych problemów globalnych w bieżącym stuleciu. Jeśli ustalimy umowną granicę niedoboru wody na poziomie poniżej 500 m³ na osobę rocznie, to już obecnie 12 krajów znajduje się w takiej kategorii. Liczba ta może wzrosnąć do 19 w okresie następnego ćwierćwiecza (Gleick 1993).

Polska położona jest w obszarze o szczególnie niekorzystnych cechach klimatu i dlatego należy do krajów o niewielkich zasobach wód powierzchniowych i względnie małej ich zmienności przestrzennej. Według danych IMGW zasoby wód powierzchniowych naszego kraju, w przeliczeniu na jednego mieszkańca, wynoszą: 1580 m³·rok⁻¹. Są zatem 4,5 razy niższe niż na świecie i trzykrotnie niższe niż przeciętna dla Europy. Również z punktu widzenia tzw. dostępności do wody, Polska – obok Belgii i Niemiec – znajduje się w Europie w grupie państw wyjątkowo skromnie obdarzonych przez naturę.

Odptyw z terytorium Polski, według cytowanych już obliczeń IMGW, wynosi średnio w roku ok. 61,5 km³ (1996). Daje to, bez uwzględniania zasilania spoza granic naszego kraju, przeciętny odptyw jednostkowy równy 5,5 dm³·s⁻¹·km⁻² (175 mm). Jest to więc wartość prawie dwukrotnie mniejsza od średniej europejskiej – 9,6 dm³·s⁻¹·km⁻². Jeżeli uwzględnimy przeciętną wysokość opadów w Polsce równą 629 mm, otrzymamy współczynnik odptywu

równy 27,8 % i średnie parowanie terenowe bliskie 454 mm. Roczna suma parowania jest zatem zbliżona do średniej europejskiej. Niemal półtora raza mniejsza od przeciętnej europejskiej (ok. 43 %) jest zaś wartość współczynnika odptywu.

Względnie duża jest też zmienność czasowa odptywu w Polsce. W roku suchym, z terytorium naszego kraju, może odptywać mniej niż 38 km³ wody, zaś w roku wilgotnym – odptyw może przekraczać nawet 90 km³. Stosunek najwyższego do najniższego rocznego odptywu wynosi więc około 2,4. Jest to wartość wysoka, nawet w skali europejskiej. Jedną z najbardziej znaczących, współczesnych fluktuacji odptywu rzecznoego w Polsce są jego raptowne zmiany: od wielkości bardzo dużych do bardzo małych.

Zagadnienie wieloletnich zmian odptywu rzecznoego w Polsce pozostaje w sferze szczególnego zainteresowania hydrologów od końca lat sześćdziesiątych. Na podstawie ówczesnych analiz, sugerowano zmniejszanie się odptywu z obszaru Polski w okresie 1901–1965 w tempie 0,25 mm·rok⁻¹ (Stachy 1968). Przyczyn tego zjawiska upatrywano m.in. w zmianach cyrkulacji atmosferycznej. Spadkowa tendencja odptywu została jednak zahamowana po 1964 roku (Stachy 1984). Spowodowała to wilgotna dekada lat siedemdziesiątych (wyjątkowo duże wezbrania w latach 1970, 1977, 1979). Wskutek tego, odptyw z obszaru Polski w okresie 1901–1980 wykazywał nawet tendencję rosnącą, wynoszącą 0,23 mm·rok⁻¹ (Jokiel, Kożuchowski 1989). Kolejne dziesięciolecie (1981–1990) charakteryzowało się znowu dużą częstotliwością występowania susz (Farat *et al.* 1995). Natomiast ostatnią dekadę stulecia coraz częściej określa się mianem „dekady żywiołów”.

Na podstawie analiz 90-letnich serii opadów i odptywów w Polsce (1901–1990) wysunięto wniosek, że relacja między opadem i odptywem, przez większą część stulecia, nie ulegała większym zmianom (Fal 1993). Pewne wątpliwości budzi jedynie ostatnie dwudziestopięciolecie, bowiem odptyw rzeczny z obszaru Polski był wówczas nieco wyższy, niż by to wynikało z warunkujących go opadów (Jokiel, Kożuchowski 1989). Z liczb – podanych między innymi przez Fal (1993) – wynika też dość jasno, że na początku lat siedemdziesiątych doszło w Polsce do zachwiania relacji między tymi obiema charakterystykami, a co za tym idzie, do istotnego wzrostu współczynnika odptywu. Wzrost odptywu odbywa się więc jak gdyby niezależnie od opadów, a więc przede wszystkim kosztem redukcji deficytu odptywu. Mimo, że po roku 1990 zaznaczył się ponownie jego istotny spadek, aż do poziomu minimum z wielolecia (susze w latach 1990 i 1994), to jednak współczynnik odptywu pozostał nadal wysoki i sięgał 30 %. Jednocześnie deficyt odptywu był

bliski najniższemu z wielolecia (ok. 400 mm). Powiązanie obu tych faktów prowadzi do wniosku, że w ostatnim okresie zmiany w strukturze bilansu zmierzają w kierunku redukcji strat bilansowych (Jokiel, Bartnik 2000).

Już dość dawno dostrzeżono, że w odniesieniu do odpływów, wyraźniej niż w przypadku opadów, zaznacza się tendencja do tworzenia się serii lat z niskimi bądź wysokimi odpływami, przy czym sekwencje lat suchych są dłuższe niż lat wilgotnych. Krótkotrwałe fluktuacje opadów natychmiast znajdują odbicie w zmianach odpływów, zaś tendencje wieloletnie wywołują najczęściej reakcję spóźnioną o kilka lat. Zjawisko to jest związane z inercją odpływu (zwłaszcza podziemnego), a w szczególności z jego bezwładnością w stosunku do opadu. Tę swoistą „pamięć hydrologiczną” obszaru generuje jego strefa aktywnej wymiany (retencji czynnej), w której na czas dłuższy bądź krótszy, retencjonowane są nadwyżki opadów i która w okresie suszy staje się jedynym źródłem zasilania rzeki (Bartnik, Jokiel 1997).

Zmienność odpływów można scharakteryzować za pomocą współczynnika zmienności. Obliczone przez Stachý'ego (1990b) współczynniki zmienności odpływu z terytorium Polski w wieloleciu 1951–1970 wynoszą: 0,243 dla półrocza zimowego, 0,242 – dla półrocza letniego i 0,195 – dla roku. Nieco większe wartości otrzymał Choiński (1988) dla okresu 1961–1975. Rzeki dorzecza Odry i Przyorza mają bardziej wyrównane odpływy w porównaniu z rzekami dorzecza Wisły. Średnie współczynniki wynoszą tu odpowiednio: 0,272 i 0,294.

W cyklu rocznym, odpływ rzeczny zmienia się również bardzo istotnie w związku z występowaniem pór roku. Maksima występują zwykle na wiosnę, minima zaś jesienią. Półrocze zimowe (XI–IV), charakteryzuje się znacznie wyższymi odpływami niż półrocze letnie. Odpływa wówczas ponad 57 % ogólnej masy wód odprowadzanych z terytorium kraju w ciągu całego roku. W poszczególnych rejonach kraju rozdział odpływu rocznego na półrocza jest różny. W nizinym dorzeczu Biebrzy odpływ zimowy bardzo wyraźnie dominuje nad letnim (zima – 60 %, lato – 40 %). Górskie dopływy Wisły wykazują natomiast nieznaczną przewagę odpływu letniego (zima – 49,4 %, lato – 50,6 %), np. Skawa (Byczkowski 1996b). Stosunek średniego odpływu maksymalnego do minimalnego jest wyższy w dorzeczu Wisły niż Odry. Średnio dla całej Polski wynosi on ok. 2,6 (Stani wykorzystanie zasobów... 1996).

Jeszcze bardziej zróżnicowany jest rozkład odpływów miesięcznych. Najwyższe odpływy pojawiają się w Polsce w kwietniu (14,6 % odpływu rocznego), marcu (12,3 %) i maju (10,2 %). Najniższe notowane są zaś we wrześniu (5,5 %) oraz w październiku

(5,8 %). W obszarach górskich maksimum odpływu przesunięte jest na miesiące letnie, ze względu na późniejsze roztopy i wzmożone opady (czerwiec i lipiec – po 12 %) (Byczkowski 1996b).

Mimo stosunkowo małej rozciągłości terytorium Polski, zróżnicowanie przestrzenne odpływu jest również duże. Największe średnie odpływy jednostkowe występują w wysokich partiach Tatr. Mogą one tam przekraczać nawet $50 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Najmniejsze odpływy jednostkowe notuje się zaś na Kujawach. Lokalnie są one tam nawet mniejsze od $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Stosunek tych dwu wielkości wynosi 1:25 i obrazuje stopień zróżnicowania całkowitego odpływu rzeczno-geologicznego w Polsce. Jeszcze wyraźniejsze kontrasty przestrzenne dotyczą odpływów chwilowych. Zdarzające się epizodycznie, maksymalne sploty jednostkowe, przekraczają w Karpatach $1000 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Podobnie w Sudetach, gdzie dość powszechnie notuje się maksima odpływu wyższe od $500 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. W pasie wyżyn odpływy wysokie tylko wyjątkowo przekraczają $200 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, zaś na Nizinie rzadko sięgają $100 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Minimalne odpływy jednostkowe są również bardzo zróżnicowane, przy czym ich zmienność przestrzenna w ogromnym stopniu uwarunkowana jest nieklimatycznymi elementami środowiska. Na nizinach dominują zwykle odpływy jednostkowe niższe od $0,5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Lokalnie mogą być one nawet niższe od $0,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. W pasie wyżynnym oraz w górach, najniższe odpływy przekraczają zwykle 0,5 i sięgają 2–3 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Najwyższe minima notuje się na Pojezierzu Pomorskim (ponad $5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$).

Zmienność czasowa i przestrzenna odpływu w Polsce jest wyraźnie wyższa od zmienności opadów. To wzmocnienie dyspersji jest nie tylko wynikiem czasowych i przestrzennych zmian innych elementów klimatu i pogody (temperatury, wilgotności powietrza, itd.), ale również podobnej zmienności warunków morfologicznych i geologicznych. Coraz większą rolę zaczyna też odgrywać działalność gospodarcza i to zarówno w odniesieniu do dyspersji odpływu w czasie, jak i w przestrzeni. Dotyka to szczególnie ekstremalnych zjawisk hydrologicznych, w tym odpływów niskich. Ostatnio obserwujemy tu coraz silniejszy rozwój kontrastów. Po roku wilgotnym pojawia się wyjątkowo suchy. W obrębie tego samego roku występują okresy bardzo głębokich susz i gwałtownych powodzi. Na stosunkowo niewielkim obszarze, jakim jest Polska, w tym samym sezonie odnajdziemy często sąsiadujące z sobą regiony dotknięte suszą i powodzią. Rozpoznanie i diagnoza tych zjawisk staje się dziś niezbędna, gdyż wymaga tego prawidłowo funkcjonująca gospodarka kraju.

Pojawianie się na przemian okresów suchych i mokrych jest naturalną właściwością klimatu. Nie

należy jej zatem koniecznie poprawiać. Dzięki istnieniu takich kontrastów klimatycznych następuje dobór naturalny gatunków. Ginią gatunki słabsze, a poprawia się pula genów tych, które przetrwały. Przyroda nie wymaga udoskonaleni i zwykle dobrze adaptuje się do naturalnych zmian klimatycznych, jeśli działalność człowieka nie pogłębia zagrożeń (Żelaziński *et al.* 1998).

Według Słownika Języka Polskiego termin **susza** oznacza długotrwały okres bez opadów atmosferycznych lub z ich dużym niedoborem, a także suchość powietrza i gleby (Skorupka *et al.* 1968). Położenie, klimat oraz ogół warunków fizycznogeograficznych Polski jest przyczyną częstego występowania susz na naszym terytorium. Pojawiają się one w różnych porach roku, czasami powodując znaczne straty w gospodarce. Bezpośrednim skutkiem suszy jest zakłócenie naturalnego bilansu wodnego obszaru, a w efekcie nadmierne wysychanie gleby, obniżanie zwierciadła wód podziemnych oraz ostatecznie zmniejszanie się przepływu rzek, prowadzące niekiedy do ich całkowitego wyschnięcia. Negatywne skutki występowania okresów posusznych są znacznie większe w Polsce niż w innych krajach, charakteryzujących się podobnymi warunkami klimatycznymi. Wynika to bezpośrednio z niewielkich zasobów wodnych naszego kraju. Na terenach: Wielkopolski, Niziny Śląskiej, czy południowego Mazowsza, przez 9 lat na 10, w okresie wegetacyjnym pojawiają się trudności w zabezpieczeniu potrzebnej ilości wody dla rolnictwa.

Susze były nieodłączną cechą klimatu Polski w czasach historycznych. Współcześnie, tak katastrofalne susze jak w przeszłości, już się nie zdarzają. Nasuwa się zatem pytanie, czy sytuacje takie mogą się jeszcze powtórzyć? Czy zmiany hydroklimatyczne, jakie obserwujemy współcześnie, doprowadzą do dalszego nasilenia kontrastów klimatycznych w naszym kraju? Odpowiedzi zdają się być twierdzące, a dokumentują je m.in. badania nad zmianami natężenia i częstości pojawiania się susz w Polsce (Mager *et al.* 1999).

W cytowanej pracy badano stulecie 1891–1995. Stwierdzono, iż susze jakie miały miejsce w pierwszej części analizowanego wiekolecia, charakteryzowały się większą regularnością występowania. Natomiast okres sięgający od lat czterdziestych po lata dziewięćdziesiąte charakteryzował się znacznymi kontrastami w zmienności analizowanego zjawiska. W przeciągu tych pięćdziesięciu lat wystąpiły zarówno długie, nieprzerwane sekwencje lat z suszą, jak i podobnie długie okresy o normalnym uwilgotnieniu (bez susz).

Problematykę susz w powojennej historii Polski kompleksowo przeanalizowano w opracowaniu IMGW (Farat *et al.* 1995). W okresie 1951–

1990 wydzielono ogółem 21 susz atmosferycznych. Łączny czas ich trwania wyniósł 122 miesiące, co stanowiło ponad 25 % badanego okresu. Najdłużej trwały susze: XI 1958 – XI 1959 (13 miesięcy), III 1953 – III 1954 (13 miesięcy), XI 1968 – X 1969 (12 miesięcy), VI 1983 – IV 1984 (11 miesięcy), II 1982 – XI 1982 (10 miesięcy), XI 1975 – VIII 1976 (10 miesięcy) i I 1989 – X 1989 (10 miesięcy). Susza atmosferyczna z 1969 roku objęła swoim zasięgiem około 95 % powierzchni kraju. Najczęściej susze pojawiają się na Nizinie Wielkopolskiej, Pojezierzu Wielkopolskim, Nizinie Śląskiej, Przedgórzu Sudeckim, Nizinie Mazowieckiej, Nizinie Podlaskiej oraz Pojezierzu Mazurskim. Najrzadziej w ciągu roku obserwowano je w okresie od grudnia do lutego, zaś miesiącem podczas którego notowano je najczęściej był marzec. Susza atmosferyczna i związana z nią susza glebowa powodują straty głównie w rolnictwie.

Długotrwałe deficyty opadów, a zwłaszcza suche, bezśnieżne zimy z jakimi ostatnio mamy coraz częściej do czynienia, powodują zmniejszenie retencji podziemnej, a co za tym idzie, spadek przepływów w rzekach. Jest to główny mechanizm powstawania suszy hydrologicznej.

Za Dębskim (1953), można wyróżnić cztery fazy rozwoju suszy:

- suszę atmosferyczną – czyli brak opadów atmosferycznych w okresie gdy zazwyczaj zasilają one zbiorniki wód podziemnych;

- suszę glebową – stopniowe wysychanie powierzchniowych, a następnie głębszych warstw gleby, zmniejszanie się zasobów retencyjnych, najpierw w strefie aeracji, potem saturacji;

- niżówkę wody podziemnej – znaczne uszczuplenie zapasów zgromadzonych w zbiornikach wód podziemnych, obniżenie stanów wody podziemnej w studniach;

- suszę hydrologiczną – w czasie której obserwuje się zmniejszanie dopływu wód gruntowych do sieci hydrograficznej. Przynosi to w efekcie spadek przepływu wody w rzekach (niżówki) oraz wysychanie źródeł i małych cieków (Byszowski 1996b; Farat *et al.* 1995).

Dość często zdarza się, iż pojęcia **susza** i **niżówka** są mylone lub stosowane wymiennie. Według Międzynarodowego Słownika Hydrologicznego (Magnuszewski, Soczyńska 2001) wydanego przez WMO, **niżówka** (*low-flow*) określana jest jako: mały przepływ w rzece będący efektem przedłużającego się okresu bezopadowego. Ta definicja także nie podaje jasnej różnicy między pojęciami: **niżówka** i **susza**. Niżówki są bowiem zjawiskiem okresowym i integralnym składnikiem reżimu przepływu każdej rzeki. Z drugiej strony, susza to długotrwały brak lub znaczący niedostatek opadów (Magnuszew-

ski, Soczyńska 2001). Zatem, susza jest pojęciem szerszym i charakteryzują ją także inne zjawiska, nie tylko niżówki na rzekach. W czasie jednej suszy może wystąpić wiele okresów niżówkowych (Zelenhasic, Salvai 1987).

Z niżówką możemy zaś wiązać pojęcie **suszy hydrologicznej**. Definiujemy ją jako okres, w którym przepływ rzeczny jest mniejszy od ustalonej wartości granicznej (Zielińska 1963a; Żelaziński *et al.* 1998). W Polsce, zjawiskiem niżówek interesowano się szczególnie w latach sześćdziesiątych ub. wieku. Było to oczywistym następstwem pojawiających się wówczas szczególnie często okresów posusznych. W dotychczasowych opracowaniach, różnie określano wartości graniczne przepływów niżówkowych. Za niżówkę przyjmowano więc na przykład okres, w którym przepływy były mniejsze lub równe najwyższej wartości przepływu z minimów w wieloleciu i trwający co najmniej 10 dni (Zielińska 1963a, 1964a; Ozga-Zielińska 1990). Podobną definicję podał Lamber (1971), choć nie precyzował długości okresu jako niżówka powinna trwać. Natomiast Dębski (1970) definiował niżówkę jako stan wody, znajdujący się poniżej strefy stanów średnich i trwający co najmniej kilkanaście dni. Na jeszcze inne rozwiązanie zdecydowała się w swoich opracowaniach Tłałka (1979a, 1982). Według niej, niżówki letnie to okresy, w których przepływ jest równy lub niższy od średniej wartości z najniższych niskich miesięcznych przepływów (SNQ) ustalonej z miesięcy letnich, z wielolecia i trwające co najmniej 10 dni. Ostatecznie, najczęściej przyjmuje się formułę uproszczoną, według której, z niżówką mamy do czynienia wówczas, gdy przepływy w rzece są mniejsze od średniego z minimów rocznych – SNQ (Stachý *et al.* 1979; Farat *et al.* 1995; Żelaziński *et al.* 1998).

Niżówki w rzekach Polski obserwujemy zwykle w dwóch sezonach: zimowym i letnio-jesiennym. Okres występowania niżówek letnio-jesiennych jest różny w zależności od reżimu rzek. W rzekach nizinnych rozpoczynają się one wiosną, często z chwilą zakończenia wezbrania wiosennego. Opadanie zwierciadła wody w rzekach, w okresie niżówki jest tym szybsze, im dorzecze ma skromniejsze zasoby wód podziemnych zasilających rzeki. W rzekach górskich niżówki pojawiają się znacznie później. Powstają zwykle w wyniku długotrwałego braku opadów atmosferycznych połączonego z intensywnym parowaniem terenowym. W większych rzekach są one długotrwałe.

Niżówki zimowe rozpoczynają się najczęściej z chwilą pojawienia się ujemnych temperatur powietrza. Ustaje wtedy sptyw powierzchniowy, a opady śnieżne retencjonowane są na powierzchni. Najniższe

przepływy pojawiają się w rzekach w okresie ich największego przemarznięcia. Mniejsze rzeki i strumienie, w czasie ostrej zimy, mogą przemarznąć nawet do dna (Tłałka 1982). Niżówki zimowe są często bardzo głębokie, ale raczej krótkotrwałe. Można przyjąć, że w dużych, słabo zamarzających rzekach, niżówki letnie są głębsze niż zimowe, natomiast w rzekach silnie zamarzających sytuacja jest odwrotna. Prawdopodobnie ta nie dotyczy jednak małych rzek. Bardzo głębokie niżówki występują u nas w zabagnionych dorzeczach środkowej Polski, co wynika ze specyficznego ustroju hydrologicznego bagien (Mikulski 1998).

W każdym klimacie mogą istnieć rzeki lub odcinki rzek całkowicie wysychające, albo takie, które w pewnych warunkach przestają prowadzić wodę (np. Darling, Lena, Indygirka, Wiluj). Tam gdzie odpływ nie ulega przerwaniu, przepływy niżówkowe kształtują się na poziomie zależnym od klimatu i od zdolności retencyjnej zlewni (Dębski 1970). Olbrzymi wpływ na kształtowanie się niżówek wraz z biegiem rzeki ma przede wszystkim wielkość i charakter zagospodarowania dorzecza, sposób zasilania rzeki, ukształtowanie i stosunki litologiczne terenów, które rzeka rozcina oraz charakter niżówek w jej większych dopływach (szczególnie w górnym biegu recipienta).

Zasięg przestrzenny niżówek, w przeciwieństwie do wezbrań, nie ogranicza się do jednej rzeki lub grupy rzek. Zwykle obejmują one większe obszary – całe dorzecza czy regiony. Przykładem jest niżówka letnio-jesienna z roku 1983. Wystąpiła ona w dorzeczu Odry, na Redze, Parsęcie oraz na części dopływów Wisły uchodzących do niej w środkowym biegu. W większości rzek początek tej niżówki przypadł na lipiec i sierpień, a skończyła się ona w okresie wrzesień–listopad. Na rzekach polskich, niżówki mogą się zdarzyć w różnych porach roku, najczęściej jednak pojawiają się w lipcu (60 %) i wrześniu (50 %). Warto zauważyć, że zjawisko niżówek przebiega w układzie roku hydrologicznego o przeciwnym porządku półroczny, tj. od maja do kwietnia następnego roku (Mikulski 1998).

W okresie 1951–1990, na obszarze Polski, wyróżniono ogółem 16 okresów niżówkowych (Farat *et al.* 1995). Cztery spośród nich wystąpiły w okresie zimowym, pozostałe przypadły na miesiące letnio-jesienne. Spośród niżówek zimowych, największy zasięg (58 % liczby zlewni objętych badaniem) miała niżówka z 1954 roku. Niżówki letnio-jesienne mają zwykle jeszcze szerszy zasięg. W 1959 roku aż w 80 % badanych zlewni doszło do przekroczenia przepływu granicznego. Bardzo duże obszary objęły też susze w latach 1951–1953. Natomiast najdłużej, bo aż 238 dni, przepływy niżów-

kowe utrzymywały się w 1983 roku. Najczęściej, w latach 1951–1990, niżówki obserwowano w dorzeczach: Narwi, Wełny, Warty i Drwęcy.

Niżówki, będące zwykle skutkiem suszy atmosferycznej są okresem, w którym dochodzi do poważnego ograniczenia zasobów wodnych kraju. Prawdopodobieństwo ich pojawiania się powinno być uwzględniane w globalnych i lokalnych planach i projektach gospodarowania wodą. Sposobem na ograniczenie niekorzystnego oddziaływania niżó-

wek na wielkość dyspozycyjnych zasobów wodnych jest zwiększanie retencji realizowane głównie poprzez magazynowanie wody w postaci retencji obszarowej i w zbiornikach. Realizacja tych celów będzie możliwa jedynie wówczas gdy będziemy posiadać szeroką wiedzę o tej fazie reżimu przepływu. Można to osiągnąć przez pogłębianie wiedzy o przepływach i odpływach charakterystycznych będących obecnie chyba najpowszechniej stosowanymi charakterystykami projektowymi.

ODPŁYW NISKI

PODSTAWOWE POJĘCIA I DEFINICJE

Informacje o zasobach wód powierzchniowych, w tym wód rzecznych, a także szereg ich charakterystyk ilościowych i jakościowych oraz ich rozkład w czasie i w przestrzeni, stanowią dziś podstawę wszelkiej działalności wodno-gospodarczej. Materiały takie są niezbędne m.in. do programowania, planowania i realizacji zadań szeroko pojmowanej gospodarki wodnej oraz przy powstawaniu różnego rodzaju opracowań i projektów wodnych, hydrotechnicznych, komunikacyjnych, przemysłowych oraz komunalnych. Trudno sobie też wyobrazić dobrze funkcjonujące systemy wodno-gospodarcze, a także racjonalnie użytkowane urządzenia i instalacje, bez znajomości parametrów hydrologicznych rzek. W ogólności można nawet powiedzieć, że prawidłowo funkcjonująca gospodarka kraju (przemysł, rolnictwo, komunikacja itd.) wymaga szczegółowego rozpoznania i ciągłego monitoringu składowych bilansu wodnego, w tym odpływu rzeczno-

Podstawowymi charakterystykami, opisującymi ilość wody prowadzonej przez rzeki, są przepływ i odpływ. Zjawiska te polegają na poruszaniu się, pod wpływem siły ciężkości, wody zebranej na pewnym obszarze, na powierzchni terenu lub w gruncie, ku miejscom położonym niżej (B y c z k o w s k i 1996a). Najczęściej jednak mówiąc „odpływ” lub „przepływ” mamy na myśli pewną ilość wody, która bierze udział w tym procesie. Obydwa te terminy, określają w zasadzie to samo zjawisko, nie są jednak synonimami. Termin odpływ stosowany jest w sytuacji, gdy chcemy określić ilość wody odpływającej z pewnego obszaru (zwykle – zlewni), lub w przypadku, gdy mówimy o tej części opadu, która tworzy odpływ rzeczny (Międzynarodowy Słownik Hydrologiczny 2001). Termin przepływ również może mieć dwa znaczenia. Najczęściej jest

używany przy określaniu ilości wody przepływającej w pewnym miejscu przez przekrój poprzeczny ciek – jako synonim pojęcia: natężenie przepływu. W drugim przypadku, traktowany jest jako ogólny termin przyjęty w odniesieniu do zjawiska przemieszczania się wody korytem rzeczno-

Pokrewne sobie zjawiska odpływu i przepływu opisywane są przez liczne miary. Ogólnie można je podzielić na dwie grupy. Grupę miar bezwzględnych i grupę miar względnych (D ę b s k i 1970). Szczególną rolę pełni ta druga grupa. Charakterystyki te podają bowiem wartości odpływu w odniesieniu do jednostki powierzchni zlewni lub innych elementów hydrometeorologicznych. Umożliwiają zatem porównywanie ilości wody odpływającej ze zlewni o różnej wielkości i o różnych warunkach fizycznogeograficznych.

Do miar bezwzględnych zalicza się:

– **natężenie przepływu** Q (przepływ) – ilość wody, jaka przepływa przez przekrój poprzeczny ciek w jednostce czasu. Przepływ wyraża się zazwyczaj w $m^3 \cdot s^{-1}$ lub w $dm^3 \cdot s^{-1}$. Za pomocą tej miary można wyrazić natężenie chwilowe lub wartość średnią dla pewnego okresu (przepływ średni SQ – zwykle dla roku; SQ_m – dla miesiąca itd.);

– **objętość odpływu** V – ilość wody, jaka odpływa z określonego obszaru w pewnym czasie. Wyrażana zwykle jest w m^3 lub km^3 .

Do miar względnych zalicza się przede wszystkim:

– **odpływ jednostkowy** q – ilość wody odpływającej w jednostce czasu z jednostki powierzchni badanej zlewni. Wyrażany jest w $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$. Miarę tę określa się z równania:

$$q = \frac{1000 \times Q}{A} \quad (1)$$

gdzie: Q – przepływ [$m^3 \cdot s^{-1}$];

A – powierzchnia zlewni [km^2].

Odpływ jednostkowy bywa często określane mianem modulu odpływu:

– **wysokość warstwy odpływu H** (wskaźnik odpływu) – wysokość w milimetrach warstwy wody odpływającej w określonym czasie, z rozpatrywanego obszaru. Miarę tę stanowi iloraz objętości odpływu V oraz badanej powierzchni A :

$$H = \frac{V \times 10^3}{A \times 10^6} \quad (2)$$

– **współczynnik odpływu c** – iloraz ilości wody odpływającej z obszaru zlewni w rozpatrywanym okresie do ilości wody, jaka w postaci opadów atmosferycznych spadła na obszar zlewni w tym samym czasie:

$$c = \frac{H}{P} \quad (3)$$

gdzie: H – wysokość warstwy odpływu [mm];

P – suma opadów [mm].

W analizach i w praktyce hydrologicznej szczególnie ważną rolę odgrywa znajomość tzw. przepływów (odpływów) charakterystycznych. Zaliczamy do nich: przepływy główne, okresowe, prawdopodobne i konwencjonalne. Dysponując, w określonym przekroju wodowskazowym, ciągiem codziennych obserwacji natężenia przepływu z pewnego okresu (T), można dla tego zbioru obserwacji określić wartości: maksymalną, minimalną, średnią oraz środkową (rys. 1) (B y c z k o w s k i 1996a; O z g a - Z i e l i Ń s k a, B r z e z i Ń s k i 1997); opisują one przepływ rzeczny w pewnym przedziale czasu (T). Przedziałem tym najczęściej jest rok hydrologiczny, co wynika z cykliczności zjawisk hydrometeorologicznych. Inne okresy charakterystyczne powstają z podziału roku na półrocza i miesiące.

Ze względu na konieczność jednoznacznego oznaczania przepływów charakterystycznych głównych, wprowadzono dla nich specjalne oznaczenia, analogiczne do tych, jakie stosuje się w przypadku głównych stanów wody. Przepływy charakterystyczne wyznaczone w poszczególnych latach z okresów rocznych, półrocznych (zwykle oznaczanych indeksem „ Z ” i „ L ”) czy miesięcznych (indeks – „ m ”) noszą nazwę przepływów charakterystycznych głównych pierwszego stopnia (rys. 2):

WQ – przepływ maksymalny,

SQ – przepływ średni,

ZQ – przepływ zwyczajny (środkowy),

NQ – przepływ minimalny.

Dysponując ciągiem obserwacji przepływu z kilku lat, można w każdym roku wyznaczyć przepływy główne pierwszego stopnia, a następnie z ciągów wartości tych przepływów w wieloleciu można wybrać po cztery charakterystyki główne,

zn. ponownie wartość największą, najmniejszą, średnią i środkową. Postępując w sposób analogiczny, w przypadku każdego ciągu przepływów charakterystycznych pierwszego rzędu, otrzymuje się zestaw szesnastu przepływów głównych drugiego rzędu (rys. 3).

Wymienione wyżej przepływy główne odnoszą się do wartości dobowych. W praktyce, częściej interesują nas przepływy średnie miesięczne z dłuższego przedziału czasu. Przepływy takie, w odróżnieniu od wcześniej opisanych, nazywa się przepływami głównymi miesięcznymi. Do tej grupy należą: najwyższy, średni, zwyczajny i najniższy ze średnich miesięcznych.

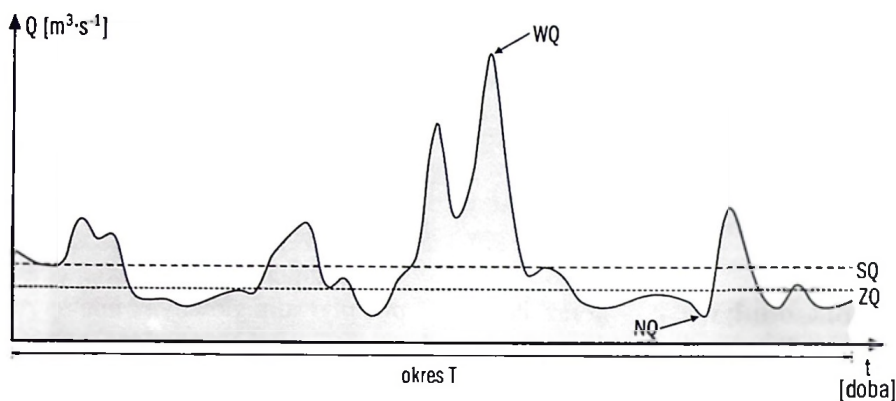
Na załączonych ilustracjach podkreślono te przepływy charakterystyczne, które uwzględniono w niniejszych badaniach. Przepływy minimalne (NQ) były zatem analizowane w dwóch układach, szeregów: minimów rocznych oraz minimów miesięcznych (rys. 4).

Przepływy okresowe definiuje się jako przepływy o określonej sumowanej częstotliwości (częstości) lub czasie trwania wraz z wyższymi albo niższymi. Można rozróżnić przepływy okresowe stopnia pierwszego i drugiego. Pierwsze, wyznacza się na podstawie analizy częstości występowania lub czasu trwania przepływów dobowych. Przepływy okresowe drugiego stopnia nazywa się zaś przepływami prawdopodobnymi. Są to więc przepływy główne o określonej sumowanej częstotliwości występowania odniesionej do zjawisk, jakie dopiero zrealizują się w przyszłości. O zjawiskach tych wnioskuje się na podstawie danych historycznych, stanowiących ciągi chronologiczne pochodzące z okresu kilkunastu lub kilkudziesięciu lat. Przyjmuje się przy tym, że prawdopodobna częstotliwość zjawisk przyszłych będzie równa częstotliwości, jaka miała miejsce w przeszłości.

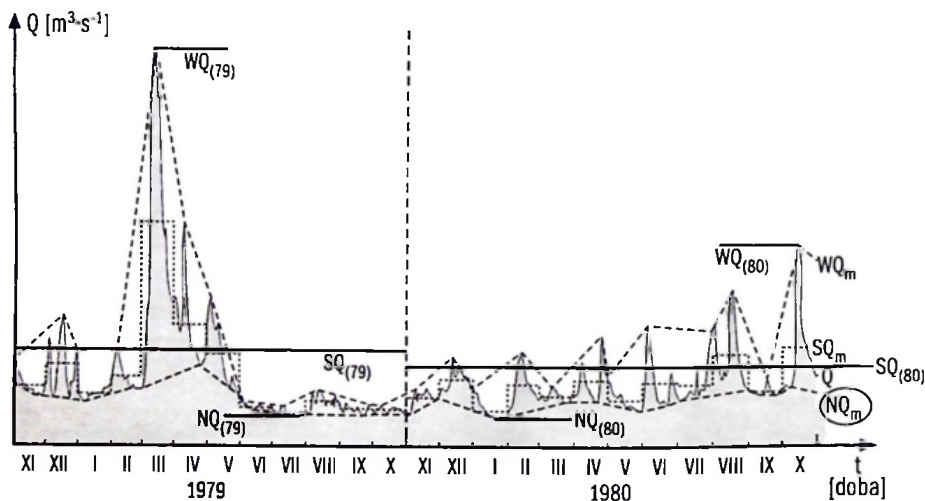
Przepływy konwencjonalne są ustalane na potrzeby związane z wykorzystaniem i ochroną zasobów wodnych bądź ograniczeniem szkodliwego działania wód (O z g a - Z i e l i Ń s k a, B r z e z i Ń s k i 1997). Nazwa, definicja, symbol symbol oznaczenia oraz metoda wyznaczenia każdego z tych przepływów są przedmiotem umowy. Dlatego też lista przepływów konwencjonalnych jest otwarta. Między innymi znajdują się na niej:

- najwyższy i najniższy przepływ żeglowny,
- przepływ dozwolony,
- przepływ dopuszczalny,
- przepływ nienaruszalny,
- przepływ brzegotwórczy.

W krajach Europy Zachodniej i w Stanach Zjednoczonych, przepływy charakterystyczne takim ujęciu nie są stosowane. Oczywiście w wielu analizach pojawiają się: m.in. przepływ średni roczny



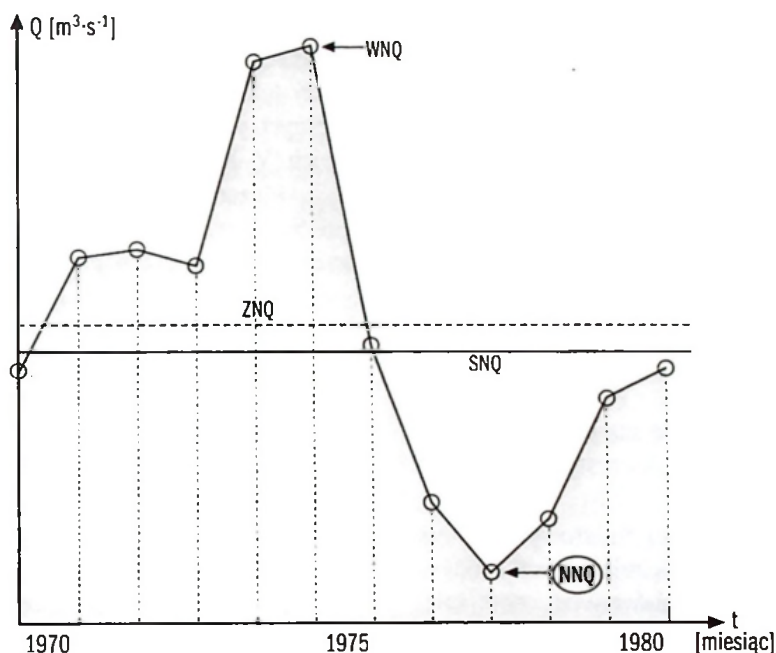
Rys. 1. Określanie przepływów głównych okresu T (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1997)
 objaśnienia w tekście
 Definition of main flows in T period (after Ozga-Zielińska, Brzeziński 1997)
 explanations in the text



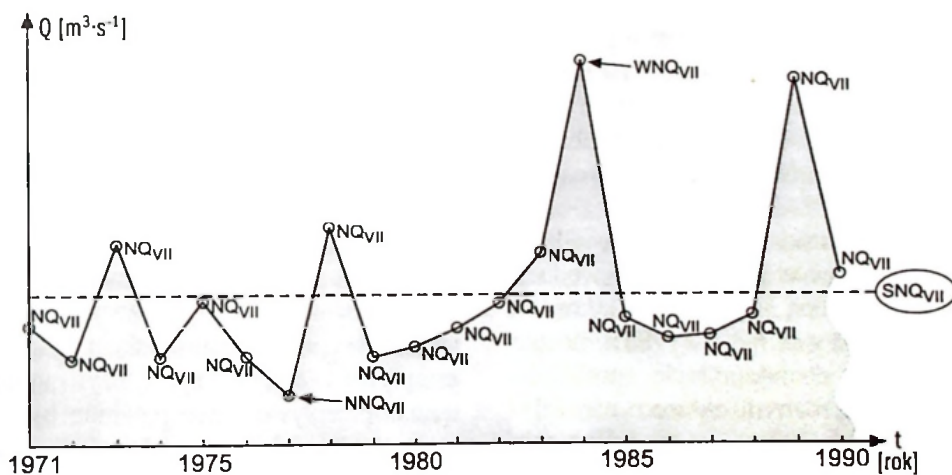
Rys. 2. Wyznaczanie głównych przepływów charakterystycznych pierwszego stopnia (wartości generowane)
 Determination of main characteristic first rank flows (generated values)

(Mean Annual Runoff – MAR), średni przepływ dobowy (Mean Daily Flow – MDF), przepływ przeciętny (Median Flow – MF) czy najniższy niski przepływ (Absolute Minimum Flow – AMF), ale analiza przepływów najczęściej opiera się na charakterystykach uzyskiwanych z krzywych sum czasów trwania (flow duration curves – FDC). Dzięki tej metodzie, uzyskuje się charakterystyki służące między innymi do oceny przepływów niskich i charakterystyk projektowych (S m a t k h t i n 2001).

Zatem, czy przepływy (odpływy) charakterystyczne są miarami przestarzałymi i w niedługim czasie przestaną być stosowane? Z pewnością nie. Mają one w Polsce wieloletnią tradycję. Były i są, w naszym kraju, bardzo szeroko stosowane zarówno jako charakterystyki projektowe, jak i przy różnego rodzaju analizach fizycznogeograficznych. I choć stopniowo będą wypierane przez nowe, doskonalsze charakterystyki odpływu, to zapewne będą stosowane jeszcze przez wiele lat.



Rys. 3. Wyznaczanie przepływów głównych drugiego rzędu dla minimum rocznych (NQ) – wartości generowane
Determination of main second rank flows of yearly minimum (NQ) – generated values



Rys. 4. Minimalne miesięczne przepływy w lipcach wielolecia 1971–1990 (wartości generowane)
Minimum monthly flows in July for the long-term 1971–1990 (generated values)

ZASTOSOWANIE NISKICH PRZEPIŹYWÓW I ODPIŹYWÓW CHARAKTERYSTYCZNYCH

Wśród przepływów (odpiŹywów) głównych ogromną rolę odgrywają przepływy minimalne. Wiedza o nich, znajomość ich zmienności czasowej, periodyczności oraz zróżnicowania przestrzennego jest bardzo ważną przesłanką pozwalającą na racjonalne korzystanie z zasobów wodnych i to zarówno w skali lokalnej, jak i krajowej. Wiadomo jednak, że

znajomość ich właściwości czasowych i przestrzennych nie dość, że jest niepełna (np. geneza niżówek, geograficzny rozkład niedoboru odpływu), ale na dodatek musi być ciągle weryfikowana, z uwagi na coraz wyraźniej dostrzegane zmiany klimatu, ingerencję człowieka w środowisko i rozwój gospodarczy. Z drugiej strony pamiętamy, że odpływy minimalne (roczne, miesięczne itp.) są wartościami miarodajnymi. Na ich podstawie ustala się więc szereg parametrów i charakterystyk służących gospodarce (parametry żeglugowe rzek, przepływy nienaruszalne, przepływy dyspozycyjne, itd.). Wiedza o nich i ich zmienności, w odniesieniu do możliwie duŹej liczby rzek i przekrojów hydrometrycznych,

jest więc ważna z punktu widzenia szeroko pojmowanej gospodarki wodnej.

Zwyczajowo przyjmuje się, że SNQ , jako przepływ miarodajny, oblicza się jako średnią arytmetyczną z najniższych przepływów rocznych (NQ) w wieloleciu (Stachy 1990a).

$$SNQ = \frac{\sum_{i=1}^N NQ_i}{N} \quad (4)$$

gdzie: N – liczebność serii NQ .

Przepływ SNQ , mimo że ma już stuletnią tradycję w hydrologii, jest charakterystyką niedoskonałą, ponieważ:

- jest obciążony błędem pomiarowym spowodowanym małą wiarygodnością relacji: stan wody – przepływ, w strefie niskich stanów wody oraz zniekształceniem tej relacji w okresach występowania piętrzeń lodowych i wegetacyjnych;

- jest obciążony sumą błędów losowych, popełnianych przy ocenie NQ w poszczególnych latach;

- jest parametrem niestacjonarnym, którego wielkość zależy od charakteru okresu, na podstawie którego został obliczony (mokry, posuszny);

- łatwo podlega zniekształcającemu działaniu antropopresji;

- nieznane są jego właściwości probabilistyczne (czas trwania, prawdopodobieństwo nieosiągnięcia).

Przepływ średni niski (SNQ), jako wielkość miarodajna w ochronie wód i gospodarce wodnej, jest kategorią niestosowaną już w innych krajach (Podstawy metodyczne... 1985); stosuje się tam przeważnie charakterystyki probabilistyczne, odpowiadające różnym okresom uśredniania N dni i prawdopodobieństwom nieosiągnięcia $p - Q_{min_{N,p}}$. Należy tu wyjaśnić, że przepływ minimalny, o okresie uśredniania N dni, jest wtedy najmniejszą wartością średniej ruchomej z N kolejnych dni, jaka zdarzyła się w pewnym okresie, np. w ciągu roku. W Rosji charakterystyką projektową wód niskich jest przepływ 30-dniowy o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 80 %. W Niemczech wielkości N i p przyjmuje się zależnie od rodzaju i klasy obiektu. W Wielkiej Brytanii (Low flow studies 1980), wielkością wyjściową do obliczania charakterystyk projektowych jest przepływ najniższy roczny o okresie uśredniania 10 dni. Na podstawie zbioru takich wartości oblicza się średnie i kwantyle o zadanych prawdopodobieństwach nieosiągnięcia.

Jak już wspomniano w poprzednim rozdziale, wielu autorów stosuje SNQ jako wartość graniczną służącą wyznaczaniu niżówek (Stachy et al. 1979). Także Tlałka (1979b) zastosowała zbliżoną wartość w tym samym celu. Przyjęła, że ni-

żówki letnie to okresy, w których przepływ niski jest niższy lub równy średniej z najniższych niskich miesięcznych przepływów (SNQ), ale ustalonej z miesięcy letnich (V–XI) wielolecia i trwający 10 i więcej dni.

Pisząc o znaczeniu przepływów niskich, nie sposób nie wspomnieć o ich zastosowaniu do oceny przeciętnych wielkości odpływu podziemnego. Są one bowiem często rodzajem kompromisu pomiędzy szybkością uzyskiwania wyników, a nakładem pracy i możliwością wykorzystania danych. Ich efektem są najczęściej miary charakteryzujące przeciętną wydajność zbiorników strefy aktywnej wymiany lecz pozbawione informacji o dynamice samego procesu (Jokiel 1994). W tym miejscu należy wymienić przynajmniej metody: Wundta, Killego i Demientiewa.

Pierwsza z nich utożsamia średni odpływ podziemny ze średnią z minimów miesięcznych, z wielolecia (SNQ_m). Druga jest modyfikacją poprzedniej. Estymator odpływu podziemnego oblicza się tu jako medianę z minimów miesięcznych (Bartnik, Jokiel 2000). Obie powyższe metody mają oczywiste wady. Na przykład, obliczona za pomocą metody Wundta charakterystyka, „zawiera” zawsze pewną ilość wód pochodzących z drenowania strefy aeracji. Trzecia z wymienionych – metoda Demientiewa, została po raz pierwszy w Polsce zastosowana przez Orsztynowicz (1979) i także niewiele odbiega od klasycznego sformułowania Wundta. Polega ona bowiem na wyznaczaniu odpływu podziemnego na podstawie tzw. odpływu akumulacyjnego.

Ważną rolę odgrywa znajomość i właściwa interpretacja przepływów niskich przy wyznaczaniu przepływu nienaruszalnego, czyli minimalnego natężenia przepływu, które powinno być utrzymywane w danym przekroju poprzecznym rzeki ze względów biologicznych i społecznych. Przy czym konieczność utrzymywania tego przepływu w zasadzie nie podlega kryteriom ekonomicznym (Kostrzeva 1977). W warunkach naszego kraju, za podstawowe zasady jego określania przyjęto:

- przesłanki hydrobiologiczne warunkujące zachowanie podstawowych form flory i fauny, charakterystycznych dla środowiska rzek;

- wymagania rybacko-wędkarskie;

- ochronę obiektów przyrodniczych prawnie chronionych;

- zachowanie piękna krajobrazu terenów przybrzeżnych rzek;

- wymagania rzecznej turystyki wodnej.

Szacowanie przepływu nienaruszalnego przy założeniu kryterium hydrobiologicznego opiera się na wzorze:

$$Q_{ni} = k \times SNQ \quad (5)$$

gdzie: k – współczynnik uzależniony od typu hydrologicznego rzeki i powierzchni jej zlewni.

Dla cieków o intensywnym użytkowaniu wód: $k = 1$. W przypadku rzek o średnio intensywnym użytkowaniu: $k = 0.5$, natomiast w pozostałych przypadkach: $k = 0.2$ (S z p i n d o r 1974).

Dla rzek swobodnie płynących, przepływy nienaruszalne, dla kryterium rybacko-wędkarskiego, mogą być także szacowane w oparciu o wyżej wymienioną wartość Q_{min} , jednak przy odpowiednim jego zwiększeniu w okresach tarła i wzrostu ichtiofauny. Jeśli uwzględniamy kryteria ochrony środowiska, to przepływy nienaruszalne zawierają się w przedziale pomiędzy 90 %, największym przepływem sezonowym pochodzenia gruntowego ($WNQ_{0(0,9)}$), a najniższym przepływem sezonowym pochodzenia gruntowego ($NNQ_{0(0,9)}$). W planach zagospodarowania i rozrządu zasobów wodnych, przepływ nienaruszalny jest wielkością graniczną, poniżej której przepływy nie powinny być zmniejszane w wyniku działalności gospodarczej.

Pozostaje jeszcze jedna kwestia. W strefie przepływów niskich relacja stan wody – przepływ najsilniej reaguje na zmiany dna rzeki (S t a c h ý *et al.* 1979). W okresach długotrwałych niżówek oraz w czasie trwania stanów wysokich, koryta rzeczne ulegają pogłębieniu lub wypłycaniu. Ten nieustanny ruch utrudnia dokładne określanie przepływów niskich na podstawie obserwacji wodowskazowych. W rezultacie prowadzi to do tego, że obraz uzyskiwany w wyniku analiz jest jedynie przybliżony i obciążony trudnym do oszacowania błędem. Dodatkowo, wpływają na to jeszcze różnego rodzaju obiekty gospodarki wodnej, zwłaszcza te, które zniekształcają reżim przepływu.

Współcześnie, projektanci i planiści oczekują od hydrologów szerokiej i często bardzo precyzyjnej informacji nie tylko o aktualnych, ale i o przyszłych stosunkach wodnych, a w szczególności o parametrach przepływowych rzek. Każde opracowanie hydrologiczne musi być więc albo operatem prognozy, albo winno stworzyć podstawę dla takiej prognozy. W operatach hydrologicznych przyjmuje się zwykle, że warunki odpływu, zasoby i przebieg procesów hydrologicznych zaobserwowane wcześniej, nie ulegną zmianie w przyszłości oraz – co istotne – że możliwa jest ekstrapolacja wyników na przyszłe lata – zasada aktualizmu. Co prawda, nie ma możliwości udowodnienia, że założenia te są słuszne (potwierdzą je lub obalą dopiero przyszłe obserwacje), ale w danym momencie nie dysponujemy innymi informacjami niż te, które opisują stany i procesy minione. Być może dlatego, hydrologicy ogromną wagę przywiązują do stałego monitoringu i uzupełniania zbioru informacji zarówno w toku,

jak i jeszcze długo po zrealizowaniu danego projektu, czy inwestycji hydrotechnicznej. Pozyskiwane w ten sposób dane służą bowiem, do weryfikacji przyjętych prognoz, a także do ulepszania sposobu eksploatacji urządzeń i obiektów.

ODPŁYW NISKI W POLSCE – PRZEGLĄD LITERATURY

Wiadomości o katastrofalnych suszach i związanych z nimi niskich przepływach w rzekach na obszarze Polski, w czasach historycznych, zebrali M i k u l s k i (1963) i D ę b s k i (1970). Natomiast przeglądu prac dotyczących różnych aspektów badań przepływów niskich dokonała T ł a ł k a (1979b, 1982). W tym rozdziale baczniejszą uwagę zwrócono jedynie na niektóre opracowania, które stanowią, w przekonaniu autora, swoiste „kamienie milowe” tej dziedziny wiedzy. Jednocześnie, w dalszej części rozdziału zaprezentowany zostanie krótki przegląd opracowań dotyczących tego zagadnienia, pochodzących z ostatniego dwudziestolecia.

Najwcześniejsze prace ograniczają się jedynie do opisów okresów posusznych. W kronikach D ł u g o s z a (1961) wspomniane są susze z lat 988, 1121, 1332 i 1473. Kolejne 130 lat obejmują studia historyczne W a ł a w e n d e r a (1932). Autor wymienia wiele lat z posuchami (1455, 1469, 1473). Na uwagę zasługuje opis suszy z 1540 roku, kiedy to niektóre polskie rzeki całkiem wyschły, a koryto Odry zarosło trawą. W czasie klęski, w 1580 roku, można było przejść w bród Wisłę niemal na całej długości. Kronikarstwem w późniejszych okresach zajmowali się kolejno: W e r c h r a c k i (1938) – lata 1587–1647, N a m a c z y Ń s k a (1937) – lata 1648–1696 oraz S z e w c z u k (1939) – lata 1772–1848.

Pod koniec XVIII stulecia, rozpoczęły się regularne obserwacje stanów wody na Wiśle w Warszawie. Zestawienie tych danych, w pierwszej monografii hydrologicznej Wisły, podał w 1861 roku Kolberg. Z opracowania tego wynika, że szczególnie niskie przepływy występowały na Wiśle dość często (lata: 1800, 1818, 1827, 1830, 1831, 1834, 1835, 1841, 1846, 1855, 1872–1976, 1893, 1904 i 1913). Na szczególną uwagę zasługują też niżówki z lat 1920–1922. Objęły one swym zasięgiem prawie całą Polskę i do dziś na wielu rzekach nie zanotowano niższych przepływów. W czasach nam bliższych, jako okresy szczególnie niskich przepływów na rzekach Polski należy wymienić lata: 1934, 1943, 1951, 1953, 1954, 1959, 1963, 1964, 1969, 1970, 1976, 1982, 1983, 1985 i 1989.

Z napływem większej ilości danych liczbowych, zaczęły pojawiać się opracowania synte-

tyczne. Do najstarszych publikacji, w których scharakteryzowano niskie stany i odpływy rzek polskich, należą prace Zubrzyckiego (1932, 1933). Autor ten powiązał wartość niskiego odpływu jednostkowego z warunkami klimatycznymi i hydrogeologicznymi zlewni. Już po II wojnie światowej Kaczmarek (1957), na przykładzie Warty, obliczył częstotliwość występowania przepływów niskich, stosując metodę Gumbela, a Stolarski (1959), metodą decylów Dębskiego, określił najmniejsze letnie odpływy jednostkowe o określonym prawdopodobieństwie pojawiania się w zlewniach niektórych rzek w Polsce. W tym samym czasie Mikulski (1959a, b; 1962; 1963) związał najniższe roczne stany wód rzek polskich z niżówkami. Dla każdego miesiąca określił w procentach częstotliwość występowania niżówek w zlewniach dorzeczy Odry i Wisły oraz obliczył jednostkowe odpływy niżówkowe.

W opracowaniu „Charakterystyka hydrologiczna Polski” Dębski (1961) pisał o wodach niżówkowych. Obliczył też współczynniki przepływów niskich, a ich dużą zmienność powiązał z niewielką retencyjnością zlewni. W pracach Zielińskiej (1963a, b; 1964a, b) zostały chyba po raz pierwszy jasno rozróżnione pojęcia odpływu niskiego i niżówki. Autorka omówiła w nich m.in. statystyczne metody opracowywania niżówek oraz scharakteryzowała niżówki okresu letniego w Polsce.

W wydawnictwie „Przepływy charakterystyczne rzek polskich w latach 1951–1960” (1967), Fal scharakteryzowała przepływy minimalne. Autorka omówiła też geograficzny rozkład niżówek na terenie Polski, opierając się na częstotliwości występowania jednostkowych, minimalnych odpływów rocznych w poszczególnych miesiącach. W podręczniku „Hydrologia” Dębski (1970) poświęcił cały z rozdział problematyce niżówek. Dla różnych obszarów Polski podał wartości średnich niskich odpływów jednostkowych. Powiązał jednocześnie zmienność przepływów minimalnych z zasobnością zbiorników wód podziemnych zlewni.

Charakterystykę przestrzenną przepływów średnich niskich w Polsce opracowali Stachý *et al.* (1970). Wyróżnili oni 8 typów zlewni o zbliżonych warunkach formowania się odpływów minimalnych oraz ustalili formuły empiryczne do obliczania odpływu średniego niskiego. Wielkość spływu jednostkowego uzależnili od opadów, budowy geologicznej i wielkości zlewni. Autorzy wykreślili również mapę izolinii średniego niskiego odpływu dla obszaru Polski.

Nieco później Lambor (1971) podaje definicję niżówek, omawia matematyczny model deficytu odpływu oraz metody analizy krzywej wysychania. W końcowej części autor podaje również

wzory służące do obliczania przepływów minimalnych. Jednocześnie Dynowska (1971a), w rozprawie „Typy reżimów rzecznych w Polsce”, uzależniła średni odpływ jednostkowy z minimów miesięcznych od warunków klimatycznych i możliwości retencyjnych zlewni. Ta sama autorka w opracowaniu z 1976 roku zebrała literaturę dotyczącą badań nad przepływami niskimi, niżówkami oraz odpływem gruntowym w Karpatach. Wielkość odpływu jednostkowego na tym obszarze związała głównie z przeciętną wysokością opadów, a skalę zasilania podziemnego rzek uzależniła od retencyjności podłoża.

W kolejnym opracowaniu z cyklu „Przepływy charakterystyczne rzek...”. Stachý *et al.* (1977) nieco uwagi poświęcili także przepływom minimalnym. Na mapach izorei przedstawili średnie niskie i najniższe odpływy jednostkowe z obszaru Polski w dwudziestolecie 1951–1970. Później dodali do tego mapę typowych okresów ich występowania (Stachý *et al.* 1979). Mapę tę opracował w 1977 roku Biernat. Wydzielił on niżówki wczesnozimowe, zimowe, letnie i jesienne. Analizę oparł na obserwacjach 20 i 15-letnich ciągów pomiarowych. W tym samym czasie, Filipkowski i Gądkowski (1979) wprowadzają do literatury pojęcie „niżówki ciągłej”. Definiują ją jako okres, co najmniej trzymiesięczny, w którym średnie miesięczne przepływy w rzece są niższe od $0.5 \times Q_{50cr}$.

Obszar Karpat i problematyka przepływów niskich były na początku lat osiemdziesiątych przedmiotem intensywnych badań w ośrodku krakowskim. W 1980 roku Pietrygowa opublikowała nową metodę prognozowania odpływów niskich, a Dobjija (1981a), w pracy poświęconej sezonowej zmienności odpływu w zlewni Gómej Wisły, zajął się między innymi odpływami minimalnymi z okresu 1966–1970. Zwieńczeniem tych badań była praca Tlałki (1982). Autorka dokonała wnikliwej analizy przestrzennego i czasowego zróżnicowania letnich przepływów niżówkowych w dorzeczu gómej Wisły. Wyróżniła 6 typów niżówek, zależnie od ich głębokości, zmienności i czasu trwania oraz omówiła strukturę przestrzenną ich występowania.

Zlewnie rzek karpaccich były także obiektami, na których Pietrygowa (1988) sprawdzała nowe, zaproponowane przez siebie miary, służące analizie odpływów minimalnych. Zaproponowany przez autorkę współczynnik recesji odpływu ma charakter dynamiczny i uzupełnia informacje, których dostarczają parametry statystyczne, stosowane w praktyce hydrologicznej. Stosowalność jego jest jednak ograniczona. Bowiem współczynnik ten, w postaci przedstawionej przez autorkę, można stosować w zasadzie tylko dla zlewni o zidentyfikowanym modelu recesji odpływu.

Przeprowadzona w IMGW analiza najniższych półrocznych i rocznych przepływów w 783 przekrojach wodowskazowych (Przepływy niskie... 1989), wskazuje, że w 20 % zlewni, reżim wód niskich uległ całkowitemu zniekształceniu. Autorzy wskazują też obszary o całkowicie zniekształconym reżimie odpływu. Są to: Górnośląski Okręg Przemysłowy, Łódzki Okręg Przemysłowy oraz obszary przyległe do kopalni w Bełchatowie.

W jednym z opracowań, Stachy (1990a) rozważał zastosowanie przepływu średniego niskiego (SNQ) jako miarodajnej charakterystyki projektowej. Uznaje on, że propozycja zastąpienia SNQ przez przepływ minimalny o okresie uśredniania 10 dni i prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 50 % ($Q_{min_{10,50}}$), nie jest w Polsce sprawą najważniejszą. Autor zwraca jednak uwagę na problem niestacjonarności i wpływu antropopresji na zjawisko odpływu. Zauważa przy tym, że antropopresja powoduje zazwyczaj w Polsce wzrost niskich przepływów. Zatem, przyjęcie rzeczywistych wartości przepływu miarodajnego, doprowadzi do wzrostu ilości ładunków ścieków prowadzonych przez rzeki. Nieco później, ten sam autor stwierdził, że pośrednie metody obliczania przepływu średniego niskiego (SNQ) mogą być stosowane w zlewniach o powierzchni większej od 10 km² (w górach) i 50 km² (poza górami). Przedyskutował także problem zlewni zerowego odpływu, zlewni krytycznej i zależności $SNQ = f(A)$ oraz podjął próbę ich ilościowej oceny (Stachy 1991).

W artykule z 1990 roku, Ozga-Zielińska dokonała rekapitulacji opracowań dotyczących ustalenia genetycznej definicji niżówki. Autorka podała też nowe poglądy na możliwości analizy i modelowania tego zjawiska. Natomiast Punzet (1991) przeanalizował przebiegi krzywych czasu trwania przepływów niskich poniżej zwyczajnej wody. Wyniki umożliwiły ocenę czasu trwania przepływu niskiego o zadanym prawdopodobieństwie wystąpienia. To z kolei umożliwiło określenie spodziewanych okresów niedoborów wody w zależności od wielkości zapotrzebowania.

W zbiorowej publikacji z 1992 roku przedstawiono charakterystykę suszy, jaka miała miejsce w tymże roku (Susza 1992, zasięg... 1992). W XX stuleciu tylko suszę z 1921 roku można uznać za głębszą. Autorzy zawarli w opracowaniu opis jej przyczyn, przebiegu i skutków oraz podali możliwości ograniczenia natężenia i skutków podobnych zjawisk.

W dwuczęściowym opracowaniu Strzebońskiej-Ratomskiej (1994, 1995) ponownie analizowano rejon karpacki, który w stosunku do pozostałego obszaru Polski, ma sprzyjające warunki

do powstawania ekstremalnych zjawisk hydrologicznych. W części pierwszej przeanalizowano warunki tworzenia się i rozwoju suszy w karpackim dorzeczu górnej Wisły, w latach 1961–1990. Susza została tu zdefiniowana jako proces obejmujący trzy strefy występowania wody: atmosferę, cieki i podłoże gruntowe. Dla każdego parametru określającego te strefy, autorka ustaliła granicę, poniżej której mamy do czynienia z suszą. W wyniku analizy, autorka stwierdziła czasowo-przestrzenny porządek w rozwoju susz na badanym obszarze oraz wykazała, że region karpacki, w relacji do pozostałej części Polski, charakteryzuje się odrębnością ich przebiegu. W drugiej części opracowania, autorka opisała metodę pozwalającą na bieżącą ocenę suszy na podstawie wskaźników niedoboru wody. Podejście takie umożliwia również obliczenie prawdopodobieństwa wystąpienia suszy o danym czasie trwania.

Podstawowym celem kolejnej publikacji (Farat *et al.* 1995), było wydzielenie i charakterystyka susz atmosferycznych i hydrologicznych, jakie miały miejsce w Polsce w czterdziestoleciu 1951–1990. Okresowe występowanie susz jest jedną z charakterystycznych cech klimatu Polski. W opisywanym przez zespół autorski okresie, susze atmosferyczne o różnym nasileniu i czasie trwania występowały w latach: 1951, 1953, 1954, 1959, 1963, 1964, 1969, 1976, 1982, 1983 i 1989. W rozprawie autorzy scharakteryzowali rozmiar każdego z wymienionych okresów posusznych przez zespół wskaźników. W latach 1951–1990 wydzielono także 16 okresów niżówkowych, z czego 4 miały miejsce zimą, a 12 wystąpiło w miesiącach letnio-jesiennych.

W artykule Punzeta (1996) przedstawiono kilka aspektów kształtowania i przebiegu niskich przepływów w rzekach zachodniej części Karpat: Sole, Skawie, Rabie i Dunajcu. Na podstawie obserwacji z lat 1951–1993 autor stwierdził, że każda z badanych rzek ma swoje własne cechy ich formowania, a ich przebieg może się różnić nie tylko w sąsiednich zlewniach, ale nawet w sąsiednich profilach. Dla badanych zlewni nie znaleziono żadnych jednokierunkowych trendów w występowaniu przepływów niskich.

Przedstawienie propozycji równań regresji do obliczania odpływów jednostkowych średnich oraz niższych od średniego było tematem kolejnego opracowania (Byczkowsk *et al.*, 2001). Zakładając słusznie, że przepływy niżówkowe są kształtowane głównie przez zasilanie podziemne, autorzy podjęli próbę uwzględnienia charakterystyk hydrogeologicznych, jako zmiennych opisujących w proponowanych równaniach regresji. Opracowane przez autorów wzory charakteryzowały się większą efektywnością od równań ustalonych wcześniej, a ich

precyzję zweryfikowano na podstawie danych z obszaru północno-wschodniej Polski.

Ostatnio Tokarczyk (2001) dokonała oceny przepływów niskich w oparciu o metodę krzywej opadania oraz opis niżówek na podstawie ich parametrów. Badania prowadzono w zlewniach Kotliny Kłodzkiej. Charakterystyczne parametry wyznaczyła autorka dla dwóch przyjętych przepływów progowych niżówki.

Ten krótki przegląd opracowań dotyczących przepływów niskich nie jest oczywiście kompletny. Istnieje jeszcze cały szereg innych prac, których tu nie wymieniono. Do niektórych z nich, nie udało się autorowi dotrzeć, inne zostały pominięte. Opracowania te, szerzej zostały omówione we wcześniej cytowanych pracach: Tłałka (1979b, 1982), Smakhtina (2001) oraz Ozgi-Zielińskiej i Brzezińskiego (1994).

CZYNNIKI KSZTAŁTUJĄCE ODPŁYWY NISKIE

Uwagi wstępne

Niskie odpływy w rzekach mają w Polsce różną genezę i pojawiają się w różnych sezonach. Przeważnie jednak, w dłuższym lub krótszym przedziale czasu, ich tłem jest brak opadów. Konsekwencją ich niedostatecznej ilości, przy wzmożonej ewapotranspiracji są kolejno: ubytek wody w glebie, obniżanie się zwierciadła wody podziemnej oraz niskie stany wody w rzekach i jeziorach. Zjawiska te są z sobą bezpośrednio związane i mają zwykle charakter ewoluującego w czasie procesu. Niemal na końcu tego łańcucha pojawia się niski przepływ w rzece i susza hydrologiczna wraz z konsekwencjami, które z sobą przynoszą.

Rozpatrując proces odpływu z punktu widzenia jego genezy można stwierdzić, że jest on wynikiem oddziaływania wielu różnych czynników, które można podzielić na klimatyczne, fizjograficzne (zwane też fizycznogeograficznymi) oraz antropogeniczne. Te ostatnie mogą bezpośrednio lub pośrednio wpływać na proces odpływu poprzez zmiany jednego lub wielu czynników fizjograficznych (Tłałka 1979b; Balco 1990; Bączkowski 1996b). Oddziaływanie bezpośrednio powoduje zmiany wartości odpływu i jego rozkładu w czasie. Oddziaływanie pośrednie polega na kształtowaniu wielkości zjawisk wpływających na proces odpływu.

W zlewniach dużych rzek odpływ formuje się przede wszystkim pod wpływem czynników klimatycznych, zaś w zlewniach małych, kształtowany jest

znacząco także przez lokalne czynniki fizycznogeograficzne. Inaczej mówiąc, w zlewniach małych w znacznie większym stopniu niż w zlewniach dużych, uwidacznia się wpływ czynników nieklimatycznych. Im mniejsza jest powierzchnia zlewni, tym większy jest wpływ pozaklimatycznych czynników lokalnych (Stachý *et al.* 1970; Vladimirov 1970; Dynowska 1971a, b; Paszczyk 1975; Tłałka 1979b; Maksymiuk 1980; Balco 1990; Smakhtin 2001).

Czynniki klimatyczne

Czynniki klimatyczne można podzielić na bezpośrednio, do których należą opady atmosferyczne i parowanie terenowe oraz pośrednie, takie jak: temperatura powietrza, ciśnienie atmosferyczne, wilgotność powietrza i prędkość wiatru. Czynniki pośrednie oddziałują na odpływ głównie poprzez kształtowanie wielkości opadów i parowania.

Opady wpływają na zwiększenie się zasobów wód podziemnych, natomiast parowanie terenowe je zmniejsza. Opady stałe, akumulowane w okresie zimowym, w znaczny sposób wzbogacają zasoby wód podziemnych w okresie roztopowym. Natomiast opad w postaci deszczu, występujący w okresie wegetacyjnym, zużywany jest na uzupełnianie wilgoci glebowej, transpirację roślin i parowanie terenowe. Jedynie intensywne opady deszczu o długim czasie trwania mogą zasilać wody podziemne.

Latem w strefie wpływu klimatu wilgotnego, gdzie występuje duża ilość opadów i parowanie jest stosunkowo niewielkie, okresy niskich przepływów w rzekach są krótkie, a same przepływy niewiele niższe od przeciętnych. Małe ciekły zwykle wówczas nie wysychają. Natomiast w rzekach średnich i dużych stwierdza się przeważnie znaczne zmniejszenie przepływów.

Zimą, na wielkość odpływu duży wpływ wywiera temperatura powietrza. W strefie klimatu wilgotnego odpływy niskie są zwykle wyższe niż w strefie wpływu klimatu kontynentalnego. W tym ostatnim, niskie temperatury powodują głębokie przemarzanie gruntu, co wpływa ujemnie na zasilenie rzek z płytkich poziomów wodonośnych, a więc powoduje zmniejszenie odpływów niskich.

W górach, wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza, rośnie suma opadów, wzrasta udział opadów stałych oraz maleje parowanie. W związku z tym, wraz ze wzrostem wysokości terenu, odpływy niskie systematycznie maleją. Potwierdzają to między innymi badania w górach Wschodniej Syberii (Vladimirov 1970) i w Karpatach (Dynowska 1971a).

Z uwagi na to, iż parowanie terenowe zmienia się w bardzo niewielkim stopniu, na polskich nizinach łatwo można zauważyć związek między rozkładem niedoboru opadów a najmniejszymi przepływami rzecznyymi. Najgłębsze niżówki obserwuje się w zlewniach Wielkopolski, Kujaw i zachodniej części Niziny Mazowieckiej, co w dużej mierze wywołane jest cieniem opadowym „rzucanym” przez wzniesienia morenowe Pojezierzy. Wyższe sumy opadów występują w północnej i północno-wschodniej Polsce, gdzie opady w stosunku do parowania potencjalnego są podwyższone (K a s p r z y k 2002).

Czynniki fizycznogeograficzne

Wielkość i orografia zlewni. W rzekach płynących w naszej strefie klimatycznej, wraz ze wzrostem wielkości zlewni, można obserwować zazwyczaj zwiększanie się objętości odpływu (B a l c o 1976; B y c z k o w s k i 1996b). Przyrost ten nie jest równomierny – im większy jest obszar zlewni, tym odpływa z niej mniejsza ilość wody w przeliczeniu na powierzchnię 1 km² (maleje odpływ jednostkowy). Zjawisko to, w przypadku dużych rzek (Wisła, Bug), tłumaczy się tym, iż wraz ze wzrostem powierzchni dorzecza, uchodzą do rzeki głównej dopływy mające swe źródła na coraz niżej położonych terenach, o mniejszych opadach atmosferycznych, a więc także o niższych odpływach jednostkowych.

W bardzo małych zlewniach, drenowanie wód podziemnych przez ciekę o słabym wcięciu erozyjnym jest znacznie mniejsze niż w zlewniach dużych. Tam bowiem, wraz ze wzrostem wielkości cieków, zwiększa się głębokość ich wcięcia w podłoże, a w jej wyniku rośnie skala i intensywność drenażu wód podziemnych. W przypadku rzek małych, obserwuje się zjawisko odwrotne – wzrost odpływów jednostkowych następuje wraz z przyrostem powierzchni zlewni. Dla zlewni położonych w różnych regionach, można znaleźć nawet pewną graniczną wielkość, poniżej której odpływy jednostkowe zaczynają maleć wraz ze zmniejszaniem się powierzchni zlewni (tzw. zlewnia krytyczna). Dla rzek polskich przyjmuje się, że powierzchnia ta wynosi ok. 20 km² (S t a c h ý 1991). Zależność taka jest szczególnie silna w przypadku odpływów niskich, czyli sytuacji, gdy przepływ rzeczny kształtowany jest głównie przez zasilanie podziemne.

Rozpatrując oddziaływanie rzeźby terenu na odpływ, należy brać pod uwagę szereg czynników, w tym: wzniesienie zlewni nad poziomem morza, jej zróżnicowanie pionowe, układ sieci rzecznej i ekspozycję. Podobnie, jak inne czynniki rządzące odpływem, także warunki orograficzne oddziałują na

jego wielkość w sposób bezpośredni i pośredni. Wpływ bezpośredni wywierają między innymi zróżnicowanie pionowe terenu zlewni, układ sieci rzecznej, spadki podłużne i poprzeczne terenu oraz cieków, natomiast wpływ pośredni – wzniesienie nad poziomem morza (B a l c o 1975) oraz ekspozycja zlewni.

Wraz ze wzrostem wysokości terenu, wzrasta zwykle suma opadów. Ta uniwersalna zależność powoduje wzrost odpływów niskich w rzekach, wraz ze wzrostem średniej wysokości zlewni (B a l c o 1990). Powiązania te są szczególnie dobrze widoczne na obszarach górskich i wysokogórskich. W najwyższych położonych obszarach, choć mamy do czynienia z wysokimi opadami, to znaczną ich część stanowią opady śnieżne. W związku z tym dochodzi tu do relatywnego zmniejszenia odpływów niskich w okresach akumulacji pokrywy śnieżnej, w stosunku do obszarów położonych niżej. Podobny wpływ wywierają mniejsze zasoby wód podziemnych gromadzone w obszarach wysokogórskich.

Spadek terenu wpływa w znacznym stopniu na ilość wody, jaka infiltruje do wód podziemnych oraz na szybkość płynięcia wód ciekami. W zlewniach o mniejszych, przeciętnych spadkach, potencjalny czas infiltracji jest dłuższy, niż w zlewniach o znacznych spadkach. W wyniku tego, więcej wód opadowych infiltruje i przedostaje się do poziomów wodonośnych, co z kolei wpływa korzystnie na zasobność wodną tych obszarów. Jak twierdzi P i e t r y g o w a (1972), najkorzystniejsze warunki dla szybkiego drenażu wód podziemnych, w obszarach fliszowych, posiadają zlewnie o bardzo dużych deniwelacjach i nachyleniach zboczy. Pociąga to za sobą konsekwencje w postaci małych spływów jednostkowych, w okresach obniżonych stanów wody. Innego zdania są F r o e l i c h i S t u p i k (1979). Według nich, spływ jednostkowy w okresach niżówkowych w obszarach fliszowych, o dużych spadkach i znacznych deniwelacjach, jest relatywnie większy, niż w obszarach o łagodnej rzeźbie. Bowiem w odpływie podziemnym zasilającym rzeki, biorą wówczas udział nie tylko wody skalne, lecz również wody płytkiego krążenia. W obszarach silnie urzeźbionych odsączają się one bowiem szybciej i spływając w dół stoku, zasilają ciekę.

Ekspozycja zlewni decyduje o wielkości promieniowania słonecznego docierającego do jej powierzchni. Usłonecznienie wiąże się z kolei ze stratami wody na ewapotranspirację. Niemały wpływ ma ono również na tempo tajania pokrywy śnieżnej i proces kształtowania się odpływu podziemnego w zimnej porze roku. Na stokach wystawionych na działanie promieniowania słonecznego (stoki o ekspozycji południowej), wcześniej i szybciej

postępuje proces tajania pokrywy śnieżnej, niż na stokach o ekspozycji północnej. Znany jest również wpływ ekspozycji na wysokość opadów, zwłaszcza w obrębie łańcuchów górskich. Stoki dowieczne otrzymują ich z reguły znacznie więcej. Jest więc oczywiste, że zlewnie obejmujące swym zasięgiem dowieczne stoki łańcuchów górskich będą bardziej zasobne w wodę. Stosunkowo wysokie są tu nie tylko odpływy całkowite, ale i zasoby wód podziemnych oraz odpływy minimalne (B a l c o 1990).

Warunki geologiczne i hydrogeologiczne.

Z hydrologicznego punktu widzenia najważniejszym czynnikiem geologiczno-glebowym oddziałującym na kształtowanie się odpływu jest przepuszczalność podłoża (Stachý *et al.* 1970; Vladimirov 1970; Dynowska 1971b, 1976; Późniak 1973; Pietrygowa 1975; Maksymiuk 1980). Warunkuje ona wsiąkanie wód opadowych a zależy od względnie stałych właściwości fizycznych gruntu. Skala zmienności jest tu szeroka: od 0 do 100 %, przy czym, wartości graniczne w naturze na ogół nie występują. Istotny wpływ na przepuszczalność podłoża posiadają także zmienne w czasie: stan uwilgotnienia gruntu, faza rozwoju roślinności oraz stan i stopień pokrycia powierzchni gruntu przez liście, ściółkę itp.

W dorzeczych o podłożu przepuszczalnym, wskutek ułatwionej infiltracji, odpływ podziemny jest większy od powierzchniowego. Odpływy są stosunkowo wyrównane. Wezbrania są przeważnie łagodne i powolne, a przepływy kulminacyjne – niezbyt wysokie. Natomiast przepływy niskie są zwykle podwyższone, bowiem cieką zasilane są przez bogate zasoby wód podziemnych. Na obszarach dobrze przepuszczalnych, również sieć rzeczna jest najczęściej rzadka. Nie ma tam małych, okresowo wysychających strug, zaś cieką duże, prowadzą relatywnie dużo wody w okresach niżówek.

W górnych częściach dorzeczy, na terenach o łatwej przepuszczalności, odpływ powierzchniowy może się w ogóle nie zorganizować – zlewnie zerowego odpływu. Przekrój poprzeczny, w którym rozpoczyna się zasilanie cieką wodami podziemnymi, zamyka taką zlewnię zerowego odpływu (Stachý 1991). Zjawisko odpływu powierzchniowego obserwuje się tu tylko epizodycznie, w okresach, gdy zasilanie wyraźnie przewyższa aktualną zdolność infiltracyjną podłoża. Wobec zmieniającego się poziomu wód podziemnych, przekrój zamykający zlewnię zerowego odpływu może się przesuwać w górę i w dół doliny. W efekcie, na pewnym odcinku cieką, odpływ pojawia się okresowo. Poniżej przekroju zamykającego zlewnię zerowego odpływu rozpoczyna się zwykle ciek stały, coraz intensywniej drenujący wody podziemne. Jeszcze „niżej” rozpoczyna się pełne dreno-

wanie wód podziemnych i od tego momentu odpływy niskie stabilizują się (Stachý 1991).

Inaczej jest w dorzeczych o podłożu słabo przepuszczalnym. Wskutek małej infiltracji, odpływ jest tu niewyrównany. W efekcie, przepływy niskie są bardzo małe, a w małych ciekach spadają nawet do zera. W tych warunkach, tworzy się gęsta sieć cieków okresowych i epizodycznych, odprowadzających wodę tylko w okresach zwiększonego zasilania powierzchniowego (opady, roztopy).

O reżimie odpływu rzek, w okresie występowania przepływów niskich, decydują zmiany w drenażu zasobów wód podziemnych. Sposób i wielkość zasilania cieką tymi wodami zależy od charakteru poziomów wodonośnych i ich związków z ciekami. Z punktu widzenia sposobu zasilania cieką wodami podziemnymi B a l c o (1990) wyróżnia trzy typy wód podziemnych:

- typ zasilania krótkookresowego – zasilanie cieków wodami podziemnymi jest krótkotrwałe np. po intensywnym deszczu; ten typ zasilania nie ma większego wpływu na formowanie się odpływów niskich;

- typ zasilania sezonowego – wody podziemne są drenowane przez cały rok, najintensywniej po roztopach (wiosna i lato); w sezonie zimowym, kiedy zamarza górna warstwa gleby oraz w okresach posuchy, zasilanie to ustaje; najniższe odpływy występują zwykle latem i jesienią;

- typ zasilania całorocznego – występuje w rzekach, które charakteryzują się trwałym dostępem do zasobów wód podziemnych w ciągu całego roku; najniższe odpływy występują wówczas zimą.

Główną rolę w gromadzeniu znacznych ilości wody w podłożu zbudowanym ze skał litych odgrywa uszczelinienie, a w przypadku skał okrucowych – ich skład granulometryczny. Zalegające blisko powierzchni skały okrucowe, porowate (żwir, piasek, zwietrzelnina) i uszczelinione (piaskowce, wapień, dolomity), stwarzają dogodne warunki dla gromadzenia się wód podziemnych i zasilania rzek w okresach niskich przepływów. Natomiast występujące blisko powierzchni skały pylaste, gliniaste i zbite krystaliczne (łupki, ity, granity, gnejsy) – nie sprzyjają gromadzeniu się wody, a tym samym nie oddają jej w czasie formowania się przepływów niskich. Relatywnie wysokimi przepływami charakteryzują się wówczas zlewnie, w których cieką drenują głębokie wody szczelinowe.

W obszarach zbudowanych z utworów krasowiejących, odpływy niskie są na ogół wyraźnie wyższe od odpływów rzek tego samego regionu, lecz ze zlewni niekrasowiejących. Wielu autorów zauważa jednak, że w zlewniach, w których skały krasowie-

jące zajmują niewielkie powierzchnie, a zjawiska krasowe są słabo rozwinięte, odpływy minimalne mogą schodzić do bardzo niskiego poziomu (Balco 1970; Vladimirov 1970). Na obszarach, gdzie tylko fragment zlewni zbudowany jest z utworów z silnie rozwiniętymi zjawiskami krasowymi, w czasie nizin, rzeka wpływając na ten wycinek terenu może gubić częściowo lub całkowicie wodę. Zjawisko to jest szczególnie intensywne, gdy zwierciadło wody podziemnej w masywie krasowym, obniży się poniżej rzędnej dna koryta rzeki. Natomiast, gdy zwierciadło wód krasowych jest w ciągłym kontakcie hydraulicznym z wodami rzecznyymi, to odpływ w czasie trwania przepływów niskich może nawet ulec podwyższeniu. Niektórzy autorzy podkreślają, że wraz ze wzrostem stopnia skrasowienia zlewni, wzrasta udział zasilania podziemnego, a tym samym rosną odpływy niskie (Vladimirov 1970; Balco 1990).

Pokrycie terenu. Pokrycie terenu przez szatę roślinną jest istotnym czynnikiem, wpływającym na kształtowanie się odpływu oraz jego rozkład w czasie. Oddziałuje ono na proces odpływu w sposób różnokierunkowy, powodując:

- zatrzymywanie opadu na częściach roślin, czyli intercepcję – zwiększa parowanie;
- zużywanie znacznych ilości wody na transpirację;
- zmniejszenie parowania z gruntu przez zakrycie jego powierzchni, a wskutek wzrostu szorstkości – redukcję prędkości wiatru i zmniejszenie szybkości spływu powierzchniowego (wzrost infiltracji);
- opóźnienie i spowolnienie procesu tania śniegu – wzrost infiltracji.

Różne rodzaje szaty roślinnej w różny sposób wpływają na proces odpływu. Szczególnie wyraźny jest wpływ lasów oraz sposobu uprawy roli. Las ma największy, spośród wszystkich rodzajów szaty roślinnej, wpływ na kształtowanie się odpływu. Jest to działanie bardzo złożone i zależy nie tylko od powierzchni, wieku i gatunku drzew, ale i od charakteru całego siedliska. Lasy wywierają wpływ zarówno na klimat lokalny, jak i na wielkość odpływu oraz jego formę i rozkład w czasie.

Las, a szczególnie ściółka i gleba leśna, o strukturze porowatej, sprzyja wsiąkaniu wody w czasie opadów, przy czym duże znaczenie ma rodzaj lasu. Gleba i ściółka w lasach liściastych i mieszanych jest gruba i porowata, stwarza więc korzystniejsze warunki dla wsiąkania niż gleba w borach iglastych, gdzie ściółka jest cienka i zbita. Szczególnie korzystny wpływ wywierają lasy na wielkość infiltracji w okresie wiosennym. Gromadzi się w nich więcej śniegu niż na obszarach bezleśnych. Śnieg ten, w okresie wiosennym, zalega też w lesie

dłużej ze względu na zacienienie i słabą wymianę turbulencyjną powietrza. Topi się on przy tym powoli i równie wolno nasycza wodą nie przemarzniałe lub słabo przemarzniałe podłoże. W efekcie, zasilanie poziomów wodonośnych, występujących pod kompleksami leśnymi jest bardzo wydajne. Latem, lasy „przechwytyją” też opady, zwłaszcza poziome, co również zwiększa infiltrację efektywną. Równocześnie jednak roślinność leśna, w okresie wegetacyjnym, transpiruje duże ilości wody. Transpiracja ta może nawet przewyższać ilość wody opadowej. Dlatego zwierciadło wody podziemnej pod lasami jest „ugięte” w stosunku do poziomu wody w obszarach sąsiednich, nie zalesionych.

Wpływ lasu na klimat wyraża się poprzez „wytwarzanie” na obszarach zalesionych klimatu lokalnego, różniącego się od klimatu panującego w okolicy. W lasach, w porównaniu z terenami otwartymi, są na ogół niższe średnie temperatury powietrza, większa jest też jego wilgotność oraz mniejsza prędkość wiatru. Wszystko to powoduje, że parowanie z powierzchni gruntu jest w lesie mniejsze niż poza terenem leśnym. Wpływ lasów na opady jest jeszcze bardziej skomplikowany. Oddziaływanie lasu zależy tu bowiem od warunków lokalnych (Lambor 1971; Król, Soczyńska 1989). Dla przykładu, ilość opadów poziomych (osadów atmosferycznych) jest szczególnie duża w lasach położonych na terenach górskich. Na nizinach osady tworzą się w znacznie mniejszej ilości.

Kontrowersyjny jest też wpływ lasów na wielkość odpływów, w tym odpływów niskich. W literaturze często można spotkać się z opinią, że obszary o dużej lesistości, w porównaniu ze zlewniami użytkowymi rolniczo, charakteryzują się mniejszymi odpływami, głównie wskutek zużycia przez las dużych ilości wody na parowanie (Wilgat 1979; Bosh, Hewlett 1982). Inne badania dowodzą jednak czegoś całkiem przeciwnego (Dons 1986; Trimble *et al.* 1987; Gustard, Wesselink 1993; Tallaksen 1993). Autorzy wykazują bowiem wzrost rocznej objętości odpływu w przypadku zlewni o dużej lesistości, w porównaniu ze zlewniami użytkowymi rolniczo. Te różnice w opiniach, wynikają zapewne z odmiennych warunków obiegu wody, jakie mogą istnieć w zlewniach leśnych. Wzajemny stosunek składników bilansu wodnego w lasach zależy bowiem od chwilowego stanu warunków hydrologicznych i meteorologicznych, a także pory roku, aktualnego stanu wilgotności lasu i gleby oraz od czynników klimatycznych i rodzaju siedliska leśnego (skład drzewostanu, wiek i charakter lasu, położenie w zlewni, itp.). Powszechny jest natomiast pogląd, iż wzrost stopnia zalesienia zmniejsza dynamikę od-

plywu podziemnego, tzn. działa stabilizująco na odpływ (Kucharska, Tyszcza 1984; Jokiel 1987, 1994).

Las jest jednak bez wątpienia czynnikiem regulującym odpływ wody z dorzecza przez skierowanie, dzięki dużej zdolności retencyjnej, znacznej części odpływu na drogę podziemną. Zalesienie wpływa zatem na zwiększenie odpływu podziemnego kosztem odpływu powierzchniowego, ma więc istotny wpływ na kształtowanie się wezbrań i niżówek. Redukujący wpływ lasów na wezbrania jest dość dobrze poznany. Natomiast przepływy niskie w zlewniach zalesionych mogą kształtować się różnie. Udział odpływu podziemnego w całkowitym na terenach zalesionych nie jest jednakowy, lecz zależy od głębokości występowania zwierciadła wód podziemnych oraz od jego spadku. Gdy strefy saturacji i wzniosu kapilarnego leżą poniżej warstwy korzeniowej drzew, to spadek zwierciadła wody jest wówczas znaczny, a odpływ podziemny może być duży. Jednocześnie straty na ewapotranspirację będą małe. W takich warunkach, przepływy i odpływy niskie w zlewniach zalesionych będą większe niż w zlewniach bezleśnych. Odwrotna sytuacja zachodzi w przypadku, gdy system korzeniowy dochodzi do spagu warstwy nieprzepuszczalnej, a zwierciadło wody podziemnej jest poziome lub ma niewielki spadek. Wówczas cała objętość wody retencjonowanej w gruncie może być sčerpywana przez korzenie drzew. W okresie wegetacyjnym, odpływ podziemny jest wówczas bardzo mały, a lokalnie może być nawet bliski zeru.

Na obszarach użytkowanych rolniczo panują bardzo zróżnicowane warunki odpływu. Powszechnie uważa się, że zmieniają się one w zależności od rodzaju upraw, sposobu uprawy, pory roku i fazy rozwoju roślin. Warunki parowania wody z powierzchni terenu dla każdej z uprawianych roślin są inne. Różne są też warunki wsiąkania i retencjonowania wody opadowej. Każdy rodzaj użytków rolnych wymaga swoistych zabiegów agrotechnicznych, które stwarzają zróżnicowane warunki odpływu. Inaczej kształtuje się odpływ wody na polu, na którym rosną ziemniaki, a inaczej na takim, na którym uprawiane są rośliny zbożowe. Najlepiej poznany jest wpływ szaty roślinnej na spływ powierzchniowy i retencję powierzchniową (głównie intercepcję). Znając te zależności, można na ich podstawie wysnuć pewne wnioski, odnoszące się także do przepływów niskich.

Rodzaj pokrywy roślinnej wpływa na szybkość spływającej po stoku wody i wielkość infiltracji. W podręczniku Klimaszewskiego (1978) możemy znaleźć podane za Musgravesem i Hortonem prędkości infiltracji wody, w zależności od rodzaju pokrywy roślinnej. W zestawieniu tym, woda opadowa najszybciej infiltruje na starych pastwiskach

(57 mm·h⁻¹), a stosunkowo najwolniej – na popękanym, nagim gruncie (6 mm·h⁻¹). Dla pól uprawnych z roślinami okopowymi i zbożowymi prędkości infiltracji wynoszą odpowiednio: 10 i 9 mm·h⁻¹.

Podobne wyniki podaje Gil (1986). Współczynniki odpływu powierzchniowego dla różnych użytków rolnych, według badań przeprowadzonych na poletkach doświadczalnych, wynoszą: zboża – 11,7 % opadu, łąki i użytki zielone – 11,1 % opadu, ziemniaki – 14,3 % opadu, las – 0,1 % opadu. Zróżnicowanie współczynników odpływu dla różnych użytków rolnych jest, jak widać, niewielkie i praktycznie wyrównuje się w skali zlewni, w efekcie zmiennej, z roku na rok, powierzchni różnych upraw (Sója 1988a). Na podstawie powyższych doświadczeń można wysnuć następujący wniosek: mimo, że pola uprawne w zupełnie inny sposób kształtują odpływ, niż obszary leśne, to rodzaj upraw nie odgrywa, w tym względzie, większego znaczenia. Wiąże się z tym fakt, iż objętość wody wyprowadzana z podłoża do atmosfery w procesie parowania terenowego, w dłuższych okresach bilansowania, jest zbliżona i niezależna od rodzaju roślinności (Więrcioch 1984).

Ważnym, z punktu widzenia obiegu wody parametrem pokrycia terenu jest gęstość pokrywy roślinnej. Dla przykładu: Chelmiński (1999) podaje wyniki doświadczenia przeprowadzonego przez Noble'a, w zlewni Ephraim (Utah, USA). Miało ono na celu porównanie wielkości spływu powierzchniowego w warunkach różnej gęstości i rodzaju pokrywy roślinnej. O ile na pastwiskach, o pełnym pokryciu roślinnością trawiastą, wielkość spływu wynosiła zaledwie 2 % sumy opadu zarejestrowanego w ciągu godziny (65 mm), to w przypadku ugoru spływ powierzchniowy stanowił aż 73 % wody dostarczonej z opadem.

Poszczególne gatunki roślin uprawnych mają własne okresy i sposoby uprawy, a daty zasiewów, pełnego rozwoju i zbiorów nie są u wszystkich roślin jednakowe (Dębski 1970). Pole zaorane, czy pole pokryte łanem dojrzałej rośliny zbożowej, czy w końcu – ściemisko, zupełnie inaczej przyjmują wodę opadową i inaczej odbywa się w ich obrębie rozdział pomiędzy to co wyparuje, wsiąknie i spłynie po powierzchni. Podobnie sytuacja wygląda w przypadku roślin okopowych. Wiadomo także, że brak roślinności na ugorach i nieużytkach powoduje skrócenie czasu przebywania wody opadowej na powierzchni. W górach, brak roślinności powoduje równocześnie przyspieszenie i powiększenie spływu powierzchniowego, na równinach natomiast zwiększa odpływ podziemny (mała ewapotranspiracja).

W przeszłości, przyrost powierzchni wykorzystywanej rolniczo odbywał się głównie kosztem wyrębu lasów (Czaja 1999). Intensyfikacja pro-

dukcji rolnej odegrała znaczącą rolę w przekształceniu bio- i pedosfery oraz spowodowała wyraźne zmiany w obiegu wody. Wynikają one z różnego typu gospodarowania, zmierzającego między innymi do podniesienia produktywności gleb przez poprawę struktury wodno-powietrznej, zabiegi agrotechniczne i fitomelioracyjne, nawadnianie lub osuszanie gleby, nawożenie itp. Działalność ta wpływa też na wielkość retencji, odpływu powierzchniowego i gruntowego.

Powszechnie uważa się, że agrotechnika jest ważnym narzędziem sterowania strukturą obiegu wody, jednak wpływ różnych form rolnictwa na cykl hydrologiczny jest odmienny, a poglądy hydrologów na temat jego znaczenia często rozbieżne (Lambor 1956; Dynowska 1988a; Guty-Korycka 1993). Trudności w jednoznacznej ocenie mogą wynikać nie tylko z braku danych ilościowych, lecz także z faktu, że skutki niektórych zabiegów agrotechnicznych są zbliżone do powodowanych zabudową hydrotechniczną (Wilgat 1991). Generalnie, zabiegi agrotechniczne zmierzają do zapewnienia roślinom optymalnych warunków glebowo-wodnych. Zaliczyć do nich należy zarówno kultywację gleb, jak również ich drenaż i meliorację. Najlepiej chyba znanym przykładem wpływu zabiegów kultywacyjnych na obieg wody jest zależność pojawiania się silnego spływu powierzchniowego na stokach, na których bruzdy przebiegają zgodnie ze spadkiem. Prace regulacyjne i melioracyjne powodują natomiast przeważnie zmiany wielkości oraz reżimu odpływu. Ściślej rzecz biorąc, wpływają na zwiększenie odpływu wody ze zlewni zmeliorowanych, przyspieszają przepływ wody korytami oraz wpływają na wzrost nieregularności przepływu (Rotnicka 1988). W rezultacie, prowadzić to może do obniżenia przepływów niskich.

Jezióra i podmokłości. Wpływ jezior na proces odpływu zaznacza się poprzez obniżenie przepływów kulminacyjnych i rozłożenie wezbrań w czasie oraz – co istotne – zwiększenie przepływów niskich. Ogólnie uważa się, że jeziora wpływają łagodząco na przepływy niskie. W okresie letnich niedoborów wody, jeziora zasilają rzeki wodami nagromadzonymi w misach, w czasie roztopów i deszczów, jak też wodami podziemnymi pochodzącymi z drenażu głębokich poziomów wodonośnych. Natomiast w okresie niedoborów zimowych, jeziora zasilają rzeki niemal wyłącznie wodami podziemnymi pochodzącymi z tegoż drenażu.

Wraz ze wzrostem wskaźnika jeziorności, zwiększają się jednak straty na parowanie z ich powierzchni. Zwykle są one większe niż z powierzchni terenu, a więc powodują zmniejszenie się odpływu. Jednakże parowanie to nie jest wszędzie jednakowe, lecz zależy od strefy klimatycznej. Im suchszy jest

klimat, tym obecność jezior powoduje większy spadek odpływu rzecznoego. Z drugiej strony, jeziora głębokie, dzięki drenowaniu wielu, piętrowo ułożonych, poziomów wodonośnych (często wód wgłębnych), powodują zwiększony dopływ wód podziemnych do cieków powierzchniowych (Drwal 1985). W kształtowaniu odpływu decydującą rolę odgrywa pojemność mis jeziornych. Jeziora o dużej powierzchni, lecz małej pojemności, nie odgrywają znaczącej roli w zasilaniu rzek w okresach niskich przepływów, a na obszarach nizinnych mogą nawet pogłębiać niżówki (Szkutnicki 1968). Należy także zwrócić uwagę na samo położenie jezior w zlewni. Jeziora przepływowe, zlokalizowane w dolnej części dorzecza, powodują znaczne podwyższenie i wyrównywanie przepływów minimalnych. Natomiast obiekty położone w jego źródłowej części, tylko w niewielkim stopniu przyczyniają się do podwyższania przepływów niskich rzeki głównej.

Podmokłości występują głównie w miejscach, gdzie teren jest płaski i blisko powierzchni występują utwory nieprzepuszczalne. Warunkiem koniecznym jest także lokalna nadwyżka zasilania nad odpływem i ewapotranspiracją. Wpływ podmokłości na przepływy niskie zależy w dużej mierze od ich położenia morfologicznego, wielkości powierzchni zajętej w zlewni przez obszary podmokłe oraz od panujących tam warunków klimatycznych. Generalnie można powiedzieć, że inny wpływ wywierają podmokłości położone na obszarach wododziałowych i w kotlinach, a inny te, które znajdują się w samych dolinach rzecznych.

Podmokłości rozciągające się na obszarach wododziałowych dają najczęściej początek ciekom. Mokradła znajdujące się w bezodpływowych kotlinach zużywają zaś duże ilości wody na parowanie terenowe, a lokalnie na zasilanie wód podziemnych. Natomiast w podmokłościach położonych w zagłębieniach powierzchniowo odwadnianych, tylko część wody zużywana jest na ewapotranspirację, a pozostała ilość oddawana ciekom. W efekcie, obszary podmokłe występujące w obszarach wododziałowych i w kotlinach górskich, tylko w niewielkim stopniu wpływają na podwyższenie przepływów minimalnych w okresach niżówkowych. Wyjątkiem są tu ciekii zasilane z torfowisk wysokich.

Tereny podmokłe, występujące w dnach dolin oraz na terasach zalewowych i wyższych, są drenowane przez rzeki i tworzą często „strefę tranzytu” dla wód dopływających do dolin z wysoczyzn (odpływ powierzchniowy i podziemny). Jeżeli podmokłości na obszarach zalewanych zajmują duże powierzchnie, to w okresach suchych, mogą znacznie podwyższać przepływy niskie. Natomiast mokradła występujące na terasach, nie zalewanych regularnie w czasie wezbrań

i nie mające bezpośredniego kontaktu z rzeką, tylko w nieznacznym stopniu wpływają na reżim cieków.

Niektórzy autorzy wskazują na zmniejszanie się przepływów niskich w ciekach zasilanych z obszarów podmokłych, a to na skutek dużego parowania z tych terenów. Według Vladimirova (1970), w zlewniach o dużych sumach opadów letnich, gdzie parowanie z podmokłości na ogół nieznacznie przewyższa parowanie terenowe, rzeki są stale zasilane w wodę, a szczególnie duże jej ilości otrzymują w okresach niedoborów przepływów. W zlewniach o małych opadach letnich, gdzie parowanie z podmokłości jest znacznie wyższe niż parowanie terenowe, zasilanie rzek w wodę w czasie trwania niżówek szybko ustaje, a odpływ niżówkowy jest niekiedy mniejszy niż w zlewniach pozbawionych podmokłości.

Czynniki antropogeniczne. Antropopresja oddziałuje znacząco na wielkość i rozkład odpływu w czasie (Stachy 1990a). Można tu wskazać na dwie prawidłowości:

– wpływ antropopresji jest tym większy, im większa jest moc obiektu zniekształcającego odpływ i im mniejszy jest przepływ podlegający zniekształceniu;

– wpływ antropopresji zmniejsza się w miarę oddalania się od obiektu zniekształcającego, co jest wynikiem integracyjnego działania zlewni i ruchu nieustalonego w korytach rzecznych.

Jeżeli uwzględnimy obie prawidłowości, to najsilniejszemu zniekształceniu ulegną przepływy niskie, przy czym wpływ antropopresji może tu być bezpośredni lub pośredni.

Obiektami najsilniej zniekształcającymi naturalny reżim odpływu są zbiorniki retencyjne, przerzuty wody między zlewniami, ujęcia wody i rzuty wód obcych, w tym kopalnianych. Poważną rolę odgrywają także: urbanizacja, industrializacja, melioracje, regulacja rzek i ochrona przeciwpowodziowa.

Do grupy czynników bezpośrednich należą te, które są wynikiem działalności człowieka, a w efekcie ich działania następuje wzrost lub spadek ilości wody przepływającej w rzekach (Chełmicki 1999 za Shiklomanovem 1993). Poniżej podano czynniki, które według oceny autora, w największym stopniu wpływają na kształtowanie wielkości i charakteru przepływów niskich w rzekach. Należą do nich:

– bezpośredni pobór wody z rzek dla celów przemysłowych, rolniczych lub komunalnych. Pobory mają największy wpływ na przepływy niskie w ciągu suchej pory roku. Przeprowadzenie zaś zabiegów irygacyjnych, powoduje często wzrost częstotliwości występowania niżówek (Kotte-

ggoda, Natale 1994; Chełmicki 1999; Czaja 1999; Eheart, Tornil 1999);

– odprowadzanie ścieków przemysłowych i komunalnych do rzek. Oprócz pogorszenia jakości wody, zwłaszcza w okresach niżówkowych, wpływa ono również na reżim odpływu cieków – zwykle poprzez podwyższenie przepływów niskich (Janowski 1988; Jokić, Maksymiuk 1988);

– odwadnianie obszarów rolniczych. Efektem budowy kanałów drenujących jest często zwiększenie zasilania podziemnego rzek, co z kolei może znacząco wpływać na reżim odpływu ze zlewni. Podobne skutki przynosi nawadnianie obszarów wodą rzeczna. W tym przypadku, wielu autorów jest zdania, że tylko do 40 % wody wykorzystanej wcześniej do nawadniania, wraca do cieku. Pozostała część, zostaje wykorzystana przez rośliny, bądź paruje;

– oczywisty wpływ na odpływ rzeczny mają różnego rodzaju zrzuty i przerzuty wody do i ze zlewni (Golubev, Biswas 1985; Michalczyk 1988; Davies *et al.* 1993);

– na reżim rzeki wpływ mają także różnego rodzaju zapory, jazy a także zabiegi regulacyjne w korytach. W tym miejscu należy koniecznie dokonać rozróżnienia pomiędzy małymi zaporami ziemnymi, budowanymi do celów rolniczych (ich wpływ na reżim odpływu jest znikomy) oraz dużymi obiektami, w których gospodarka na zbiorniku prowadzi do częstych zrzutów wody, bądź też jej retencjonowania (Rhue, Small 1986). To właśnie duże zbiorniki wodne są najistotniejszym, antropogenicznym czynnikiem wpływającym na ustroje rzeczne (Chełmicki 1999; Biernat, Suligowski 2002).

Na reżim odpływu i zmiany ilości wody płynącej rzeką w okresie stanów niskich mają także wpływ czynniki pośrednio związane z działalnością człowieka. Dość tu wymienić:

– pobór wód gruntowych ze strefy aktywnej wymiany. Powoduje obniżenie zwierciadła wód gruntowych oraz zmniejszenie spadku hydraulicznego i dopływu wód podziemnych do cieków systemu;

– sztuczne odwadnianie den dolinnych dla celów rolniczych lub pod różnego rodzaju budynki. Hydrologiczne skutki odwadniania nie są jednoznaczne. Znane są przypadki zarówno wzrostu, jak i spadku przepływów po przeprowadzeniu takich zabiegów. Zależą one od zagospodarowania terenu, charakteru gleb, a przede wszystkim skali melioracji (Riggs 1976; Czaja 1999; Smałkhtin 2001). Stwierdzono także, że drenaż obszarów pokrytych ciężkimi glebami ilastymi, doprowadza do redukcji wezbrań. Natomiast na obszarach o glebach przepuszczalnych

wzmaga on szybkość odpływu powierzchniowego, co z kolei powoduje zmniejszenie odpływu gruntowego i pogłębienie niżówek;

– zmiany w sposobie użytkowania den dolinnych. Prowadzą one do zmian wydajności i rozkładu w czasie procesu ewapotranspiracji a pośrednio wpływają na uwilgotnienie aluwii rzecznych (Keppler, Ziemer 1990);

– wylesienie całej lub części zlewni. Jak już wcześniej wspomniano, może to w bardzo różny sposób wpłynąć na odpływy niskie w rzekach. Kierunek zmian wynika oczywiście z warunków obiegu wody, jakie istnieją w danej zlewni;

– cały wachlarz innych czynników, które mogą mieć wpływ na ilość zretencjonowanej wody opadowej. Do tej grupy należy sposób zabudowy powierzchni zlewni (retencja krajobrazowa) i sposób urbanizacji (Dynowska 1988b; Cheł-

micki 1999). Dla przykładu, na obszarach z zabudową miejską, na skutek utrudnionej infiltracji opadów do wód podziemnych, przepływy niskie są zwykle mniejsze niż na terenach nie zurbanizowanych (Simmons, Reynolds 1982; Ferguson, Suckling 1990). Dzieje się tak dlatego, że wymuszony drenaż obszarów miejskich dokonuje się zwykle za pośrednictwem kanalizacji burzowej. Sprzyja to szybkiemu odprowadzeniu wody po opadach i sprawia, że niewiele wody zasila horyzonty wodonośne (Chełmicki 1999).

Antropogeniczne zmiany odpływu rzecznego są zjawiskiem nieuchronnym i pogłębiającym się w miarę gospodarczego rozwoju kraju. Należy przypuszczać, że w przyszłości reżim odpływu, a w szczególności reżim i charakter przepływów i odpływów niskich, ulegnie całkowitemu zniekształceniu.

MATERIAŁ BADAWCZY

ZAKRES PRZESTRZENNY

Badania nad regionalnym i sezonowym zróżnicowaniem odpływów niskich w Polsce oparto na charakterystykach przepływów zanotowanych na 119 wodowskazach zamykających zlewnie autochtoniczne (rys. 5). W badanej grupie, 64 zlewnie pochodziły z dorzecza Wisły, 44 z dorzecza Odry, a 11 z obszaru Przymorza. Dobór próbek badawczej nie był przypadkowy. Założono bowiem, iż wybrane dorzecza powinny spełniać następujące wymagania:

– reprezentować maksymalnie pełne spektrum warunków formowania się odpływu całkowitego i podziemnego w Polsce;

– posiadać pełną serię wiarygodnych obserwacji hydrometrycznych za lata 1971–1990;

– być niewielkimi zlewniami autochtonicznymi, w których panują względnie jednorodne warunki fizycznogeograficzne, co umożliwi porównywanie wyników i identyfikację prawidłowości przestrzennych;

– być względnie równomiernie rozmieszczone na obszarze kraju, co ułatwi interpolację i ocenę ewentualnego porządku przestrzennego oraz analizę uzyskanych wyników;

– charakteryzować się możliwie naturalnym odpływem, zwłaszcza w odniesieniu do wartości niskich.

Do oceny przestrzennego zróżnicowania warunków formowania się odpływów niskich w Pol-

sce, wybrano 7 klasyfikacji. Zostały one opracowane w różnych okresach, przez różnych autorów. Przynależność zlewni do poszczególnych typów i regionów przedstawiono w zał. 1, zaś wewnętrzną strukturę, w obrębie wydzielen, prezentuje rys. 6. Wybrane klasyfikacje zawierają różnego typu dane o badanych zlewniach. Informują m.in. o warunkach formowania się odpływu, jego reżimie oraz cechach klimatu. Według oceny autora, informacje te są ważne dla wyjaśniania dostrzeżonych niżej prawidłowości przestrzennych.

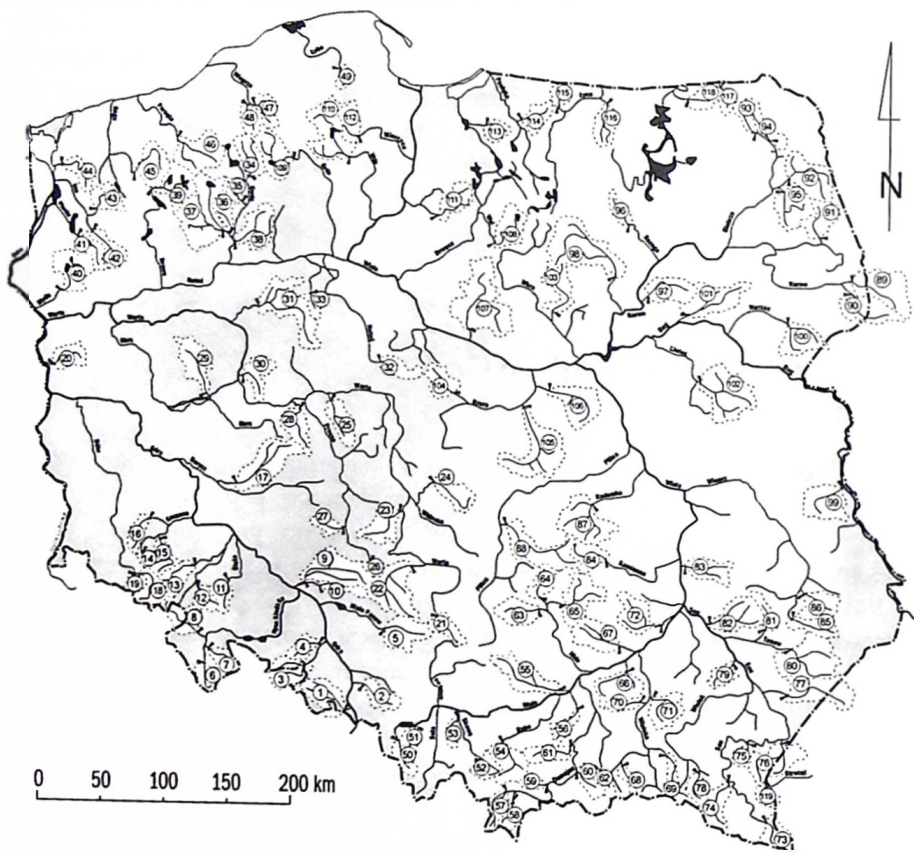
Podstawą pierwszego podziału badanej próbki zlewni była regionalizacja zaproponowana przez Kondrackiego (1978). W celu uogólnienia, wprowadzono do niej niewielkie zmiany, np. połączono niektóre wydzielenia w większe obszary (Niziny i Pojezierza Polski Północno-Wschodniej) (rys. 6 A). Zastosowano też uproszczenia jakie zaproponował w podobnym celu Jokiel (1994). Badane zlewnie reprezentują 12 wyróżnionych regionów fizycznogeograficznych Polski.

Podziału zlewni ze względu na warunki hydrologiczno-fizjograficzne dokonano na podstawie regionalizacji zaproponowanej przez Soczyńską (1977). Delimitację regionów hydrologicznych oparto w niej na analizie warunków naturalnych środowiska (rys. 6C). Za jej podstawę przyjęto więc, regiony fizycznogeograficzne wg Kondrackiego, a także podział na regiony wodno-gospodarcze CUGW oraz

rozkład odpływu średniego rocznego i procentowy udział podziemnego zasilania rzek. Ostatecznie, autorka ta wydzieliła na obszarze Polski 30 regionów hydrologicznych. Badana w niniejszej pracy próbka zlewni reprezentuje 26 spośród nich. Pozostałe, są w większości związane z dolinami dużych rzek lub z obszarami, dla których nie dysponowano odpowiednim zbiorem danych.

Kolejna klasyfikacja, za pomocą której dokonano podziału badanej próbki zlewni, opracowana została przez D y n o w s k ą (1971a) i dotyczy reżimów rzecznych (rys. 6 D). Przy delimitacji reżimów autorka wzorowała się na wcześniejszej pracy L w o w i c z a .

Wzięta przy tym pod uwagę rodzaj i udział poszczególnych form zasilania w odpływie oraz charakter ich sezonowej zmienności. Należy w tym miejscu jednak zaznaczyć, iż fakt zaklasyfikowania danej zlewni do określonego typu reżimu nie oznacza, iż dana rzeka reprezentuje dokładnie ten typ reżimu, lecz jedynie to, że znajduje się ona na obszarze, na którym ustrój taki przeważa. Badane rzeki reprezentują więc praktycznie wszystkie typy reżimów. Brak jedynie zlewni typowych dla występującego lokalnie na Pogórzu Beskidu Niskiego podtypu charakteryzującego się zasilaniem gruntowo-deszczowośnieźnym.



Rys. 5. Rozmieszczenie badanych zlewni

numery zgodne z zał. I

Spatial arrangement of analysed basins

numbers as in app. I

Zróznicowanie przestrzenne warunków formowania się odpływu podziemnego, przedstawiają dwie klasyfikacje zaproponowane przez Jokiela (1994). Powstały one na podstawie przeprowadzonej przez tego autora, analizy składnikowej w obrębie miar zasobów i dynamiki odpływu podziemnego. Przy czym, pierwsza składowa główna, posłużyła do wyróżnienia klas ogólnej retencyjności zlewni (rys. 6 B), natomiast druga, do oceny i zwaloryzowania podatności zlewni na odnawianie zasobów wód podziemnych (rys. 6 F). Wybrane do analizy zlewnie odzwierciedlają pełen zakres typów wydzielonych przez cytowanego autora. Podział obszaru Polski ze względu na terminy najczęstszego pojawiania się niżówek zaproponował M i k u l s k i (1962) (rys. 6 E). Cytowane opracowanie, choć pochodzi z lat 60., doskonale uzupełnia zasób informacji i wiąże się merytorycznie z przedmiotem

prezentowanych tu badań. Wydzielenia M i k u l s k i e g o opierają się bowiem na analizie terminów pojawiania się minimum rocznych w kilkudziesięcioletnim okresie obserwacyjnym. Uwzględniona w tym opracowaniu próbka zlewni reprezentuje wszystkie wyróżnione przez M i k u l s k i e g o strefy, z wyłączeniem obszarów, na których niżówki pojawiają się w okresie zimowym (styczeń–luty). Zasięg ich występowania, ogranicza się bowiem jedynie do południowego pasa Pobrzeża Bałtyku. Dla tego obszaru nie udało się pozyskać wiarygodnych danych ze zlewni autochtonicznych.

Najstarszą wykorzystaną w pracy regionalizacją, opracowaną przed ponad pięćdziesięciu laty, jednak do dziś zachowującą istotne znaczenie naukowe, jest synteza R o m e r a (1949) (rys. 6 G). Stosując ówczesnie oryginalną i względnie obiek-

tywną metodę izogradentów tj. linii lub stref o jednakowym natężeniu zmienności przestrzennej różnych elementów lub wskaźników klimatu. R o m e r wytyczył granice klimatyczne różnych rzędów. W ten sposób uzyskał siedem podstawowych typów klimatu Polski. Zlewnie uwzględnione w opracowaniu należą do sześciu spośród nich. Region klimatu bałtyckiego obejmuje bowiem, podobnie jak to miało miejsce w regionalizacji M i k u l s k i e g o, wąski pas polskiego Pobrzeża Bałtyku.

Rozkład liczebności zlewni w klasach ich powierzchni i wysokości średniej prezentuje rys. 7, zaś materiał liczbowy niezbędny do jego opracowania, zawiera zał. I. Na podkreślenie zasługuje fakt, że łączna powierzchnia zlewni uwzględnionych w badaniach stanowi około 19 % obszaru Polski. Zatem, z punktu widzenia kryterium oceny wielkości dobranej próbki losowej, z ufnością 95 %, można stwierdzić, że jest ona wystarczająco duża, aby prowadzone na jej podstawie analizy uznać za wiarygodne, a oszacowane wartości przeciętne za reprezentatywne (B o c z a r o w 1976).

Powierzchnie uwzględnionych w badaniach zlewni zawierają się w przedziale od 104 do 1534 km², a średnia dla próbki wynosi ok. 500 km². Wszystkie zlewnie są zatem obiektami małymi i średnimi. Dzięki temu, na ich obszarze, możemy spodziewać się względnie jednorodnych (w tej skali badań) warunków fizycznogeograficznych.

Średnie wysokości zlewni, określone wzorem Reitza, zawierają się w przedziale od 30 do 1295 m n.p.m. Średnia ważona wysokość n.p.m., dla całej badanej próbki, wynosi 251 m n.p.m. Jest to wartość trochę większa od przeciętnej wysokości naszego kraju, wynoszącej 173 m n.p.m.

Rozkłady wysokości średnich i powierzchni poszczególnych zlewni charakteryzują się asymetrią dodatnią oraz dużym współczynnikiem zmienności (odpowiednio: 0,78 i 0,59). Najliczniej reprezentowane są zlewnie o powierzchni od 200 do 600 km² i wysokości średniej poniżej 400 m n.p.m. Nie reprezentowane natomiast są duże zlewnie górskie (powierzchnia – ponad 800 km²; wysokość średnia – powyżej 600 m n.p.m.).

Ważnymi charakterystykami, określającymi tło fizycznogeograficzne zlewni i warunki formowania się w niej odpływu niskiego, są między innymi: wysokość opadów, całkowity odpływ jednostkowy oraz podziemny odpływ jednostkowy (rys. 8). Warto zwrócić uwagę, iż badana próbka zlewni reprezentuje praktycznie pełne spektrum występujących w Polsce wartości wymienionych wyżej charakterystyk.

Wszystkie trzy rozkłady z próbki są asymetryczne, z przedziałami dominanty przesuniętymi ku wartościom niższym. Jest to charakterystyczne dla obszaru naszego kraju. Ponad 70 % badanych zlewni cechuje się przeciętną sumą opadów nie przekraczającą

700 mm. W przypadku odpływu jednostkowego, ponad połowa próbki to obszary, odznaczające się wartościami w granicach przeciętnej dla Polski, lecz wyraźnie niższymi od średniej europejskiej. Jednostkowy odpływ podziemny, w przeważającej części analizowanej zbiorowości (ponad 60 %), jest zaś mniejszy od przeciętnej dla kraju (4,1 dm³·s⁻¹·km⁻²), obliczonej przez T o m a s z e w s k i e g o (2001).

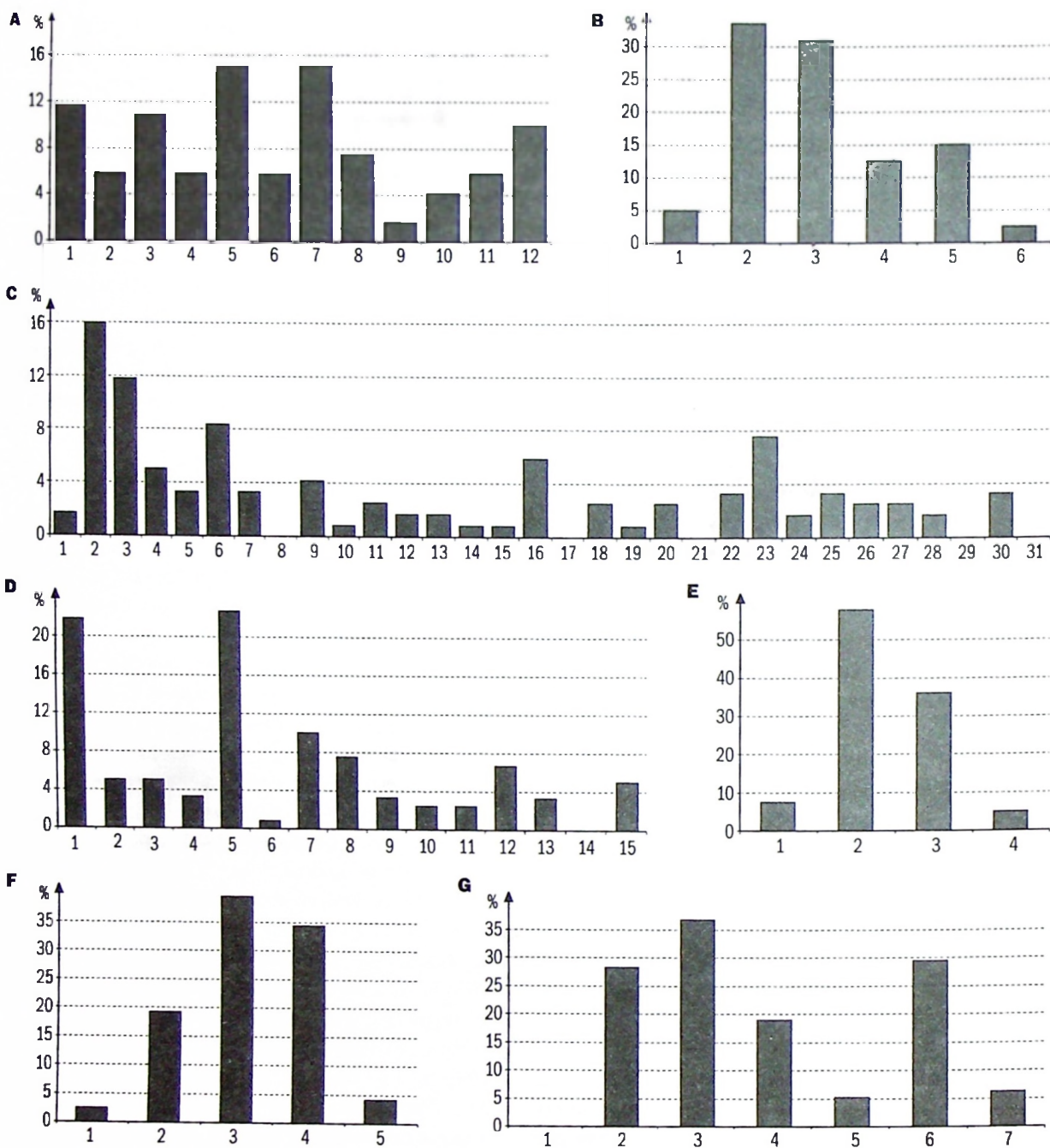
Mimo że w obrębie wszystkich omawianych charakterystyk, badaną zbiorowość charakteryzuje niewielka (typowa) asymetria, to zdaniem autora próbka ta zdaje się dobrze odzwierciedlać najważniejsze cechy warunków fizycznogeograficznych Polski oraz podstawowy zakres ich zmienności przestrzennej.

ZAKRES CZASOWY

W badaniach hydrologicznych często pojawia się pytanie jak długi powinien być szereg czasowy, aby był reprezentatywny. Zbyt krótka seria, w przypadku badań zmienności sezonowej, może być bowiem wrażliwa na wahania przypadkowe. Z drugiej strony, zbyt długi okres obserwacyjny bywa przyczyną zatarcia dynamiki badanego zjawiska lub pojawienia się antropopresji. Może mieć ona wpływ nawet wtedy, gdy wybierzemy do analiz obszary z pozoru pozbawione wpływu gospodarczej działalności człowieka – poprzez czynniki pośrednie.

Dane, które wykorzystano do analizy, pochodzą z okresu 1971–1990. O wyborze tego dwudziestolecia zadecydowały głównie dwa czynniki. Po pierwsze, była to faza swoistego „niepokoju hydrologicznego”, z pojawiającymi się często zarówno wezbraniami o rozległym zasięgu (np. lata 1979, 1982), jak i długotrwałymi suszami, obejmującymi duże obszary kraju (np. 1983, 1989). W tym czasie nasilił się także wpływ człowieka na procesy hydrologiczne. Nie bez znaczenia był też fakt, że dla wybranego wielolecia powstało do tej pory stosunkowo mało analiz traktujących o odpływach niskich.

Przyjęto też, iż analiza obejmie połóżone w różnych częściach Polski zlewnie autochtoniczne. Dla wodowskazów zamykających wybrane dorzecza, dane wcześniejsze są niepełne, a niekiedy także mało wiarygodne. Ograniczenie więc ciągów pomiarowych do lat 1971–1990, umożliwiło wybranie względnie dużej liczby rzek z różnych obszarów Polski. Zamknięcie serii na roku 1990 było podyktowane tym, iż w latach dziewięćdziesiątych nastąpiła znaczna redukcja liczby posterunków w sieci obserwacyjnej IMGW. Zatem wydłużenie okresu poza tę datę spowodowałoby z kolei zmniejszenie liczby badanych obiektów. Poza tym, jak wykazują liczne badania, długie szeregi hydrometryczne charakteryzują się często



Rys. 6. Struktura badanego zestawu zlewni według różnych klasyfikacji

A – region fizycznogeograficzny wg Kondrackiego (1978): 1 – Sudety, 2 – Wyżyna Śląsko-Krakowska, 3 – Nizina Środkowopolska, 4 – Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie, 5 – Pojezierze Bałtyckie, 6 – Pobrzeża, 7 – Karpaty, 8 – Wyżyna Małopolska, 9 – Tatry, 10 – Podkarpacie, 11 – Wyżyna Lubelska, 12 – Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie

B – retencyjność badanego zbioru zlewni wg Jokiela (1994): 1 – bardzo mała, 2 – mała, 3 – średnia, 4 – duża, 5 – bardzo duża, 6 – skrajnie duża

C – region wodno-gospodarczy wg CUGW (Mapa poglądowa podziału kraju ... 1970): 1 – Karpaty, 2 – Karpaty i Podkarpacie, 3 – Sudety, 4 – Północne Podkarpacie, 5 – Wyżyna Krakowsko-Częstochowska i Wyżyna Śląska, 6 – Wyżyna Małopolska, 7 – Wyżyna Lubelska, 8 – Nizina Śląska (część północno-zachodnia), 9 – Nizina Śląska (część południowo-wschodnia), 10 – Nizina Południowowielkopolska, 11 – Nizina Wschodniowielkopolska, 12 – Równiny Południowomazowieckie, 13 – Kotlina Warszawska, 14 – Wysoczyzna Siedlecka, 15 – Polesie Lubelskie, 16 – Nizina Podlaska, 17 – Kotlina Biebrzy i dolina Narwi, 18 – Wysoczyzny Północnomazowieckie, 19 – Pojezierze Wielkopolskie (część zachodnia), 20 – Pojezierze Wielkopolskie (część wschodnia), 21 – Dolina Środkowej i Dolnej Wisły, Noteci i Warty, 22 – Pojezierze Iławsko-Chelmińsko-Dobrzyńskie, 23 – Pojezierze Pomorskie (część zachodnia), 24 – Pojezierze Pomorskie (część wschodnia), 25 – Pojezierze Drawskie i Pojezierze Kaszubskie, 26 – Pojezierze Olsztyńskie, 27 – Pojezierze Wielkich Jezior Mazurskich, 28 – Pojezierze Suwalskie, 29 – Żuławy Wiślane, 30 – Nizina Szczecińska, 31 – Pobrzeże Słowińskie

D – typ reżimu rzeczno-gospodarczy wg Dynowskiej (1971a): 1 – wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym, 2 – wyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym, 3 – wyrównany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym, 4 – umiarkowany z wezbraniem wiosennym oraz zasilaniem

gruntowo-deszczowo-śnieżnym, 5 – umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym, 6 – umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym, 7 – umiarkowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym, 8 – umiarkowany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym, 9 – umiarkowany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym, 10 – umiarkowany z wezbraniem wiosennym, zimowym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym, 11 – niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym, 12 – niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym, 13 – niewyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym, 14 – niewyrównany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym, 15 – niewyrównany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym

E – miesiące najczęstszej pojawiania się nízówek wg M i k u l s k i e g o (1962): 1 – maj-czerwiec, 2 – lipiec-sierpień, 3 – wrzesień-październik, 4 – listopad-grudzień

F – podatność na odnawianie wód podziemnych wg J o k i e l a (1994): 1 – bardzo wysoka, 2 – wysoka, 3 – przeciętna, 4 – niska, 5 – bardzo niska

G – regiony klimatu wg R o m e r a (1949): 1 – bałtyckiego, 2 – pojeziernego, 3 – wielkich dolin, 4 – wyżyn środkowych, 5 – podgórskich dolin i kotlin, 6 – górskiego, 7 – zaciszy śródgórskich

Structure of analysed set of basin according to different classifications

A – Physico-geographical regions after K o n d r a c k i (1978): 1 – Sudety Mountains, 2 – Silesian-Cracow Upland, 3 – Middle Polish Lowland, 4 – Great Poland-Kuyavian Lake District, 5 – Baltic Lake District, 6 – Coastlands, 7 – Carpathian Mountains, 8 – Small Polish Upland, 9 – Tatra Mountains, 10 – Carpathian Foothills, 11 – Lublin Upland, 12 – North-Eastern Lowland and North-Eastern Lake District

B – water-retaining capacity of the researched basins set after J o k i e l (1994): 1 – very small, 2 – small, 3 – medium, 4 – big, 5 – very big, 6 – extremely big

C – water-economic regions after CUGW (M a p a p o g l ą d o w a p o d z i a ł u k r a j u ... 1970): 1 – Carpathians, 2 – Carpathians and Carpathian Foothills, 3 – Sudety Mountains, 4 – Northern Carpathian Foothills, 5 – Cracow-Częstochowa Upland and Silesian Upland, 6 – Small Polish Upland, 7 – Lublin Upland, 8 – Silesian Lowland (NW part), 9 – Silesian Lowland (SE part), 10 – South Great Polish Lowland, 11 – East Great Polish Lowland, 12 – South Masovian Plains, 13 – Warsaw Basin, 14 – Siedlce Plateau, 15 – Lublin Polesie, 16 – Podlasie Lowland, 17 – Biebrza Basin and Narew Valley, 18 – North Masovian Plateaux, 19 – Great Polish Lake District (W part), 20 – Great Polish Lake District (E part), 21 – Valley of the Middle Vistula, Noteć and Warta, 22 – Iławsko-Chełmińsko-Dobrzyńskie Lake District, 23 – Pomeranian Lake District (W part), 24 – Pomeranian Lake District (E part), 25 – Drawsko Lake District and Kashubian Lake District, 26 – Olsztyn Lake District, 27 – Masurian Great Lakes District, 28 – Suwałki Lake District, 29 – Żuławy Wiślane, 30 – Szczecin Lowland, 31 – Słowińskie Coastland

D – types of river regimes after D y n o w s k a (1971a): 1 – equalized with spring high water with ground-rain-snow alimentation, 2 – equalized with spring and winter high water with ground-rain-snow alimentation, 3 – equalized with spring and summer high water with ground-rain-snow alimentation, 4 – moderate with spring high water with ground-rain-snow alimentation, 5 – moderate with spring and summer high water with ground-rain-snow alimentation, 6 – moderate with spring and high water with rain-ground-snow alimentation, 7 – moderate with spring and winter high water with ground-rain-snow alimentation, 8 – moderate with summer and spring high water with ground-rain-snow alimentation, 9 – moderate with spring, summer and winter high water with ground-rain-snow alimentation, 10 – moderate with spring, winter and summer high water with ground-rain-snow alimentation, 11 – not equalized with equivalent spring and summer high water with ground-rain-snow alimentation, 12 – not equalized with equivalent spring and summer high water with rain-ground-snow alimentation, 13 – not equalized with spring and winter high water with rain-ground-snow alimentation, 14 – not equalized with spring, summer and winter high water with ground-rain-snow alimentation, 15 – not equalized with spring, summer and winter high water with rain-ground-snow alimentation

E – months of the most frequent appearance of low waters after M i k u l s k i (1962): 1 – May-June, 2 – July-August, 3 – September-October, 4 – November-December

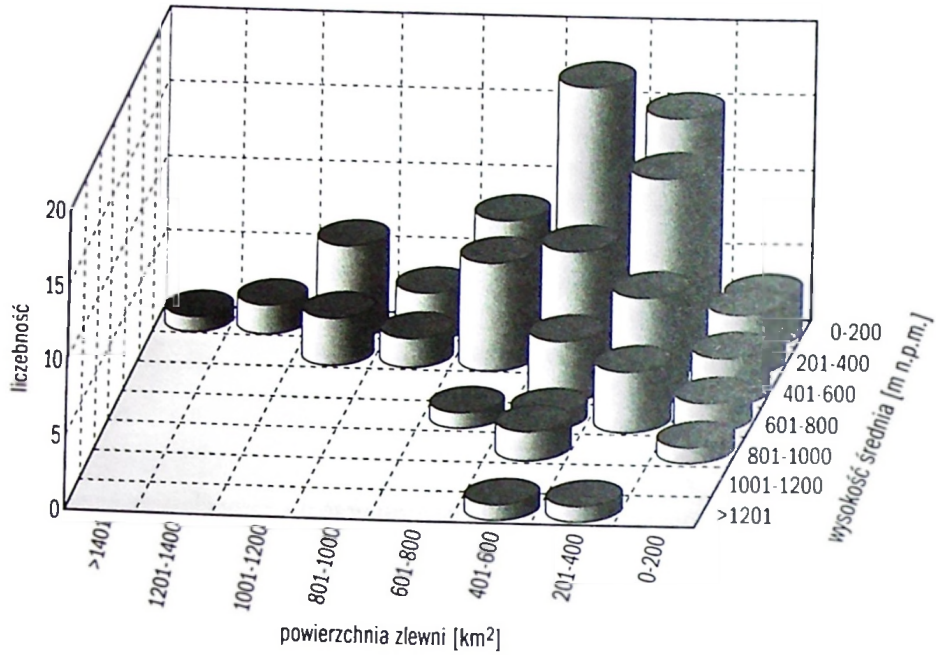
F – liability to ground water resource renewal after J o k i e l (1994): 1 – very high, 2 – high, 3 – average, 4 – low, 5 – very low

G – climatic regions after R o m e r (1949): 1 – of Baltic sea, 2 – of lakeland, 3 – of lowlands, 4 – of central uplands, 5 – of mountain valleys and basins, 6 – of mountains, 7 – of inner-mountain refuges

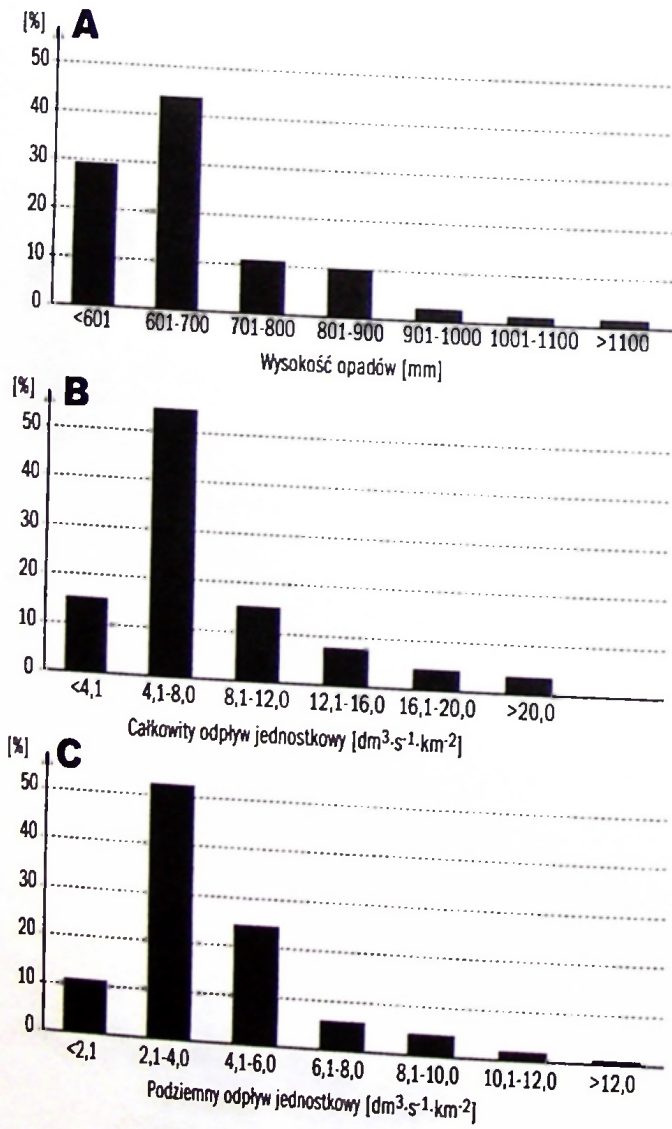
istotnymi statystycznie zerwaniami ciągłości (Janowski 1987; Dynowska 1988a; Jokiel, Juszcak 1995; Bartnik, Jokiel 1997). Problematykę jednorodności badanych w pracy szeregów omówiona zostanie w dalszej części rozdziału.

Źródłem danych były, w głównej mierze, materiały publikowane (Roczniki hydrologiczne wód powierzchniowych 1971–1983). Serie te uzupełniono danymi pozyskanymi bezpośrednio z IMGW. Na bazie tych materiałów utworzono dla każdej ze 119 zlewni cztery szeregi czasowe:

- minimów miesięcznych (NQ_m) – 240 elementów;
 - minimów rocznych (NQ) – 20 elementów;
 - średnich z minimów miesięcznych (SNQ_m) – 20 elementów;
 - rocznych sum opadów (P) – 20 elementów.
- Ciągi przepływów [$m^3 \cdot s^{-1}$] przekształcono w odpowiadające im szeregi odpływów jednostkowych [$dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^2$], lepiej nadające się do analiz porównawczych i zobrazowania przestrzennej zmienności zjawiska.



Rys. 7. Liczba zlewni w klasach powierzchni i średniej wysokości m n.p.m.
The number of basins in the area and mean height a.s.l. classes



Rys. 8. Struktura badanej grupy zlewni w aspekcie opadu i odpływu

A – wskaźnik opadu; B – całkowity odpływ jednostkowy; C – podziemny odpływ jednostkowy

Structure of analysed basins set according to precipitation and flow

A – precipitation index; B – total specific outflow; C – ground specific outflow

Należałoby w tym miejscu rozstrzygnąć też kwestię czy, i na ile, badany okres jest reprezentatywny dla wielolecia? Z pewnością był to czas dość wyjątkowy. Po pierwsze, lata 1980 i 1981 charakteryzowały się w Polsce największym odpływem w całym wieloleciu 1901–1990 (Fal 1993). Średnio w roku odpływało wówczas z Polski prawie 9×10^{10} m³ wody. Jednocześnie, w końcu badanego okresu (1990 r.), zanotowano odpływ zaliczany do najmniejszych w skali wielolecia ($4,15 \times 10^{10}$ m³). Oba fakty świadczą o dużej zmienności odpływu w badanym dwudziestoleciu, a w szczególności w jego drugiej połowie (współczynniki zmienności dla dziesięciolecia 1981–1990 i okresu 1901–1990 wynosiły odpowiednio: 0,232 i 0,206).

Dekada lat osiemdziesiątych, jak to wykazały, cytowane już badania Fal, wyróżniała się niskimi opadami (średnio 585 mm) i bardzo niskimi stratami bilansowymi (średnio 408 mm), jednak przy stosunkowo dużym odpływie (przeciętnie 177 mm), zbliżonym do średniej wieloletniej (opady obliczono metodą zaproponowaną przez K o Ź u c h o w s k i e g o 1985). Poprzednie dziesięciolecie charakteryzowało się natomiast bardzo dużym odpływem średnim (201 mm) i lekko podwyższonym parowaniem (437 mm). Dla dwudziestolecia 1971–1990, współczynnik odpływu wyniósł ponad 30 %, należał więc do największych w wieloleciu.

Dekady lat siedemdziesiątych i osiemdziesiątych były najprawdopodobniej zapowiedzią obecnych zmian klimatu i odpływu. A może zmiany te rozpoczęły się właśnie wtedy? W tym czasie bowiem, zaczęły pojawiać się coraz to nowe czynniki i wydarzenia, które zdaniem autora istotnie wpłynęły na obieg wody i jej bilans w naszym kraju.

Choć dwudziestolecie 1971–1990 było pod wieloma względami nietypowe, to z badawczego punktu widzenia posiada bardzo ważną cechę. Można bowiem, określić je mianem „wielolecia w pigułce”. W ciągu tego okresu, mieliśmy do czynienia, z jednej strony, z rozległymi i długotrwałymi suszami, z drugiej zaś, pojawiały się lata, w których odpływ rzeczny należał do największych w wieloleciu. Zatem, badając krótszy przedział czasu, otrzymujemy informacje o skali zmienności zjawisk z jaką mieliśmy do czynienia w dłuższym horyzoncie czasowym.

Odpowiedź na pytanie czy dwudziestolecie 1971–1990 jest wystarczająco długie, aby wyniki uzyskane w czasie analiz można było ekstrapolować na wielolecie, jest trudna z innego jeszcze powodu. Przy długich szeregach, pojawia się bowiem problem ich jednorodności. Czy lepiej więc analizować krótsze, lecz jednorodne ciągi obserwacji, czy raczej wydłużyć serię, kosztem wiarygodności wykonywanych analiz statystycznych? Próba odpowiedzi na to pytanie znajdzie się w dalszej części opracowania.

KILKA UWAG O SPOSOBACH PREZENTACJI WYNIKÓW

Rozdział ten zawiera omówienie, zastosowanych w pracy metod prezentacji wyników. Należy podkreślić, że świadomie zrezygnowano z zamieszczenia dużej liczby tabel, na korzyść wykresów i diagramów (map). Wynikowe zestawienia tabelaryczne, które wydały się konieczne, jako uzupełnienie informacji zawartych w tekście i na rycinach, zamieszczono w postaci załączników. Graficzna forma prezentacji wyników, lepiej, zdaniem autora, przekazuje informacje o zmienności przestrzennej i czasowej analizowanych zagadnień. Dzięki tym obrazom łatwiejsze staje się też porównywanie zjawisk w różnych okresach i terminach.

Niektóre z zamieszczonych diagramów przedstawiono w konwencji *box & whiskers*. „Pudełko”, umieszczone na takim wykresie, zawiera 50 % obserwacji badanej próbki (jego dolna i górna krawędź wyznacza odpowiednio położenie pierwszego i trzeciego kwartyla). Punkt we wnętrzu prostokąta wskazuje miejsce mediany, natomiast rozchodzące się pionowo „wąsy” wyznaczają zakres zmienności elementów szeregu, lecz bez wartości odstających. Te ostatnie oznaczone są kółkami (wartości różniące się od mediany o 1,5 do 3 odchylenia kwartylowych) i kółkami z krzyżykiem (wartości różniące się od mediany o co najmniej 3 odchylenia kwartylowe). Zastosowanie tu charakterystyk pozycyjnych (mediany oraz kwartyli) wydaje się uzasadnione ze względu na wyraźną asymetrię niemal wszystkich badanych szeregów (zał. 2).

Zastosowany w pracy sposób konstrukcji map, pokazujących przestrzenne zróżnicowanie większości obliczonych charakterystyk, wymaga również osobnego omówienia. Procedura tworzenia tych map polegała na wykorzystaniu izarytm. Posłużyły one do wydzielenia stref o przyjętym zakresie zmienności przestrzennej analizowanego zjawiska. Stosowanie tej metody jest w pełni uzasadnione charakterem regionalnego zróżnicowania warunków fizycznogeograficznych Polski. Podstawą do interpolacji były geometryczne środki ciężkości poszczególnych zlewni. Wstępną interpolację matematyczną wykonano na bazie procedury krigingu. Polecana jest ona zwłaszcza do sytuacji, w której punkty węzłowe są nierównomiernie rozmieszczone w przestrzeni i cechują się dużą amplitudą zmian wartości.

Wykonane w sposób „matematyczny” mapy zasięgów, w następnym etapie pracy zmodyfikowano, nawiązując głównie do granic regionów fizycznogeograficznych oraz struktur hydrogeologicznych. Uzyskane ilustracje mają więc charakter map dazymetrycznych (R o b i n s o n *et al.* 1988). Jak wskazują wymienieni wyżej autorzy, metoda

dzymetryczna polega na wykorzystaniu wybranych izarytm zjawiska do wydzielenia stref o przyjętym zakresie zmienności wewnętrznej. Mapa jest wówczas czytelna i stanowi rodzaj kompromisu pomiędzy klasyczną mapą izolinii a kartogramem. Taki sposób prezentacji ma jednak zarówno swoich zwolenników, jak i przeciwników (Jokiel 1994). W tej pracy, przychylnono się do opinii tych pierwszych. Wybór konwencji w jakiej wykonuje się opracowanie należy pozostawić jego autorowi, gdyż żadne ze stosowanych rozwiązań kartograficznych, w przypadku odpływu, nie oddaje prawidłowo jego zmienności przestrzennej. Należy również zaznaczyć, że mapy obrazujące rozkład przepływów niskich z założenia przedstawiają jedynie pewien uproszczony obraz tego zjawiska. Dzieje się tak dlatego, ponieważ o wielkości przepływów niskich decydują, obok czynników klimatycznych, także takie, które nie zmieniają się w sposób ciągły i równomierny w przestrzeni, zwłaszcza czynniki decydujące o zdolności retencyjnej zlewni oraz wpływające na wzajemne kontakty wód podziemnych i powierzchniowych (Stachy *et al.* 1979).

ZAGADNIENIE JEDNORODNOŚCI BADANYCH SZEREGÓW

Wiek XX był stuleciem wielkiego rozwoju. Liczba ludności Świata wzrosła trzykrotnie, zużycie wody niemal siedmiokrotnie, a globalna produkcja przemysłowa aż pięćdziesięciokrotnie, przy czym 80% jej wzrostu obserwowano w drugim półwieczu (Kundzewicz 2000). Niestety, koszty rozwoju są wysokie. Nie sposób wymienić tu wszystkich niekorzystnych skutków ludzkich poczynań. Wpływ człowieka na środowisko (zwykle w rozumieniu zmian niekorzystnych) określanymi jest mianem antropopresji.

Wpływ antropopresji na przepływy niskie znacząco się dwójako: w sposób pośredni (pobory wód podziemnych ze strefy drenażu, sztuczne odwodnienia den dolinnych, zmiany użytkowania zlewni: wylesienia, zalesianie, urbanizacja) oraz bezpośrednio poprzez pobory wód dla celów przemysłowych, rolniczych lub komunalnych, kanalizację i drenaż zlewni, nawodnienia i odwodnienia obszarów użytkowanych rolniczo, zrzuty i przerzuty wód, spiętrzenia wody w różnych celach, zabezpieczenia przeciwpowodziowe i inne (Smakhtin 2001). Wszystkie te czynniki wpływają na to, że szeregi obserwacyjne (w tym szeregi przepływów) stają się niejednorodne. Jednakże nie tylko antropopresja generuje niejednorodność ciągów. Już Chow (1964) poprzez termin „niejednorodność” rozumiał

także zmiany spowodowane naturalnymi katastrofami (pożary, osuwiska itp.). Zarówno zmiany naturalne, jak i wywołane działalnością człowieka, mogą więc generować niestacjonarność w szeregach obserwacyjnych.

Proces losowy jest niestacjonarny wówczas, gdy parametry jego rozkładu (wartość średnia, odchylenie średnie itp.) są funkcją czasu lub zmieniają się w czasie (Stachy 1990a). Własność tę niestety często posiadają szeregi czasowe przepływów. Tylko w okresie 1971–1990, w skali Polski wyróżnić można trzy fazy (Bartnik, Jokiel 1997). Pierwsza, kończąca się w latach 1973–1974, charakteryzowała się niskimi przepływami przy przeciętnych opadach atmosferycznych. Stanowiła ona zakończenie długotrwałego okresu suchego z lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych. Druga (lata 1973–1974 do 1980–1981), charakteryzowała się dużą wilgotnością, wysokimi przepływami i częstymi wezbraniami. Natomiast w latach osiemdziesiątych, w czasie trwania trzeciej fazy, przepływy ponownie dość wyraźnie zmalały, głównie za sprawą relatywnie niskich, w tym okresie, opadów atmosferycznych. Różnice te znalazły także swe odzwierciedlenie przy ocenie i waloryzacji jednorodności badanych ciągów.

Problem oddzielenia skutków różnokierunkowej ingerencji człowieka w proces odpływu rzeczno, od efektów wywołanych naturalną zmiennością klimatu, jest jednym z ważniejszych zadań przed którymi stoi współczesna hydrologia. Przejściowość klimatu Polski sprawia, że czynniki kształtujące ilościową strukturę bilansu wodnego charakteryzują się naturalną niestabilnością. Zmiany cyrkulacji atmosferycznej i związane z nimi fluktuacje stopnia kontynentalizmu wpływają nie tylko na ilość, rodzaj i rozkład opadów w czasie, ale wywołują też zmiany parowania terenowego oraz generują wahania stanu retencji wód podziemnych. Rzeki Polski są bardzo wrażliwe na fluktuacje różnych zmiennych definiujących klimat, przy czym większy efekt wywołują okresowe nadwyżki i niedobory opadów, niż podobne wahania parowania terenowego, związane ze zmianami średniej temperatury (Jokiel, Kożuchowski 1989; Gutry-Korycka 1996).

Według Słownika Języka Polskiego (Doroszewski 1964), termin „jednorodny” stosuje się określając, iż coś: „[...] pochodzi z jednego źródła, ma te same własności; jest jednakowe”. Pojęcie to jest niezwykle istotne w statystyce. Obecnie, wśród hydrologów, powszechny jest pogląd, iż aby dane pomiarowe można było poddać obróbce i analizie statystycznej, konieczne jest, spełnienie przez nie warunku jednorodności (Ozga-Zielińska 1984, 1986; Ozga-Zielińska, Brzeziński 1994; Węglarczyk 1998). W opinii tych autorów, można wyróżnić niejednorodność genetyczną

(a tę z kolei podzielić na: aprioryczną, czasową i eksperymentalną) oraz niejednorodność statystyczną. Pierwsza jest możliwa do zidentyfikowania na drodze analizy fizycznej procesu, druga jest wykrywalna jedynie metodami analizy statystycznej.

W sytuacji, gdy pod względem genetycznym, ciąg pomiarowy zdaje się być jednorodny, pierwszym etapem każdej jego analizy winno być, określenie ewentualnej niejednorodności statystycznej. Wykrywaniu jej służy cała grupa metod. Wymienić tu należy m.in.: analizę graficzną *Mitchella*, metodę regresji, metodę krzywych sumowych, metodę krzywej skumulowanych różnic, metodę podwójnej krzywej kumulacyjnej (podwójnej masy), a także całą gamę testów statystycznych (Wibig 1990; Ozga-Zieliński 1999). W celu identyfikacji ewentualnej niejednorodności w szeregach przepływów NQ_m i SNQ_m zastosowano poniżej, zarówno metodę podwójnej masy, jak i kilka polecanych w tym celu testów statystycznych.

Metoda podwójnej masy (*double-mass method*), zastosowana tu do identyfikacji momentów ewentualnych zerwań ciągłości w szeregach rocznych SNQ_m , została zaproponowana przez Kohlera w 1949 roku. W ostatnich latach stosowano ją w hydrologii wielokrotnie (Dyńska *et al.* 1985; Czaja 1988; Jankowski 1988; Rotnicka 1988; Soja 1988 b; Absalon 1991; Szturc 1993; Bartnik, Jokiel 1997). Niewątpliwą jej zaletą jest prostota i racjonalność przyjętych założeń oraz fakt, iż nadaje się ona do obliczeń masowych. Warto jednak zauważyć, że metoda ta, jak i większość rozwiązań graficznych, nie rozstrzyga o statystycznej istotności wykrywanych zerwań ciągłości. Do potwierdzenia tej istotności służą natomiast różnego rodzaju testy. Należy tu wymienić, zarówno testy parametryczne, m.in.: test t-Studenta i test F-Snedecora, jak i nieparametryczne, np. test Kolmogorowa-Smirnowa, testy serii, test Wilcoxon, test sumy rang, czy też test współczynnika korelacji rang (Prućnicki 1987; Ozga-Zieliński 1987).

W celu określenia terminów ewentualnych zerwań ciągłości, badanych w pracy szeregów czasowych, skonstruowano wykresy, których osią odciętych były skumulowane wartości rocznych opadów dla danej zlewni, zaś na osi rzędnych, zaznaczono skumulowane, roczne wartości SNQ_m (średnie z minimów miesięcznych). W przypadku jednorodności szeregu przepływów, a w szczególności, w przypadku zachowania względnie stałej proporcji między opadem traktowanym jako zmienna losowa, a generowanym przez niego odpływem – wykres powinien być linią prostą.

Przykłady krzywych podwójnie kumulowanych z istotnymi i nieistotnymi zerwaniami ciągłości w latach: 1974 i 1982 prezentuje rys. 9. Potwier-

dzenie istotności zidentyfikowanych zerwań uzyskano po zastosowaniu testu analizy wariancji F-Snedecora. Test ten bada istotność różnic wariancji między dwoma lub trzema wycinkami szeregu SNQ_m . Weryfikacji dokonano dla 5-procentowego poziomu istotności, a wyniki analiz zamieszczono w zał. 2.

Ogółem, zidentyfikowano potencjalne zerwania ciągłości w szeregach SNQ_m pochodzących z ponad 70 wodowskazów (tab. 1). Większość z nich wystąpiło w dorzeczu Wisły (procentowo również). Różnica między systemem Wisły i Odry jest szczególnie wyraźna, gdy chodzi o zerwania istotne. W ponad połowie badanych posterunków z dorzecza Wisły, zerwania ciągłości szeregów SNQ_m są statystycznie istotne. W systemie Odry, odsetek ten jest znacznie niższy („tylko” ponad 26 %).

Po przeanalizowaniu terminów pojawiania się zerwań, zwraca uwagę ich dość wyraźna koncentracja (tab. 2). Zerwania istotne i nieistotne grupują się w dwóch, stosunkowo krótkich, przedziałach czasu. Przepływy średnie niskie, w relacji do odpowiadających im opadów, w znacznej liczbie przekrojów wodowskazowych, wyraźnie wzrosły w latach 1973–1974 (rys. 10). Po okresie, w którym stosunek obu zmiennych był względnie stały (1974–1980), a więc w latach 1981–1982 doszło do jego ponownego zachwiania. Przepływy średnie niskie, w prawie 1/3 badanych przekrojów wodowskazowych, wyraźnie wówczas zmalały w stosunku do opadów i relacja ta zdaje się utrzymywać do dnia dzisiejszego.

Poza dość wyraźnie zaznaczonymi terminami zerwań, w wielu przypadkach, zwraca uwagę podobieństwo kątów α i β (rys. 9). Wyrażają one, w mierze kątowej, zmiany relacji między opadem a odpowiadającym mu przepływem. Fakt, iż kąty mają zbliżoną wielkość, świadczy o podobnej skali zjawisk. Choć uwaga ta nie dotyczy wszystkich badanych zlewni, to wskazuje, iż w „środkowej” części wielolecia, doszło do istotnego zachwiania relacji opad – odpływ. Wyrażało się to, między innymi relatywnym wzrostem odpływów niskich. Warto też dodać, iż badane odpływy niskie uznawane są za estymatory odpływu podziemnego (metoda Wundta). Jeśli uwzględnimy także fakt, iż odpływ podziemny można uznać za miernik stanu retencji, dochodzimy do wniosku, iż względny przyrost odpływu całkowitego, w tym okresie odbył się prawdopodobnie wyłącznie kosztem redukcji parowania terenowego. Z innych badań wynika dodatkowo, iż relacja między odpływem całkowitym i podziemnym nie uległa wówczas większym zmianom. Zatem, względny wzrost odpływu podziemnego odbywał się w sposób właściwy dla warunków fizycznogeograficznych w jakich funkcjonuje dana zlewnia. Inaczej mówiąc, współczynnik zasilania podziemnego nie zmienił się (Bartnik, Jokiel 1997).

Tabela 1

Liczba przekrojów, w których zanotowano zerwania ciągłości w szeregach SNQ_m , w wieloletniu 1971–1990The number of gauges which exist cuttings of continuity of SNQ_m series, from long-term 1971–1990

Dorzecze	Wszystkie zerwania		Zerwania istotne	
	liczba	%	liczba	%
Odry i Przymorza	26	53,1	13	26,5
Wisły i inne	47	65,3	37	51,4
Ogółem	73	60,3	50	41,3

Tabela 2

Liczba zerwań ciągłości szeregów SNQ_m w podziale na okresy dwuletnie*The number of continuity cuttings of SNQ_m series – two-year periods division

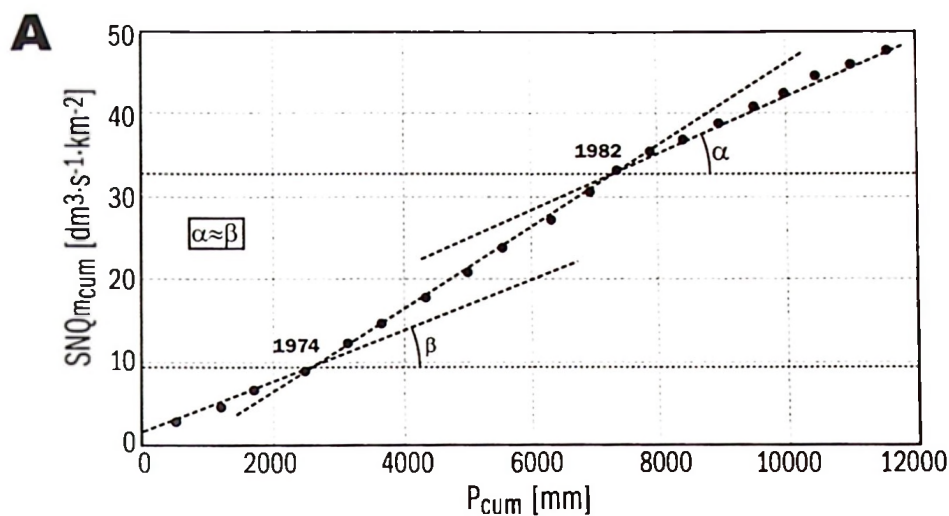
Zerwania	Dorzecze	Dwulecia										
		71–72	73–74	75–76	77–78	79–80	81–82	83–84	85–86	87–88	89–90	
Ogółem	Odry i rz. Przymorza	+	-	7	3	5	3	2	-	-	-	-
		-	-	1	1	-	2	4	2	-	-	-
	Wisły i inne	+	-	19	-	3	3	4	-	-	1	-
		-	-	-	-	-	-	26	6	3	-	-
Istotne statystycz.	Odry i rz. Przymorza	+	-	1	3	2	2	1	-	-	-	-
		-	-	1	-	-	2	4	1	-	-	-
	Wisły i inne	+	-	13	-	2	3	1	-	-	1	-
		-	-	-	-	-	-	24	6	3	-	-

- * – w tabeli uwzględniono także zerwania podwójne
 + – oznacza wzrost odpływu w stosunku do opadów
 - – oznacza zmniejszenie odpływu w stosunku do opadów

Omawiane nieciągłości, mogą się zatem wiązać ze zmianami generowanymi przez procesy i czynniki naturalne. Mamy tu więc do czynienia ze swoistą niejednorodnością genetyczną procesu, nie wynikającą z oddziaływania czynników antropogenicznych, lecz związaną z istotą samego procesu odpływu, jak też, z charakterem zmiennych, które go opisują. Średni odpływ podziemny jest na przykład, bardzo czuły na wartości skrajne. Jeśli uwzględnimy również fakt, iż ilość wody jaka rocznie odpływa z obszaru Polski zależy, przede wszystkim, od objętości wezbrań roztopowych, to koincydencja terminów zerwań ciągłości w szeregach z datami rozpoczęcia lub zakończenia faz, w których często pojawiały się wysokie wezbrania, jest dość wyraźna. Wydaje się więc, iż mimo bezpośredniego i pośredniego wpływu człowieka na odpływ, zmiany klimatyczne są nadal decydującym

wydarzeniem w historii rzek i stymulatorem zmian odpływu (J o k i e l, K o ż u c h o w s k i 1989).

Jeżeli weźmiemy pod uwagę pogląd dotyczący konieczności spełnienia przez dane pomiarowe warunki jednorodności oraz wyniki tych analiz, należałoby odrzucić znaczną liczbę serii pomiarowych uwzględnionych w opracowaniu, uznając je za niejednorodne, a ściślej mówiąc za niestacjonarne. Spowodowałoby to oczywiście znaczne zubożenie materiału badawczego. Warto jednak dostrzec, że zaobserwowane zerwania związane są nie tyle z wpływem antropopresji, co z omawianą wcześniej naturalną niestacjonarnością procesu. W związku z tym autor postanowił zweryfikować uzyskane wyniki za pomocą zalecanego zestawu testów statystycznych. Zastosowano tu procedury podane przez cytowanych wcześniej autorów.

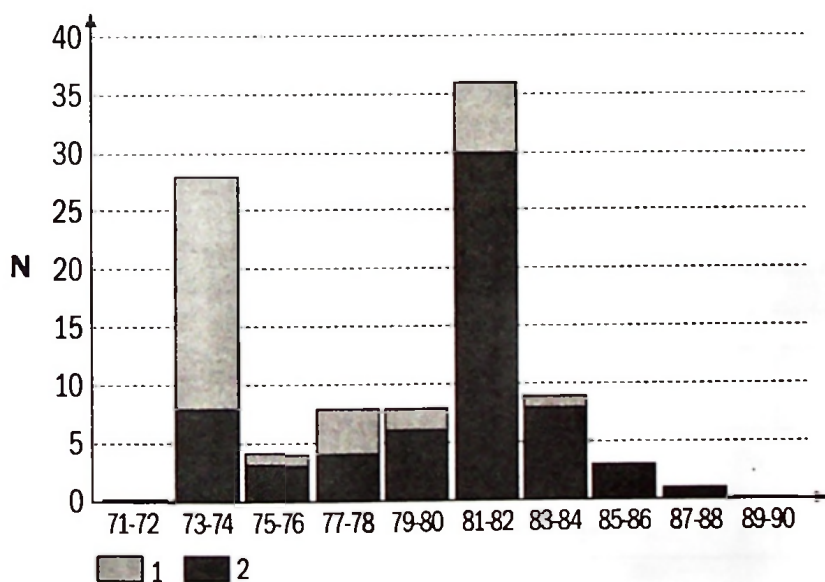
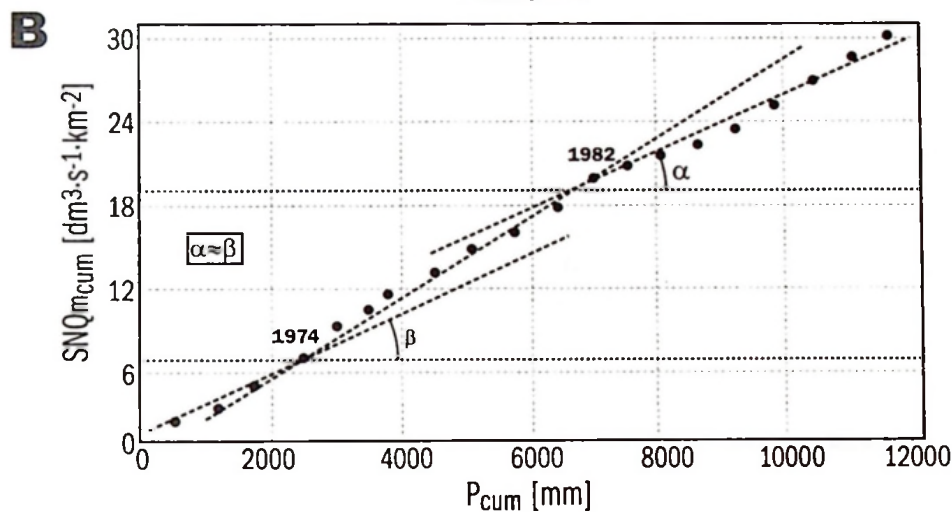


Rys. 9. Krzywe podwójnie kumulowane

A – Radomka – Słowików (oba zerwania istotne na poziomie 5 %); B – Sajna – Bykowo (oba zerwania nieistotne statystycznie na poziomie 5 %)
 SNQ_m – przepływ średni z minimum miesięcznych; P – opad roczny; a, b – wyrażone w mierze kątowej zmiany relacji między opadem a przepływem charakterystycznym; zaznaczono terminy zerwań ciągłości szeregów

Double mass curves

A – Radomka – Słowików (both cuttings statistically significant at the 5 % level), B – Sajna – Bykowo (both cuttings not statistically significant at the 5 % level)
 SNQ_m – mean flow of monthly minima; P – yearly precipitation; a, b – relation changes between precipitation and characteristic flow (expressed in angular measure); there have been marked dates of the series continuity cuttings



Rys. 10. Liczba zerwań ciągłości w poszczególnych dwuleciach badanego okresu (metoda podwójnej masy)

1 – ciągi o nieistotnej niejednorodności; 2 – ciągi istotnie niejednorodne (5 %)

The number of continuity cuttings in the individual two-years analysed period (double mass method)

1 – series of not significant non-uniformity; 2 – series of significant non-uniformity (5 %)

W celu wykrycia elementów, których wielkość znacznie odbiega od wartości pozostałych, zastosowano test Grubbsa-Becka (Ozga-Zieliński 1999). Za elementy odstające uważa się w nim te wyrazy x_i ciągu pomiarowego, które przekraczają wartości dolnej (X_D) lub górnej (X_G) granicy prze-

działu ufności testu, przyjęte dla poziomu istotności α i równe:

$$X_D = \exp(\bar{y} - K_N \times s_y) \quad (6)$$

$$X_G = \exp(\bar{y} + K_N \times s_y) \quad (7)$$

gdzie: \bar{y} – średnia z wartości y_i zmiennej losowej Y;

s_y – średnie odchylenie z wartości y_i zmiennej losowej Y ;

K_N – statystyka oszacowana dla poziomu istotności $\alpha = 0,1$;

$K_N = -3,62201 + 6,28446 \times N^{0,25} - 2,49835 \times N^{0,5} + 0,491436 \times N^{0,75} - 0,037911 \times N$;

N – liczebność ciągu pomiarowego.

Jeśli w wyniku testowania stwierdzamy, że ciąg pomiarowy zawiera elementy odstające, których wartości są znacznie większe lub mniejsze od pozostałych, to powinno się je sprawdzić pod kątem popełnienia błędu grubego oraz przeanalizować sposób ich uzyskania. Jeżeli natomiast, w wyniku analizy, stwierdzono, iż błędy w badanej próbce nie występują, należy wówczas sprawdzić czy istnieje uzasadnienie statystyczne, wynikające z własności przyjętego rozkładu, pozostawienia elementów odstających w szeregu pomiarowym.

Kolejnym krokiem procedury analizy jednorodności było przebadanie wszystkich ciągów pomiarowych pod kątem niezależnego (losowego) pojawiania się elementów. W tym celu posłużono się testem serii Walda-Wolfowitza (D o m a n s k i 1990). Test ten służy do oceny hipotezy, że dwie niezależne próbki zostały pobrane z dwu populacji różniących się pod pewnym względem, tj. nie tylko z uwagi na średnią, ale również pod względem ogólnego kształtu rozkładu. Hipoteza zerowa zakłada więc, że dwie próbki pochodzą z tej samej populacji. Jeżeli ciąg pomiarowy jest nielosowy (tzn. zmienna losowa jest zmienną zależną), to powinna być przeprowadzona analiza czynników wpływających na przebieg realizacji tej zmiennej. Jeżeli zakończy się ona niepowodzeniem, oznacza

to, iż ciąg zmiennej losowej nie spełnia warunku niezależności i powinien zostać uznany za niejednorodny.

Ostatnim etapem analizy była kontrola stacjonarności szeregów badanej próby zlewni. Zastosowano tu test sumy rang Kruskala-Wallisa (O z g a - Z i e - l i Ń s k i 1987). Ciąg pomiarowy badanej zmiennej losowej X należy podzielić na k podciągów, poprzez obliczenie w każdej z próbek liczby przypadków, które wypadają powyżej lub poniżej wspólnej mediany. Następnie elementy ciągu pomiarowego są ustawiane w ciąg niemalejący i każdemu z nich nadawana jest ranga. W końcu obliczana jest suma rang T_i oraz wyliczana wartość statystyki chi-kwadrat:

$$\chi^2 = \frac{12}{N(N+1)} \sum_{i=1}^k \frac{T_i^2}{N_i} - 3(N+1) \quad (8)$$

gdzie: k – liczba porównywanych podciągów, na które podzielono badany ciąg pomiarowy.

Wartość statystyki porównywana jest z wartością krytyczną odczytywaną z tablic rozkładu χ^2 -Pearsona. Jeżeli obliczona wartość jest mniejsza od krytycznej to nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy o stacjonarności ciągu.

Wyniki przeprowadzonej analizy jednorodności szeregów przepływów średnich niskich miesięcznych (SNQ_m) i niskich miesięcznych (NQ_m), na podstawie testów statystycznych, zamieszczono w zał. 2.

Stosując wyżej wymienione testy zidentyfikowano: w szeregach SNQ_m – 29, a w szeregach NQ_m – 30 przekrojów, w których statystyki wykazały podejrzenie zerwania ciągłości (tab. 3). W odniesieniu do obu zmiennych zaobserwowane zerwania dotyczą około 25 % badanej próbki.

Tabela 3

Liczba przekrojów, w których zanotowano istotne zerwania ciągłości szeregów

The number of gauges which exist significant cuttings of continuity

Rodzaj ciągu	test Grubsa-Becka $\alpha = 10 \%$	test Walda-Wolfowitza $\alpha = 1 \%$	test Kruskala-Wallisa $\alpha = 1 \%$
NQ_m	30	0	0
SNQ_m	29	0	0

Większość, zaobserwowanych za pomocą testu Grubsa-Becka, zerwań wystąpiło w dorzeczu Wisły (tab. 4). Zarówno dla szeregów SNQ_m , jak i NQ_m , odsetek był tu podobny, choć w wielu przypadkach dotyczył różnych profilów wodowskazowych.

Istotny jest fakt, iż wszystkie zaobserwowane przypadki wykryte zostały za pomocą testu Grubsa-

-Becka. Statystyka ta, w rzeczywistości, pozwala jedynie na wykrycie istnienia elementów, których wielkość znacznie odbiega od pozostałych. Zarówno test serii Walda-Wolfowitza jak i test Kruskala-Wallisa rozpoznały badane ciągi jako jednorodne na poziomie istotności $\alpha = 1 \%$. Równocześnie, zgodnie z twierdzeniem Neymana i Scotta (1971), niektóre

rozkłady prawdopodobieństwa, w tym: logarytmiczno-normalny, Pearsona i Weibulla są całkowicie odporne na odstawanie elementów w ciągu pomiarowym. Oznacza to, iż występowanie elementów odstających w szeregu opisywanym przez te rozkłady zmiennej losowej, należy traktować jako zupełnie naturalne i nie powinno się ich odrzucać. Jak zostanie wykazane w dalszej części opracowania, wszystkie badane ciągi pomiarowe posiadają rozkłady z tej grupy.

Należy też zauważyć, iż zaobserwowane zerwania są dość przypadkowe. Świadczy o tym mała zbieżność wyników analiz jednorodności przeprowadzonych obiema metodami (tab. 5). Są one zbieżne jedynie w 16 % badanych szeregów SNQ_m . W pięćdziesięciu przypadkach (42 %) zerwanie wykryto zaś tylko jedną lub drugą metodą. Identyczny odsetek stanowią szeregi, w których nie zanotowano żadnego zerwania.

Tabela 4

Liczba przekrojów, w których zanotowano istotne zerwania ciągłości w podziale na dorzecza
The number of gauges which exist significant cuttings of continuity – basin division

Rodzaj ciągu	Dorzecze Odry i Przymorze	Dorzecze Wisły i inne	Ogółem
NQ_m	14	16	30
SNQ_m	13	16	29

Tabela 5

Porównanie wyników analizy jednorodności szeregów SNQ_m uzyskanych obiema metodami
(test Grubsa-Becka i metoda podwójnej masy)

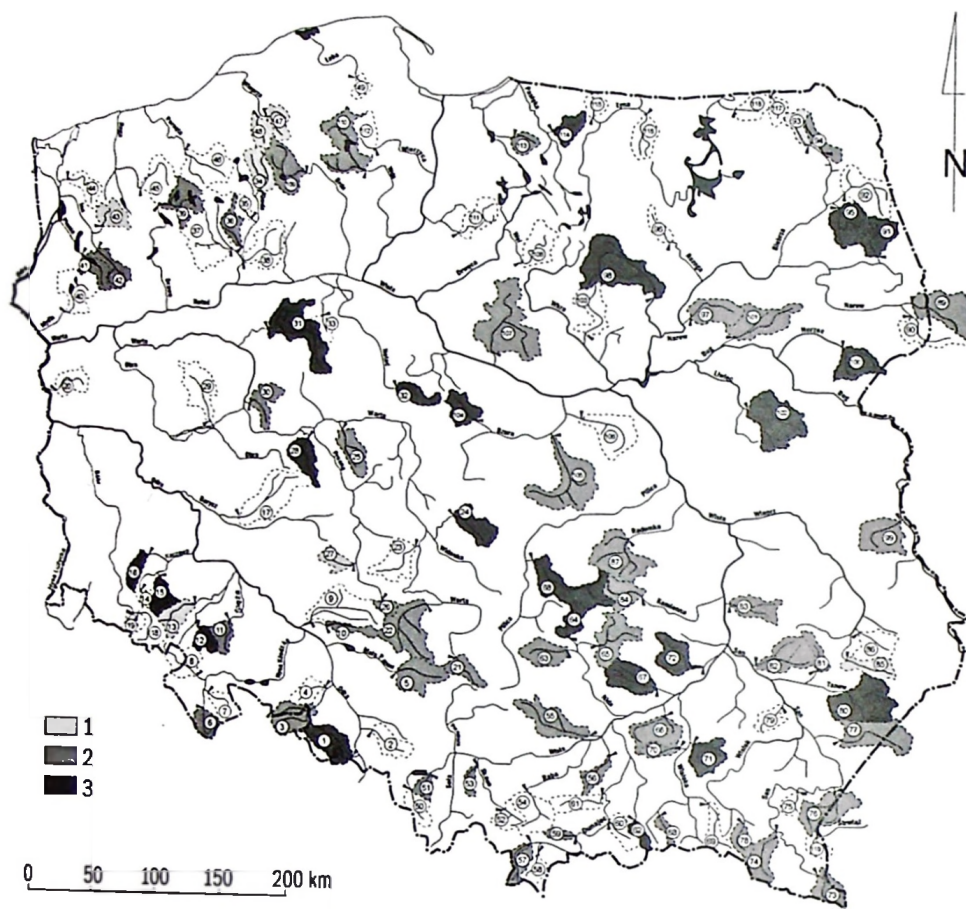
Result of comparison of uniform analysis of SNQ_m series – both methods
(Grubs-Beck test and double mass method)

Rodzaj ciągu	Zerwania zbieżne		Zerwania wykryte tylko jedną metodą [%]
	wszystkie [%]	istotne [%]	
SNQ_m	16	12	42

Dodatkowo nasuwa się tu jeszcze jedna uwaga. Należy ostrożnie traktować wyniki uzyskane metodą podwójnej masy, gdyż zerwanie ciągłości, nawet istotne statystycznie, nie zawsze musi tu oznaczać, iż szereg poddany jest wpływowi antropopresji. Może być natomiast jego naturalną właściwością. Pozostaje jednak pytanie czy powinniśmy w takich sytuacjach prowadzić dalej badania, czy też, uwzględniając wyniki analiz statystycznych, zaniechać ich. Gdyby wykluczyć z badanego zbioru niejednorodne szeregi, analiza przestrzenna odpływu okazałaby się niemożliwa. Ponadto, zgodnie z tezami przedstawionymi przez Kozieła (2002), w ramach analiz szeregów hydroklimatycznych, nie można stawiać pytań o niestacjonarność pomierzonych elementów, bowiem mają one interpretację fizyczną. Są zatem z pewnością niestacjonarne, lecz jest to niestacjonarność w sensie fizycznym i nie ma sposo-

bu na rozsądzenie czy obserwowana w tej sytuacji zmiana cechy ma przyczynę zewnętrzną, czy też jest efektem naturalnych, długookresowych fluktuacji klimatycznych. Sytuację przedstawiającą rozkład przestrzenny zlewni, których ciągi przepływów niskich wykazują niejednorodność (łącznie z tymi, które zanegował test Grubsa-Becka) prezentuje rys. 11.

W obrazie tym, trudno dopatrywać się jakiegось porządku przestrzennego. Zerwania ciągłości, w badanych szeregach, zanotowano w zlewniach rozrzuconych na obszarze prawie całej Polski. Sytuacja ta nie dotyczy północno-zachodniej części kraju, gdzie stwierdzono wiele przypadków braku jednorodności tylko w odniesieniu do jednego z typów szeregów (NQ lub SNQ_m). Na obecnym etapie trudno stwierdzić, czy jest to sprawa przypadku, czy też spowodował to jakiś nieznaną splot okoliczności. W sytuacjach, gdy zerwanie jednorodności dotyczy



Rys. 11. Rozkład przestrzenny zlewni, których ciągi przepływów wykazują niejednorodność

1 – zerwania jednorodności tylko szeregów NQ_m (testy: Grubsa-Becka, serii i Kruskala-Wallisa); 2 – zerwania jednorodności tylko szeregów SNQ_m (metoda podwójnej masy i test F-Snedecora); 3 – zerwania jednorodności obu szeregów (NQ_m i SNQ_m) numery zlewni zgodne z załącznikami

Spatial arrangement of basins which flow data series are non-uniform

1 – continuity cuttings of just NQ_m series (tests: Grubs-Beck, series and Kruskal-Wallis); 2 – continuity cuttings of just SNQ_m series (double mass method and F-Snedecor test); 3 – continuity cuttings of both series (NQ_m and SNQ_m) numbers of basins as in appendixes

tylko jednego szeregu, bądź w odniesieniu do przekrojów, w których zerwań wcale nie zaobserwowano, nie zauważono także żadnego porządku przestrzennego.

Choć analiza przeprowadzona za pomocą metody podwójnej masy wykazała istnienie wielu ciągów niejednorodnych, to zastosowane

testy statystyczne potwierdziły przeważnie ich homogeniczność. Zatem, w ocenie autora, badana próbka zlewni może być dopuszczona do dalszych badań, choć należy ostrożnie interpretować wyniki analiz, w odniesieniu do zlewni, w których zaznacza się trójdzielność odpływu w badanym okresie.

ODPŁYWY NISKIE ROCZNE

WIADOMOŚCI WSTĘPNE

Rozdział ten poświęcony jest prezentacji wyników analizy szeregów niskich przepływów rocznych. W badaniach zastosowano różne miary i procedury statystycznej analizy danych. Zdefiniowane zostaną

kolejno, w toku przedstawiania dociekań. Taki układ umożliwi Czytelnikowi stopniowe zapoznawanie się z wynikami analiz i śledzenie ich bez konieczności ciągłego powracania do „suchych” informacji zawartych w metodycznej części opracowania.

W 1960 roku Światowa Organizacja Meteorologiczna (WMO) podała wskazówki dotyczące

kolejności i sposobu prowadzenia badań nad zmianami elementów hydroklimatycznych (Mitchell 1966). Zaleca się tam, by poza metodami uznanyymi, w konkretnej sytuacji, za przydatne, dokonywano między innymi:

– sprawdzenia z dużą uwagą jednorodności szeregów;

– ustalenia rozkładu prawdopodobieństwa badanych zmiennych;

– zbadania współczynników autokorelacji, co z kolei umożliwiłoby ocenę obecności bezwładności w szeregu (zwłaszcza bezwładności w rozumieniu stochastycznego procesu Markowa).

W poprzednim rozdziale zbadano już jednorodność analizowanych serii. W tej części pracy, przedstawione zostaną wyniki analizy ciągów minimalnych rocznych odpływów jednostkowych badanej próbkę zlewni w dwudziestolecie 1971–1990, w tym między innymi, wyniki procedury dopasowania rozkładów teoretycznych i analizę bezwładności szeregów. Wnioski te posłużą do oceny przestrzennej (geograficznej) zmienności różnych cech zjawiska odpływu niskiego, jak też mogą się stać przesłankami pozwalającymi na bardziej racjonalne wykorzystanie zasobów wodnych naszego kraju.

ROZKŁADY CZĘSTOŚCI ODPLYWÓW NISKICH (Nq)

Parametry rozkładów

Podstawowymi charakterystykami rozkładu zmiennej są:

– średnia arytmetyczna (\bar{x}) N -elementowego zbioru wartości:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^N x_i}{N}, \quad (9)$$

– mediana – wartość danej charakterystyki, która dzieli ogólną liczebność na połowy,

– kwantyl rzędu p zmiennej x_i – to taka wartość x_p , której odpowiada dystrybuanta równa p (tzn. $p\%$ elementów w próbie przyjmuje wartość mniejszą od x_p). Oznacza to, iż mediana to kwantyl $x_{50\%}$,

– minimum – minimalna wartość w szeregu danych,

– maksimum – maksymalna wartość w szeregu,

– odchylenie standardowe w populacji (obliczane na podstawie próbki):

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}{N-1}} \quad (10)$$

– asymetria – współczynnik asymetrii (skosności):

$$A = \frac{N}{(N-1) \times (N-2)} \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - \bar{x}}{\delta} \right)^3 \quad (11)$$

gdy: $A = 0$ – ugrupowanie jest symetryczne,

$A > 0$ – asymetria dodatnia (prawostronna), ugrupowanie jest rozciągnięte w stronę wartości większych od przeciętnej,

$A < 0$ – asymetria ujemna (lewostronna),

– kurtioza – miara spłaszczenia rozkładu:

$$K = \left\{ \frac{N \times (N+1)}{(N-1) \times (N-2) \times (N-3)} \times \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - \bar{x}}{\delta} \right)^4 \right\} - \frac{3 \times (N-1)^2}{(N-2) \times (N-3)} \quad (12)$$

gdy: $K = 0$ – rozkład jest zbliżony do rozkładu normalnego,

$K > 0$ – stosunkowo duża wysmukłość (leptokurtyczność) rozkładu,

$K < 0$ – rozkład stosunkowo płaski (platokurtyczny).

Powyższe wzory zaczerpnięto z kilku ogólnie dostępnych opracowań (Kendall, Buckland 1986; Norcliff 1986; Kożuchowski 1990), a obliczenia wykonano przy pomocy pakietów Statistica w wersjach 5.5 i 6.0, wydanych przez Statsoft Inc. (2001). Obliczone według powyższych procedur charakterystyki szeregów niskich odpływów jednostkowych zamieszczono w załączniku 3.

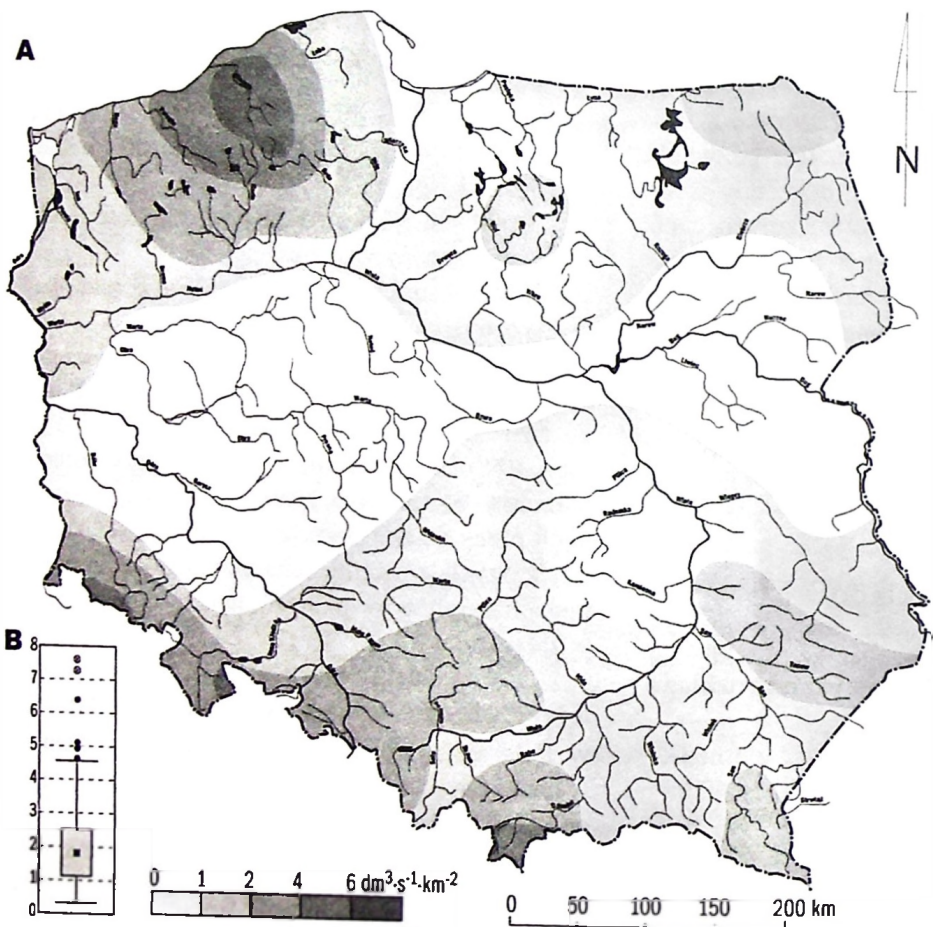
W układzie przestrzennym, najniższe wartości średniego niskiego odpływu jednostkowego w Polsce (przedział $0 \div 1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), występują w nizinym pasie środkowym (rys. 12 A). Obejmuje on północną część Niziny Mazowieckiej, Pojezierze Poznańskie, Gnieźnieńskie i Dolny Śląsk. Obszary te zbudowane są w znacznej części z glin zwałowych o znacznych miąższościach. Sprawia to m.in., że występujące tam zbiorniki wód podziemnych charakteryzują się małą zasobnością i niewielkim wydatkiem (Jokiel 1987).

W kierunku wyżyn i pojezierzy, wielkość odpływu niskiego stopniowo rośnie, przekraczając lokalnie, na Pojezierzu Pomorskim, $6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Wyższe wartości występują też na obszarach zbudowanych ze słabo przepuszczalnych, acz silnie uszczelinionych skał magmowych i metamorficznych. Są to przy tym tereny położone najwyżej w Polsce i jako takie charakteryzują się znacznymi sumami opadów. To właśnie tutaj – w Karkonoszach, Masywie Śnieżnika i w Tatrach –

czynniki klimatyczne w zauważalny sposób biorą górę nad nieklimatycznymi. Poza wyróżnionymi rejonami, podwyższone niskie odpływy jednostkowe pojawiają się na obszarach pokrytych utworami morenowymi młodszych zlodowaceń (Garb Lubawski, Pojezierze Olsztyńskie) oraz terenach krasowych (Roztocze, Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, Niecka Nidziańska).

W opisywanych strefach zaznacza się również zróżnicowanie regionalne, związane z wpływem indywidualnych cech środowiska. Przykładem mogą tu być sąsiadujące ze sobą zlewnie Kamiennej ($2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) i Radomki ($1.16 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), różniące się istotnie pod względem retencyjności i podat-

ności na odnawianie wód podziemnych (Jokiel 1994). Kamienna, z uwagi na to, że odwadnia m.in. obszar północnej części Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej, jest zlewnią o większej zasobności. Podobne różnice można zaobserwować w Wielkopolsce (Orla – $0.35 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$; Lutynia – $0.76 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Obie zlewnie odwadniają obszar Wysoczyzny Kaliskiej. Jedyne, nie zniszczone, utwory zlodowacenia warciańskiego w tej części Polski, występują w południowym fragmencie zlewni Orli. Stanowią je zasobne w wodę i spiętrzone glaciektonicznie osady Wzgórz Cieszkowskich. To za ich sprawą średni niski odpływ jednostkowy w tej zlewni jest podwyższony.



Rys. 12. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) średniego niskiego odpływu jednostkowego – SNq [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$]

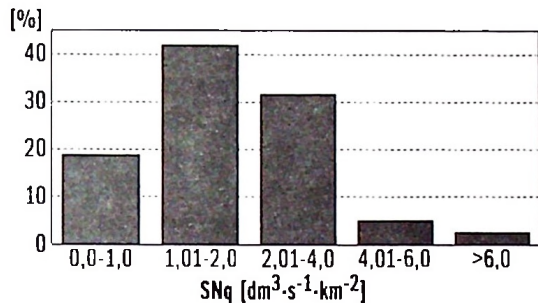
Spatial arrangement (A) and diversity (B) of mean specific flow – SNq [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$]

Przedstawiony tu obraz przestrzennego rozmieszczenia średniego niskiego odpływu jednostkowego w latach 1971–1990, jest zgodny z prezentowanymi wcześniej mapami wykonanymi przez różnych autorów, dla innych okresów (Stachý *et al.* 1970, 1979). Jest on również zbliżony do obrazu przestrzennego rozmieszczenia średniego odpływu podziemnego prezentowanego w szeregu opracowaniach (Gutry-Korycka 1975; Paszczyk 1975; Atlas Hydrologiczny Polski 1986; Jokiel 1994; Bartnik, Jokiel 2000;

Tomaszewski 2001). Wynika to z pewnością z faktu, iż jedną z szeroko stosowanych metod oceny średniego odpływu podziemnego jest, bazująca na niskich przepływach charakterystycznych, metoda Wundta. Jak pisze Jokiel (1994), średnie przepływy szacowane wspomnianą metodą są jedynie o około 3 % wyższe od uzyskiwanych za pomocą metody ścięcia fali i niewiele odbiegają od szacunków uzyskiwanych innymi metodami.

Ekstrema odpływu średniego niskiego odnotowano w zlewniach: Studnicy – $7.63 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$

(max) oraz Ochni i Mogilnicy (po $0,32 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) (rys. 12 B, załącznik 3). W ponad 70 % badanych dorzeczy, średni niski odpływ jednostkowy zawiera się w przedziale od 1 do $4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (w tym ponad 40 % stanowią odpływy w granicach $1 \div 2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) (rys. 13). Przeciętny, średni niski odpływ jednostkowy dla badanej próbki zlewni w latach 1971–1990 wyniósł $1,73 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (rys. 12 B). Rozkład wartości w grupie wykazuje zaś wyraźną asymetrię dodatnią.



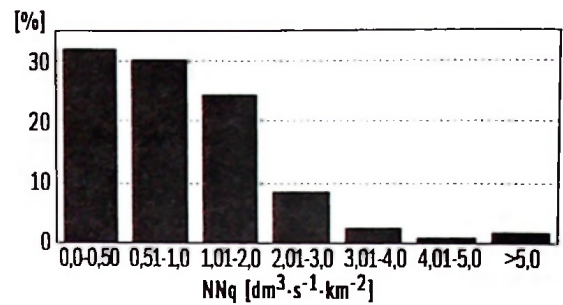
Rys. 13. Częstość średnich niskich odpływów jednostkowych (SNq) w badanej próbce zlewni

Frequency of mean specific low flow (SNq) of analysed basins set

W analizach odpływów niskich, ważnym zagadnieniem jest identyfikacja i ocena wartości absolutnie najniższych. Gdy weźmiemy pod uwagę całą populację zlewni i rzek, w tym cieki okresowo wysychające, wartością minimalną będzie z pewnością „0”. W przypadku badanej próbki zlewni i w analizowanym okresie, absolutnie najniższy odpływ jednostkowy zanotowano w profilu Łysek na Noteci ($0,01 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Niemal równie niskimi wartościami charakteryzują się także pozostałe zlewnie Wielkopolski.

Najniższe zanotowane odpływy jednostkowe w ponad 60 % zlewni nie przekroczyły $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (rys. 14). Rozkład tego odpływu charakterystycznego w próbce jest zbliżony do wykładniczego. Najwyższe wartości (ponad $5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) wystąpiły w zlewniach Pojezierza Pomorskiego – Wieprzy i Studnicy. Wysokie minima odpływów jednostkowych cechują również inne zlewnie tego pojezierza.

Tego rodzaju analiza wartości ekstremalnych, w odniesieniu do zróżnicowania przestrzennego, ma wiele wad, gdyż ekstrema charakteryzują się niejednorodnością czasową. Aby więc zapewnić ich porównywalność, a jednocześnie uniknąć problemów związanych z tą właśnie niejednorodnością, obliczono, w dalszej części pracy, dwa wybrane przepływy (odpływy) prawdopodobne. Ich rzędne uznano przy tym za estymatory odpływów maksymalnych i minimalnych, a jednocześnie za charakterystyki pozwalające pokazać przestrzenną zmienność ekstremów.

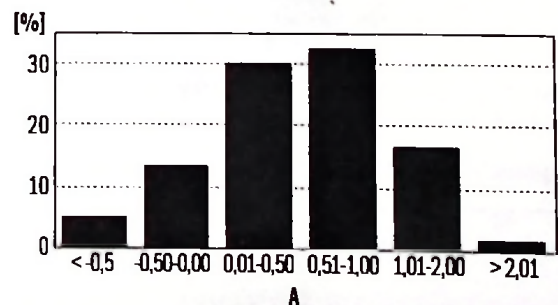


Rys. 14. Częstość minimów absolutnych odpływu jednostkowego (NNq) w badanej próbce zlewni

Frequency of absolute minimum specific flows (NNq) of analysed basins set

Zamieszczone w załączniku 3, odchylenia standardowe badanych szeregów, są podstawowymi charakterystykami rozkładów prezentującymi ich zmienność. Dyspersję szeregu wygodniej jest jednak opisywać posługując się miarą względną – współczynnikiem zmienności. Oba te zagadnienia omówione zostaną szerzej w kolejnej części rozdziału, po określeniu rozkładów teoretycznych i obliczeniu współczynników zmienności.

Kolejne dwie cechy: asymetria i kurtoza opisują kształt rozkładu zmiennych. W większości przypadków, badane szeregi Nq cechują się skośnością dodatnią (ok. 80 %) (rys. 15). Skośność ujemną posiadają tylko szeregi 22 rzek, przy czym nie zauważono tu żadnego, wyraźnego porządku przestrzennego. Zlewnie te, są rozproszone na obszarze całej Polski. Mimo to, można dostrzec pewien związek między istnieniem ujemnej asymetrii w szeregu i podwyższoną zasobnością wodną zlewni. Przykładami są choćby dorzeczca: Proсны, Małej Panwi i Regi. Największą skośność ujemną uzyskano jednak dla zlewni Sokółdy ($A = -1,31$). Silna asymetria lewostronna wskazuje, że przepływy niskie, w większości lat, są zbliżone do przeciętnej z wielolecia, ta zaś jest przesunięta w kierunku maksimum. Sporadycznie pojawiają się jednak lata, w których są one od niej znacznie mniejsze.

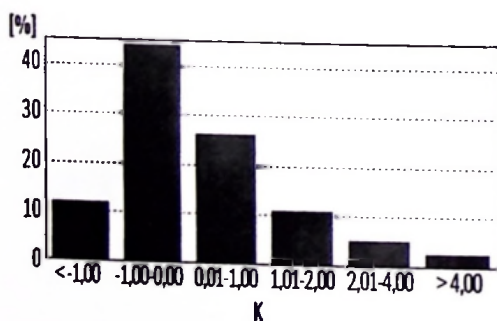


Rys. 15. Częstość współczynnika asymetrii (A) niskich rocznych odpływów jednostkowych (Nq) w badanej próbce zlewni

Frequency of skewness coefficient (A) of yearly specific low flows (Nq) of analysed basins set

Zlewnie, których szeregi Nq charakteryzują się skrajnie dużą asymetrią dodatnią to bardzo oddalone od siebie: Wieprzówka i Wąska ($A > 2$). Tu także można zauważyć pewną korelację między siłą asymetrii dodatniej a zasobnością i poziomem zasilania podziemnego. Szeregi o silnej asymetrii dodatniej reprezentują zwykle zlewnie o niskiej zasobności i niewielkim zasilaniu podziemnym. Przykładem mogą być systemy: Mogilnicy, Gąsawki i wspomnianej już Wieprzówki.

Podobne zależności można zaobserwować analizując wartości kurtozy (rys. 16). W około 70 % całej badanej próbki jest ona umiarkowana ($-1; 1$). Zlewnie, w których odpływy niskie skupiają się wokół wartości przeciętnych (rozkład leptokurtyczny) reprezentują zwykle obszary mało zasobne w wody podziemne: Wąska i Wieprzówka oraz Nysa Szalona ($K > 4$). W tych przypadkach, znaczna wysmukłość rozkładu jest związana z dużą koncentracją Nq wokół ich przeciętnej. Równocześnie, elementów odstających jest stosunkowo niewiele. Przypadki ujemnej kurtozy nie różnią się już tak bardzo od zera, choć równocześnie występują częściej niż wartości dodatnie. Stosunkowo wiele zlewni, o ujemnej kurtozie, znajduje się też na terenach zasobnych w wodę. Przykładami mogą być dorzecza: Parsęty, Welu i Tanwi. Warto też odnotować, że istnieje silna, istotna statystycznie, zależność korelacyjna pomiędzy szeregami współczynników asymetrii i kurtozy ($r = 0,63$). Potwierdza to tezę o współzmienności tych cech rozkładu. Dodać wypada, iż kierunek i siła asymetrii oraz znak i poziom kurtozy, decydują o typie rozkładu i wpływają na kształt (stopień zakrzywienia) dystrybuanty.



Rys. 16. Częstość poziomu kurtozy (K) w szeregach niskich rocznych odpływów jednostkowych (Nq)
Frequency of kurtosis (K) of analysed yearly specific low flows (Nq)

Identyfikacja rozkładów prawdopodobieństwa

Z uwagi na to, że większość wielkości hydrologicznych (w tym przepływy minimalne) uznaje się za zmienne losowe, istotnym zagadnieniem jest identyfi-

kacja ich rozkładów prawdopodobieństwa (Węglarczyk 1998). Procedura ta obejmuje zazwyczaj dwa etapy: estymację parametrów przyjętego rozkładu prawdopodobieństwa oraz weryfikację hipotezy, iż jest on rzeczywistym rozkładem prawdopodobieństwa danej wielkości. Niestety, zazwyczaj arbitralnie przyjmuje się jeden rozkład z pewnej grupy funkcji najlepiej poznanych i najczęściej stosowanych. Również założenie, że nasza zmienna będzie podlegała któremukolwiek z wybranych rozkładów jest naiwne. Nie ma bowiem powodu, dla którego przyroda miałaby stosować się do najprostszego matematyki (Węglarczyk 1998).

Zadaniem autora nie było jednak dociekanie rzeczywistych rozkładów badanych szeregów, lecz jedynie dopasowanie jednej z najczęściej stosowanych funkcji tak, aby spełniony był warunek zgodności testu λ Kołmogorowa. Aby osiągnąć ten cel postępowano według następującego schematu:

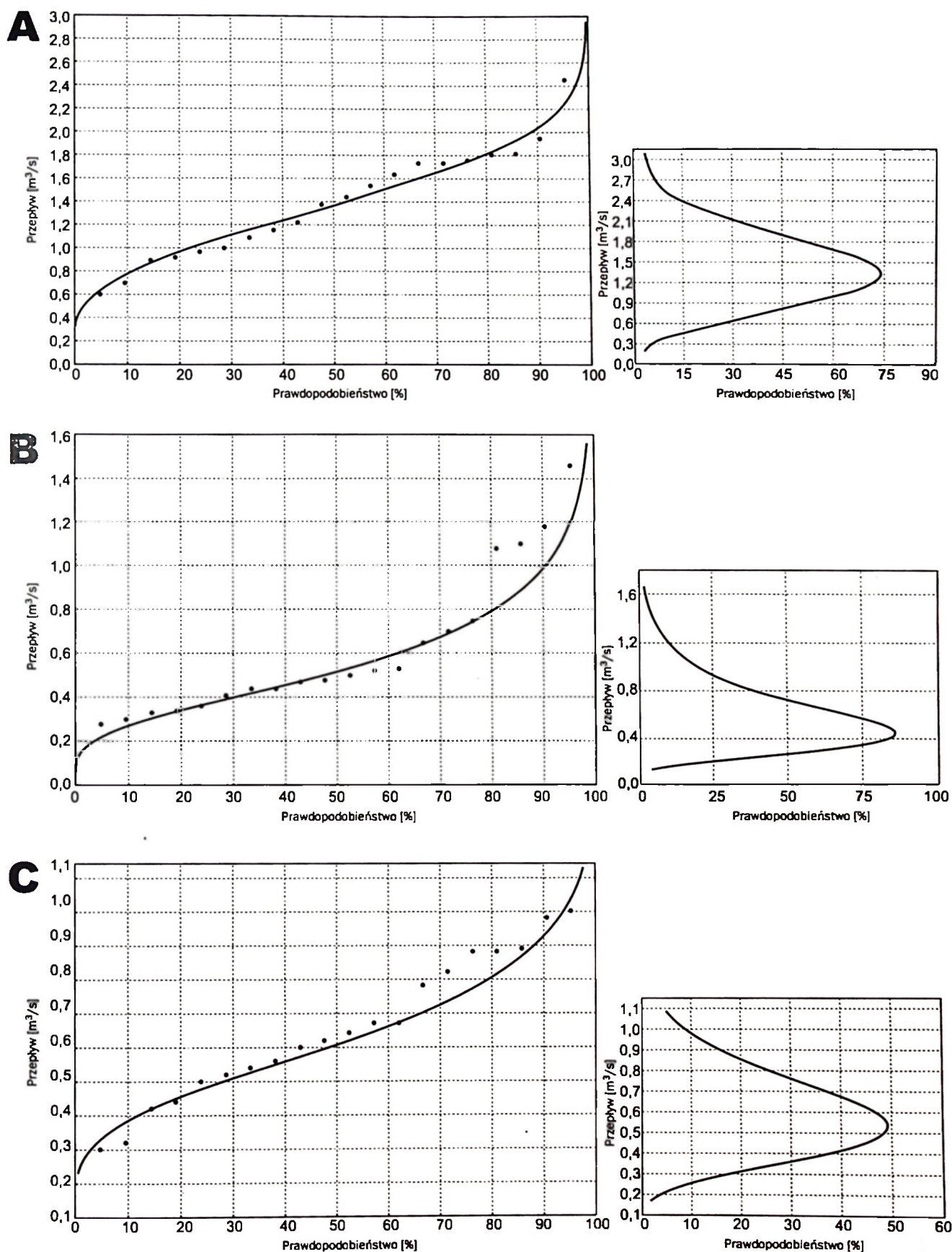
– pierwszym krokiem była próba dopasowania, często zalecanego w odniesieniu do przepływów minimalnych, rozkładu Fishera-Tippetta typu III, za pomocą metody największej wiarygodności (Byczkowski 1972, 1996a; Kaczmarek 1970);

– do szeregów, dla których test λ Kołmogorowa wykazał brak zgodności z rozkładem Fishera-Tippetta III, próbowano z kolei dopasować, za pomocą tej samej metody, funkcję rozkładu gamma;

– po kolejnej weryfikacji, do pozostałych szeregów dopasowano za pomocą metody momentów, rozkład log-normalny i zweryfikowano jego zgodność z rozkładem empirycznym (test j.w.).

W ten sposób ustalono funkcje rozkładu dla wszystkich szeregów. Wymienione wyżej typy rozkładów polecał, swego czasu, Matias (1963) do analizy przepływów niskich w Stanach Zjednoczonych. Zastosowanie testu λ Kołmogorowa, w celu rozstrzygnięcia o dostatecznym poziomie dopasowania rozkładu teoretycznego do empirycznego, może budzić pewne kontrowersje. Jest on bowiem niekiedy uważany za zbyt łagodny i rzadko dający podstawę do odrzucania testowanych hipotez (Brzeziński 1995; Ozga-Zielińska, Brzeziński 1997). Jednak z drugiej strony, ze względu na swoją prostotę obliczeniową, jest niezwykle popularny i oficjalnie zalecany do stosowania (Zasadny... 1973).

W odróżnieniu od przepływów maksymalnych, w analizach przepływów minimalnych interesuje nas zwykle prawdopodobieństwo tego, że dowolna wartość zmiennej losowej będzie mniejsza od zadanej wartości, zwanej przepływem granicznym (tzn. interesuje nas prawdopodobieństwo nieosiągnięcia danego przepływu) lub obliczamy rzędną o danym poziomie prawdopodobieństwa nieosiągnięcia, np. przepływ o prawdopodobieństwie 1 %.



Rys. 17. Przykłady dopasowanych typów rozkładów prawdopodobieństwa do szeregów minimalnych przepływów rocznych w dwudziestolecie 1971–1990 (dystrybuanty i funkcje gęstości prawdopodobieństwa)

A – rozkład Fishera-Tippeta III (Biała Łądecka – Żelazno); B – rozkład log-normalny (Gowienica – Widzieńsko); C – rozkład gamma (Łososina – Jakubkowice)

Examples of fitted types of distribution of analysed yearly low flow series from twenty-year period 1971–1990 (flow duration and density curves)

A – Fisher-Tippett III distribution (Biała Łądecka – Żelazno); B – log-normal distribution (Gowienica – Widzieńsko); C – gamma distribution (Łososina – Jakubkowice)

Poniżej przedstawiono podstawowe informacje dotyczące dopasowywanych przez autora typów rozkładów prawdopodobieństwa. Bardziej szczegółowe dane dotyczące właściwości tych funkcji oraz zagadnienia estymacji ich parametrów, znajdują się w wielu cytowanych opracowaniach tematu (Kaczmarek 1970; Byczkowski 1972, 1996a; Kite 1988; Węglarczyk 1998). Przykłady trzech dopasowywanych rozkładów prawdopodobieństwa, zaczerpnięte z analizowanego zbioru, przedstawiono na rys. 17.

Rozkład Fishera-Tippetta typu III (rozkład Weibulla) – rys. 17 A.

Został on zbadany przez Fishera i Tippetta w 1928 r. (Byczkowski 1996a). Jest to rozkład asymptotyczny, dobrze uwarunkowany wówczas, gdy liczebność próbki dąży do nieskończoności. Teoretycznie rozkład ten powinno się więc stosować jedynie wtedy, gdy liczebność próbki jest dostatecznie duża. Z drugiej jednak strony, brak jest ogólnego kryterium pozwalającego na ocenę, czy dana liczebność jest wystarczająco duża (Kaczmarek 1960). Funkcja gęstości prawdopodobieństwa tego rozkładu wyraża się wzorem:

$$f(x; \alpha, \beta, \varepsilon) = \frac{\beta}{\alpha - \varepsilon} \times \left(\frac{x - \varepsilon}{\alpha - \varepsilon} \right)^{\beta-1} \times e^{-\left(\frac{x - \varepsilon}{\alpha - \varepsilon} \right)^\beta} \quad (13)$$

gdzie: α – parametr skali, $\alpha > 0$, $(\beta x) > 0$, $x \geq \varepsilon$
 β – parametr kształtu,
 ε – dolne ograniczenie rozkładu.

Krzywa rozkładu ma następujące cechy: jest asymptotyczna, ograniczona od dołu w punkcie $x = \varepsilon$ i ma jedno maksimum w punkcie $x = \bar{x}$.

Pierwszym badaczem, który opracował i na szeroką skalę zaczął stosować rodzinę funkcji Fishera-Tippetta do obliczania ekstremalnych przepływów rzecznych był Gumbel. Jego metody estymacji oparte były na analizie momentów zmiennej losowej. Obecnie, częściej wykorzystuje się metodę największej wiarygodności.

Wynikiem, w metodzie największej wiarygodności, jest układ równań, który musi być rozwiązywany równocześnie, najlepiej w sposób numeryczny. Podejście takie jest obecnie szeroko stosowane, a pochodzi z prac Condie i Nixa (1975).

$$(\hat{\beta} - 1) \times \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{\varepsilon})^{-1} - \frac{n \hat{\beta} \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{\varepsilon})^{\hat{\beta}-1}}{\sum_{i=1}^n (x_i - \hat{\varepsilon})^{\hat{\beta}}} = 0 \quad (14)$$

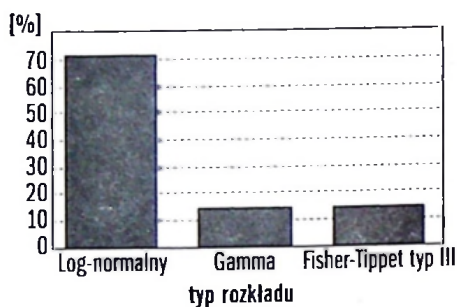
$$n + \hat{\beta} \times \sum_{i=1}^n \ln(x_i - \hat{\varepsilon}) - \frac{n \hat{\beta} \times \sum_{i=1}^n (x_i - \hat{\varepsilon})^{\hat{\beta}} \times \ln(x_i - \hat{\varepsilon})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \hat{\varepsilon})^{\hat{\beta}}} = 0 \quad (15)$$

gdzie: n – liczebność próby.

Układ ten rozwiązano przy zastosowaniu algorytmu podanego przez Kite'a (1988). Ten sam program komputerowy – po wprowadzeniu parametrów β i ε – obliczył również parametr skali α stosując formułę:

$$\hat{\alpha} = \hat{\varepsilon} + \left[\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \hat{\varepsilon})^{\hat{\beta}}}{n} \right]^{\frac{1}{\hat{\beta}}} \quad (16)$$

Wyniki dopasowania rozkładów prawdopodobieństwa do badanych szeregów niskich rocznych przepływów, zamieszczono w załączniku 3 oraz na rys. 18. Zauważmy, że jedynie około 15 % (17 zlewni) rozkładów empirycznych badanych ciągów, można uznać za zbliżone do teoretycznego rozkładu Fishera-Tippetta.



Rys. 18. Częstość typów rozkładu w próbce badanych szeregów minimalnych przepływów rocznych (NQ)

Frequency of distribution types of analysed set of yearly low flow series (NQ)

Rozkład gamma (Pearsona typu III) – rys. 17 C.

Jest to jeden z najczęściej dotychczas stosowanych rozkładów w hydrologii. Opracowany został na początku XX w. przez angielskiego statystyka Pearsona, jako jeden z całego systemu funkcji. Największe zastosowanie, przy wyrównywaniu ciągów zjawisk hydrologicznych, znalazł rozkład gamma (typ III). Jego funkcja gęstości ma następującą postać:

$$f(x; \alpha, \beta, \varepsilon) = \frac{1}{\alpha \times \Gamma(\beta)} \times \left(\frac{x - \varepsilon}{\alpha} \right)^{\beta-1} \times e^{-\left(\frac{x - \varepsilon}{\alpha} \right)} \quad (17)$$

gdzie: α – parametr skali, $x \geq \varepsilon$, $\alpha > 0$, $\beta > 0$

β – parametr kształtu,

ε – dolne ograniczenie rozkładu,

$\Gamma(\beta)$ – funkcja gamma.

Krzywa Pearsona III typu jest asymetryczna względem prostej przechodzącej przez punkt odpowiadający dominancie (asymetria dodatnia), ograniczona od dołu w punkcie $x = \varepsilon$, a w górnej części zbliża się asymptotycznie do osi pionowej. Ma ona także jedno maksimum w punkcie $x = M_0$ (dominanta).

Metoda największej wiarygodności nie daje w przypadku tego rozkładu, rozwiązań analitycznych, dlatego konieczne jest podejście numeryczne. Estymacja parametrów sprowadza się zatem do rozwiązania układu równań:

$$\frac{\partial \ln L}{\partial \alpha} = \frac{1}{\alpha^2} \times \sum_{i=1}^n (x_i - \varepsilon) - \frac{n\beta}{\alpha} = 0 \quad (18)$$

$$\frac{\partial \ln L}{\partial \beta} = -\frac{n \times \Gamma'(\beta)}{\Gamma(\beta)} + \sum_{i=1}^n \ln(x_i - \varepsilon) - n \times \ln \alpha = 0 \quad (19)$$

$$\frac{\partial \ln L}{\partial \varepsilon} = \frac{n}{\alpha} - (\beta - 1) \times \sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{x_i - \varepsilon} \right) = 0 \quad (20)$$

Obliczenia wykonano za pomocą programu Regress+ w wersji 2.3 dla komputera Apple Macintosh. W tym wypadku aplikacja sama dopasowywała cały szereg funkcji i wybierała najlepszą. Przeprowadzone obliczenia wykazały, iż jedynie

ok. 15 % badanych szeregów dobrze wyrównuje krzywa rozkładu gamma (zał. 3, rys. 18).

Rozkład logarymiczno-normalny (Galtona) – rys. 17 B.

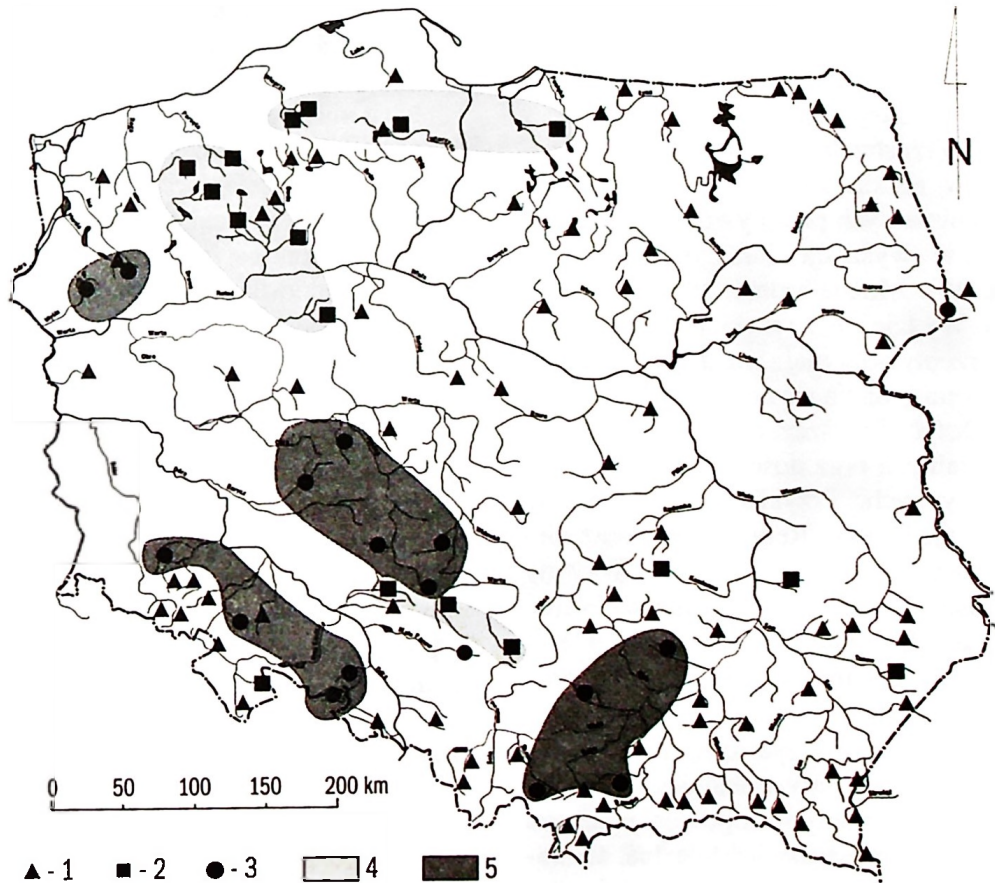
Powszechny jest pogląd, że zlogarytmowane wartości cech zjawisk hydrologicznych podlegają rozkładowi normalnemu. Dlatego szerokie zastosowanie w hydrologii znalazł rozkład, w którym wartości zmiennej zastępuje się ich logarytmami. Funkcja gęstości prawdopodobieństwa tego rozkładu wyraża się wzorem:

$$f(x; \mu, \delta, \varepsilon) = \frac{1}{(x - \varepsilon)\delta\sqrt{2\pi}} \times e^{-\left[\frac{\ln(x - \varepsilon) - \mu}{\delta}\right]^2} \quad (21)$$

gdzie: μ – parametr skali,

δ – parametr kształtu,

ε – dolne ograniczenie rozkładu $x \geq \varepsilon$



Rys. 19. Typy rozkładów prawdopodobieństwa w szeregach minimalnych przepływów rocznych

1 – rozkład log-normalny; 2 – rozkład Fishera-Tippeta III; 3 – rozkład gamma; 4 – obszary na których grupują się zlewnie, w których minima roczne podlegają rozkładowi Fishera-Tippeta III; 5 – obszary na których grupują się zlewnie, w których minima roczne podlegają rozkładowi gamma

Types of frequency distributions of yearly low flow series

1 – log-normal distribution; 2 – Fisher-Tippet III distribution; 3 – gamma distribution; 4 – areas in which basins with yearly minima coming under Fisher-Tippet III distribution are grouped; 5 – areas in which basins with yearly minima coming under gamma distribution are grouped

Krzywa rozkładu logarytmiczno-normalnego jest asymetryczna (asymetria dodatnia), ograniczona od dołu w punkcie $x = \varepsilon$ (od góry obszar jej zmienności jest nieograniczony), a funkcja gęstości ma jedno maksimum. Estymatory rozkładu obliczono metodą momentów, korzystając ze wzorów (K i t e 1988):

$$\delta = \sqrt{\ln(1 + (z)^2)} \quad (22)$$

$$\mu = \ln\left(\frac{\delta}{z}\right) - \frac{\ln(z+1)}{2} \quad (23)$$

$$\varepsilon = \mu - \frac{\delta}{z} \quad (24)$$

gdzie:

$$z = \frac{1 - \left(\frac{-c_s + (c_s^2 + 4)}{2}\right)^{\frac{2}{3}}}{\left(\frac{-c_s + (c_s^2 + 4)}{2}\right)^{\frac{1}{3}}} \quad (25)$$

c_s – współczynnik asymetrii zmiennej x .

Ogółem, w ponad 70 % badanych szeregów, krzywa rozkładu logarytmiczno-normalnego dostatecznie dobrze aproksymuje rozkład empiryczny (zał. 3, rys. 18). Przestrzenne rozmieszczenie dopasowanych typów rozkładów prawdopodobieństwa do szeregów minimalnych przepływów rocznych na mapie Polski nie wykazuje jakiegось wyraźnego porządku (rys. 19). Można jednak zauważyć kilka prawidłowości. Wydaje się, że rzeki, których szeregi minimalnych przepływów mają rozkład bliski funkcji Fishera-Tippetta grupują się na obszarach o dużej retencyjności. Dotyczy to szczególnie rzek na terenach młodoglacjalnych oraz dość zasobnych w wodę cieków wyżynnych. Przykładami są systemy pojezierne: Głomii, Drawy, Regi, Parsęty oraz niektóre rzeki Wyżyny Lubelskiej, Roztocza i Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (np. Tanew, Warta, Liswarta). Większość z tych szeregów charakteryzuje się przy tym wysokim, ujemnym współczynnikiem kurtozy.

Można również zauważyć, iż w wielu regionach Polski utworzyły się pary sąsiadujących z sobą rzek, których minima przepływów podlegają z kolei rozkładowi gamma (np. Myśla – Mała Ina; Orla – Czarna Struga; Osobłoga – Biała). Szczególnie często sytuacja taka występuje na Dolnym Śląsku i w Wielkopolsce. Poza tymi obszarami, rzeki których szeregi przepływów minimalnych rocznych podlegają rozkładowi gamma – występują pojedynczo i stosunkowo rzadko.

Zdecydowana większość badanych rzek charakteryzuje się przepływami minimalnymi o rozkładzie empirycznym zbliżonym do log-normalnego i można przyjąć, że ten typ rozkładu dominuje w Pol-

sce w przypadku cieków średniej wielkości. Choć zaobserwowane prawidłowości nie są jednoznaczne, to zdaniem autora, stanowią cenną wskazówkę do ewentualnych, dalszych badań i analiz w tym zakresie.

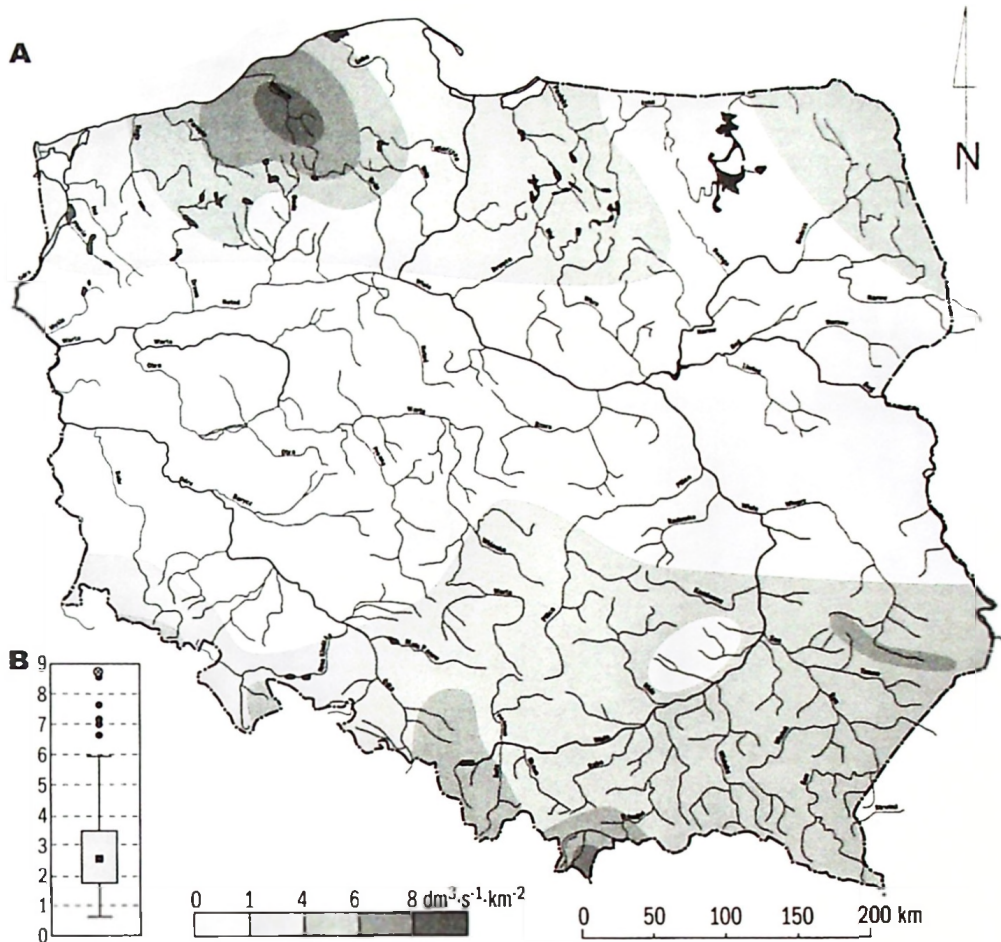
Ekstremalne wartości w szeregach odplywów niskich

W analizach odpływu niskiego nie sposób pominąć przestrzennej i czasowej charakterystyki wielkości ekstremalnych. Oceny takiej należy jednak dokonywać bardzo ostrożnie z uwagi na niejednorodność czasową ekstremów. W związku z tym, aby zachować porównywalność wyników i wyeliminować tę wadę, za estymatory minimalnego i maksymalnego niskiego odpływu jednostkowego przyjęto kwantyle, obliczone na podstawie wyznaczonych wcześniej, rozkładów prawdopodobieństwa. Za estymator minimum uznano wartość odpływu niskiego odpowiadającą przepływowi o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 10 %, a za estymator maksymalnego odpływu niskiego – odpływ prawdopodobny obliczony na podstawie przepływu niskiego o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 90 %. Wartości te zamieszczono w załączniku 4 (kol. 11 i 13).

Obliczone estymatory maksymalnego niskiego odpływu jednostkowego – $Nq_{(90\%)}$, zmieniają się w obrębie próbki zlewni, w stosunkowo szerokim zakresie (od 0,6 do 8,7 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) (rys. 20 B). Minimalną wartość uzyskano dla Ochni, zaś maksymalne występują w zlewniach Pojezierza Pomorskiego (Studnica – 8,73 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Wieprza – 8,61 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). W połowie badanych przypadków, wartości $Nq_{(90\%)}$ mieszczą się w przedziale 1,8 ÷ 3,4 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, a wartość przeciętna, uzyskana dla całej próbki zlewni, wynosi 2,57 $\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Rozkład tych odpływów wykazuje wyraźną, choć niezbyt silną, asymetrię dodatnią (wsp. asymetrii = 1,37) (rys. 21).

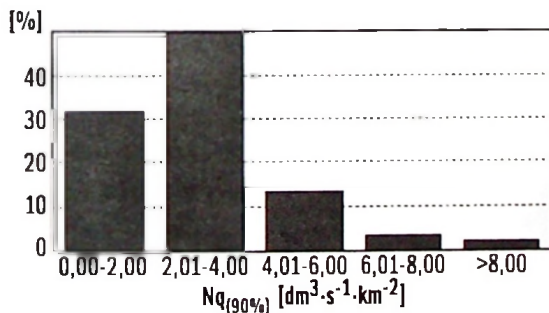
Do grupy dorzeczy, których wartości $Nq_{(90\%)}$ istotnie odstają od przeciętnej, oprócz wymienionych już zlewni z Pojezierzy, należą też niektóre systemy górskie (Biała Łądecka i Łomnica w Sudetach oraz Biały Dunajec w Tatrach) (rys. 20 A). W zlewniach tych wysokie minima absolutne związane są z występowaniem pokryw zwietrzelinowych, o dużych miąższościach i znacznej wodochłonności. Zgodnie z wynikami analiz Jokiela (1994), zasoby strefy aktywnej wymiany, gromadzone tam okresowo, są duże i wyraźnie wyższe od przeciętnej dla Polski.

Na pozostałych obszarach górskich, pogórzach, w pasie wyżyn oraz na znacznej części pojezierzy, odpływy $Nq_{(90\%)}$ są znacznie mniejsze



Rys. 20. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) estymatora maksymalnego niskiego odpływu jednostkowego – $Nq_{(90\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$]

Spatial arrangement (A) and diversity (B) of maximal 90 % specific low flow estimator – $Nq_{(90\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$]



Rys. 21. Częstość odpływów niskich o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 90 % ($Nq_{(90\%)}$) w badanej próbie zlewni

Frequency of low flow not achieving 90 % probability ($Nq_{(90\%)}$) of the analysed basins set

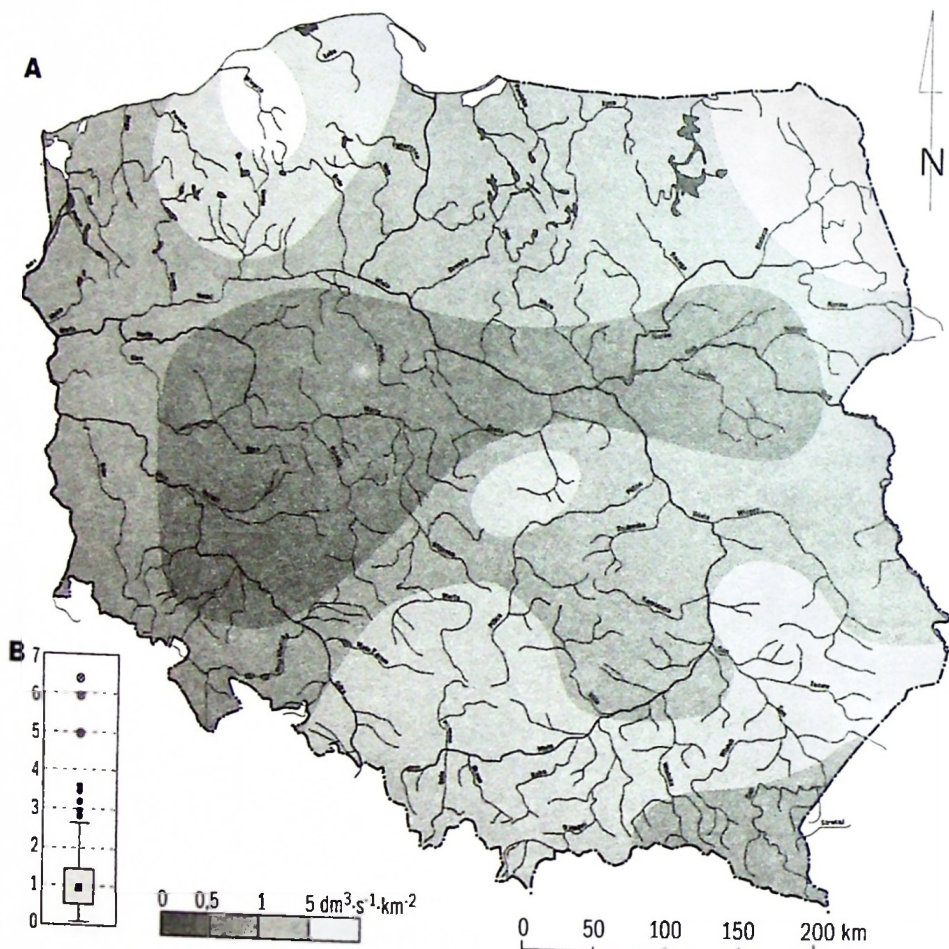
i nie przekraczają $4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Nieco podwyższonymi maksimumami charakteryzują się tylko niektóre zlewnie Roztocza, Podhala oraz Beskidu Śląskiego i Żywieckiego. Małe wartości $Nq_{(90\%)}$, poza terenami nizinnymi, występują także we

wschodniej części Wyżyny Małopolskiej i, co ciekawe, w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich.

W odniesieniu do przestrzennego rozmieszczenia estymatora minimalnego odpływu jednostkowego ($Nq_{(10\%)}$), wyróżnia się zwarty obszar wartości niskich, obejmujący znaczną część Nizy Polskiego (Wielkopolska i Mazowsze) (rys. 22 A). Najwyższe odpływy pojawiają się konsekwentnie na Pojezierzach: Pomorskim, Suwalskim oraz w Tatrach. Warto zwrócić uwagę, że w dużej mierze ma to związek z panującymi na tych obszarach specyficznymi warunkami hydrogeologicznymi. Najwyższe odpływy minimalne występują bowiem w rejonach najbardziej zasobnych w płytkie wody podziemne. Są to na przykład zlewnie położone w regionach, gdzie występują zasobne zbiorniki wód podziemnych, czy to w osadach moren czołowych (Pojezierza: Pomorskie i Suwalskie), czy to w uszczelinionych skałach węglanowych (Wyżyny: Lubelska, Małopolska).

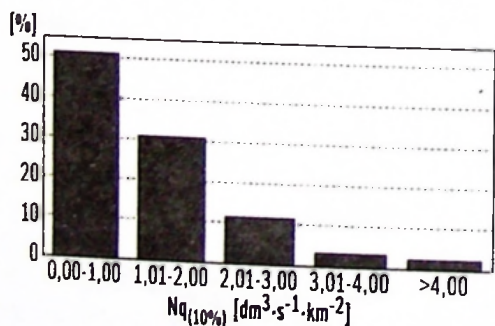
Obszar karpacki (zwłaszcza Beskidy Zachodnie) charakteryzuje się również podwyższonymi wartościami $Nq_{(10\%)}$. Jednakże w tym przypadku, różnicuje się on pod względem zasobności poziomów wodonośnych i szybkości ich szczyptywania. Zróżnicowanie warunków fizycznogeograficznych kształtujących przepływy niżówkowe, było na tym obszarze podstawą regionalizacji wykonanej przez Tłackę (1982). Wyniki jej pracy można śmiało odnieść także do odpływów niskich z uwagi na identyczną

genezę obu zjawisk. Podstawową cechą obszaru karpackiego jest większy niż w innych częściach Polski udział opadów i ewapotranspiracji w kształtowaniu odpływu. Ważną cechą terenów górskich jest ponadto brak dłuższych okresów posusznych. Właściwość ta oraz fakt, iż w okresach niżówek koryta tych rzek zasilane są wodami szczelinowymi (wyfluy o dość stabilnym wydatku) powoduje, że w rzekach górskich niemal stale znajduje się pewna ilość wód pochodzenia gruntowego.



Rys. 22. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) estymatora minimalnego niskiego odpływu jednostkowego – $Nq_{(10\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$]

Spatial arrangement (A) and diversity (B) of minimal specific low flow estimator – $Nq_{(10\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$]



Rys. 23. Częstość odpływów niskich o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 10 % ($Nq_{(10\%)}$) w badanej próbce zlewni

Frequency of low flow not achieving 10 % probability ($Nq_{(10\%)}$) of the analysed basins set

Przeciętny dla próbki zlewni estymator minimalnego niskiego odpływu, w okresie 1971–1990, wynosi $0,99 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ (rys. 22 B). Połowa obliczonych odpływów zawiera się w przedziale od $0,56$ do $1,46 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$. Podobnie, jak we wcześniej analizowanych przypadkach, tu także pojawia się grupa wartości istotnie odstających od przeciętnej. Bezwzględne maksimum $Nq_{(10\%)}$ zanotowano w zlewni Studnicy ($6,36 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$). Równie duże odpływy notuje się w innych zlewniach Pojezierza Pomorskiego: Wieprzy ($5,88 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$) i Brdy ($4,95 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$). Z kolei absolutnie najniższymi odpływami $Nq_{(10\%)}$ charakteryzują się zlewnie Pojezierza Wielkopolskiego. Rozkład elementów

w próbce jest asymetryczny dodatnio (wsp. asymetrii = 2,17) (rys. 23).

Przedstawiony wyżej obraz zmienności przestrzennej jednostkowych odpływów minimalnych zarówno w aspekcie przeciętnych, jak i ekstremów, uzyskano w oparciu o grupę 119 zlewni. Przy niewielkich uproszczeniach można go jednak, z powodzeniem odnieść do całości terytorium Polski i traktować jako swoiste tło do bardziej szczegółowych analiz wewnątrzregionalnych. Zidentyfikowane tu prawidłowości mogą być także pomocne w różnego typu pracach projektowych oraz zadaniach związanych z oceną zasobności wodnej obszarów dla potrzeb gospodarki narodowej.

Odprawy niskie o prawdopodobieństwie 1 %

Konwencjonalne przepływy charakterystyczne są wartościami o nieznanym zwykle prawdopodobieństwie pojawiania się, dlatego w celu określenia charakterystyk inżynierskich (np. przy planowaniu ujęć wody na rzekach), stosuje się przepływy prawdopodobne. W tym podrozdziale zostaną krótko przeanalizowane obliczone odpływy o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1 %. Uzyskano je na podstawie dopasowanych wcześniej teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa.

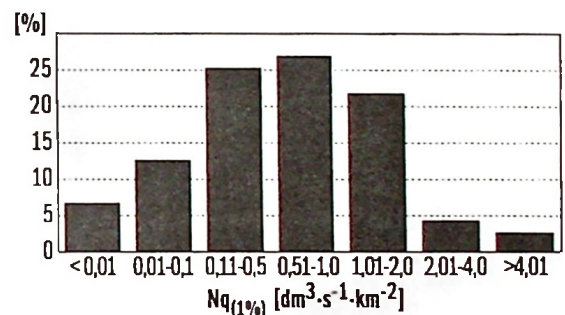
Pomiędzy prawdopodobieństwem nieosiągnięcia p wyrażonym w liczbach bezwzględnych a okresem powtarzalności T zachodzi zależność:

$$p = \frac{1}{T} \quad (26)$$

Oznacza ona teoretycznie, że odpływ (lub przepływ) o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1 %, może się zdarzyć raz na 100 lat lub rzadziej. Analizowane wcześniej estymatory ekstremów odpływu znajdowały się w obrębie rozkładu empirycznego (np. $Nq_{(10\%)}$ – 1 raz na 10 lat – seria 20 letnia). Małe wartości prawdopodobieństwa, dla krótkich szeregów, można uzyskiwać jedynie na drodze ekstrapolacji za pomocą funkcji teoretycznej. Inaczej mówiąc, dla prawdopodobieństw nieosiągnięcia: 1, 2 i 5% (raz na 100, 50 i 20 lat), nie można uzyskać kwantyli w oparciu o rozkład empiryczny. Obliczono je więc za pomocą dopasowanych wcześniej funkcji rozkładów prawdopodobieństwa. Wyniki obliczeń zamieszczono w załączniku 4 (kol. 8-10).

Częstości obliczonych odpływów jednostkowych o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1 % dodatkowo przedstawiono na histogramie (rys. 24). Ponad 70 % (85 zlewni) wszystkich obliczo-

nych wartości jest mniejsza od $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, a tylko niespełna 7 % stanowią odpływy przekraczające $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Wśród obliczonych odpływów o prawdopodobieństwie 1 %, są również wartości mniejsze od zera. Teoretycznie więc, w tych przypadkach (8 zlewni), istnieje jednocentowe prawdopodobieństwo, iż rzeki te mogą wysychać. Należy pamiętać, że wynik ten może być tylko rezultatem matematycznego wyrównywania punktów oraz faktu, że najniższe przepływy obarczone są zwykle dużym błędem, ze względu na niedokładności krzywej natężenia przepływu (konsumcyjnej). Symptomatyczne jest jednak to, że wartości mniejsze od zera lub do niego zbliżone grupują się, w większości, w Wielkopolsce i na Mazowszu, a więc na obszarach najmniej zasobnych w wodę (m.in. Ochnia, Liwiec, Gąsawka, Noteć).

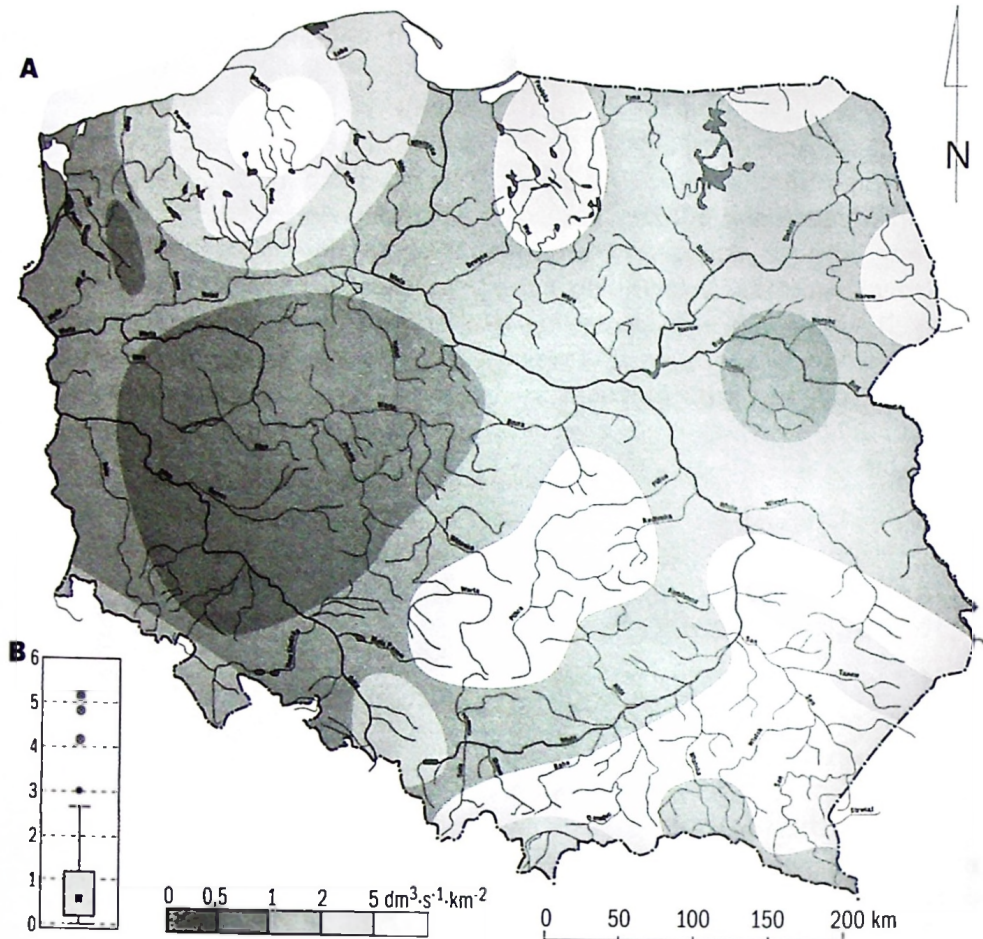


Rys. 24. Częstość minimalnych rocznych odpływów jednostkowych o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1 % ($Nq_{(1\%)}$)

Frequency of yearly specific low flows not achieving 1 % probability ($Nq_{(1\%)}$)

Najwyższe odpływy jednostkowe, o prawdopodobieństwie 1 % przekraczają lokalnie $4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ i występują niemal wyłącznie, w zasobnych w wodę zlewniach położonych w środkowej części Pojezierza Pomorskiego, a więc na obszarach moren czołowych o szczególnie dużej miąższości i zawodnieniu (Studnica, Wieprza, Brda) (rys. 25 A).

Mapę minimalnych odpływów jednostkowych o prawdopodobieństwie wystąpienia 1 %, odnaleźć można również w Atlasie Hydrologicznym Polski (1986). Obraz ten, mimo iż dotyczy innego horyzontu czasowego (lata 1951–1975), jest praktycznie identyczny z prezentowanym w niniejszym opracowaniu. Najmniejsze wartości (poniżej $0,05 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) występują tam również w Wielkopolsce i we wschodniej części Mazowsza. Największe – tak jak w tej pracy – na Pojezierzu Pomorskim, w Tatrach, Sudetach i w centrum Wyżyny Śląskiej. Obraz ten jest w dużej mierze efektem nakładania się warunków hydrogeologicznych, klimatycznych oraz zmian odpływu wynikających z działalności antropogenicznej.



Rys. 25. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) niskiego odpływu jednostkowego o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1% – $Nq_{(1\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$]

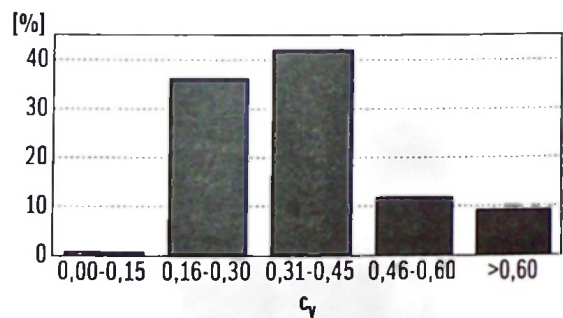
Spatial arrangement (A) and diversity (B) of specific low flows not achieving 1% probability – $Nq_{(1\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$]

ZMIENNOŚĆ ROCZNEGO, JEDNOSTKOWEGO ODPLYWU NISKIEGO

Jedną z najbardziej popularnych i najczęściej stosowanych miar dyspersji jest współczynnik zmienności – c_v (Dobija 1981b; Choinński 1988; Tomaszewski 2001). Jest to charakterystyka niezwykle prosta a jednocześnie bardzo precyzyjna (Dynowska, Tlałka 1982). Obliczono ją według znanej formuły:

$$c_v = \frac{\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}}{\bar{x}} \quad (27)$$

Uzyskane współczynniki zmienności niskich rocznych odpływów jednostkowych (Nq) zamieszczono w załączniku 3, a diagram ich częstości przedstawiono na rys. 26.



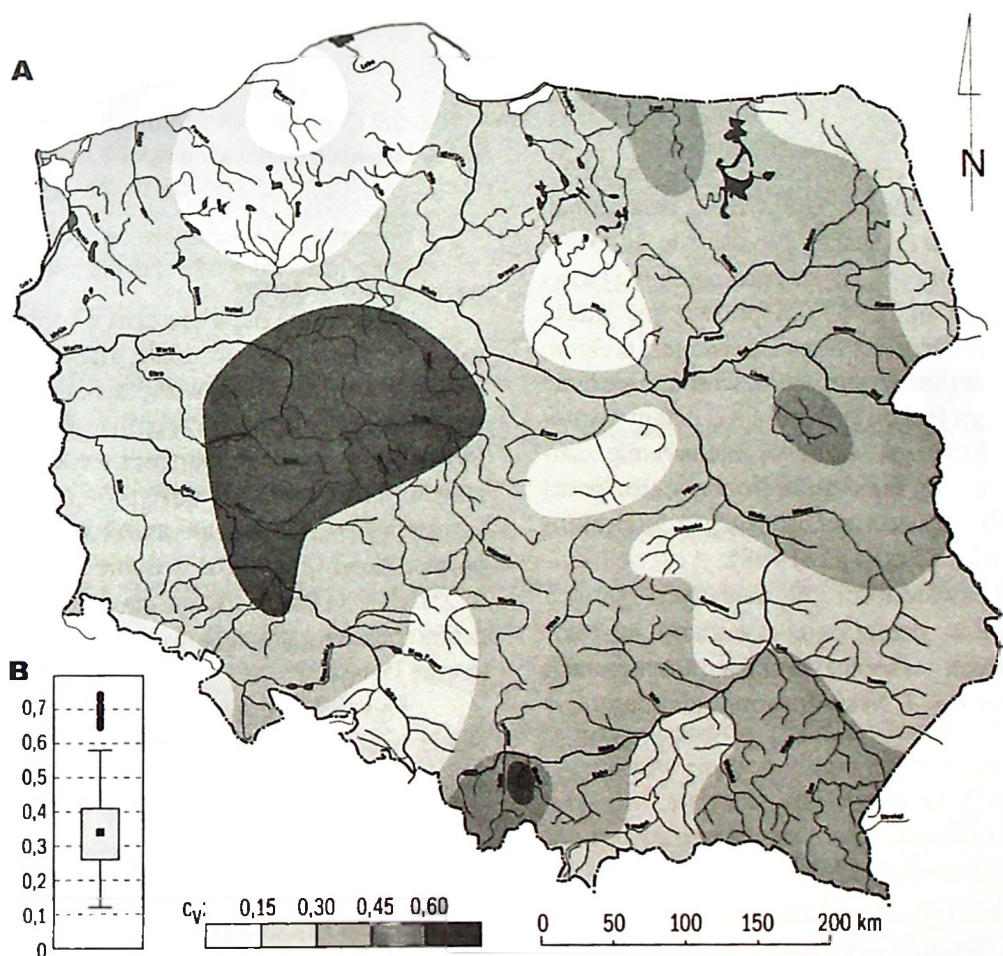
Rys. 26. Częstość współczynnika zmienności (c_v) minimalnych odpływów jednostkowych w badanej próbie zlewni
Frequency of dispersion coefficient (c_v) of yearly specific low flows of the analysed basins set

Prawie 80% wszystkich współczynników zawiera się w przedziale od 0,15 do 0,45. Stosunkowo często zmienność przekracza też 0,60. Wartość przeciętna dla próbki 119 zlewni wynosi 0,34 (rys. 27 B). Rozkład w niej jest zbliżony do normalnego (wsp. asymetrii = 0,9), choć występuje kilka dodatnio odstających wartości. Spośród nich, szczególnie wysokimi współczynnikami wyróż-

niąją się zlewnie: Wieprzówki (0,74), Czarnej Strugi (0,73), Ślęzy (0,71) i Mogilnicy (0,7). Minimum zmienności zanotowano zaś w dorzeczach Studnicy (0,12) i Wieprzy (0,15).

Rozkład przestrzenny współczynnika zmienności minimalnych rocznych odpływów jednostkowych w Polsce zbliżony jest do obrazów przedstawiających rozmieszczenie wielu pokrewnych charakterystyk odpływu (np.: średniego, gruntowego), a prezentowanych przez cytowanych już wcześniej autorów (rys. 27 A). Najbardziej stabilnym, w wieloletnim, odpływie niskim charakteryzują się rzeki Pojezierza Pomorskiego, za wyjątkiem jednak Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. Jak wiadomo, Pojezierze Pomorskie cechuje się dużym udziałem po-

wierzchni piaszczystych, zasobnymi i dość rozległymi poziomami wodonośnymi, dużą miąższością strefy czynnej oraz znaczną lesistością i występowaniem wielu jezior przepływowych – „wygładzających” odpływ. Współczynniki zmienności mniejsze od 0,3 dotyczą przeważnie zlewni i obszarów, na których stosunkowo rzadko występują niżówki i susze atmosferyczne. Gdy już jednak do nich dojdzie, to są one niezbyt głębokie. Zwraca też uwagę zbieżność przestrzenna obszarów o względnie stabilnym, niskim odpływie jednostkowym (dorzecze Wkry, południowa część dorzecza Bzury, Śląsk Opolski i Lubelszczyzna), z zasięgiem dziedzin o dużej i bardzo dużej retencyjności, wydzielonych przez Jokiela (1994).



Rys. 27. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) współczynnika zmienności minimalnych rocznych odpływów jednostkowych – $c_{v(Nq)}$

Spatial arrangement (A) and diversity (B) of dispersion coefficient of yearly specific low flows – $c_{v(Nq)}$

Łatwo też dostrzec, że na obszarach gdzie c_v jest wyższy od 0,45, poziomy wodonośne są zwykle bardzo ubogie i wykazują szybką reakcję na zasilanie. Częstym zjawiskiem są tam głębokie niżówki i susze. Dlatego też, najwyższe wartości

c_v występują w środkowozachodniej części Polski, obejmującej m.in. tereny Pojezierza Wielkopolskiego i północnej części Przedgórze Sudetckiego. Podwyższone wartości współczynnika zaobserwowano także w zlewniach Liwca i Łyny,

systemów słabo zasilanych z małosasobnych, nagiłowych i śródglinowych zbiorników wód podziemnych.

Ciekawy przypadek stanowią zlewnie odwadniające Beskid Śląski i jego Pogórze (Wisła, Wieprzówka). Wykazują one bardzo dużą zmienność niskich odpływów jednostkowych (rys. 27). Według badań cytowanego już Jokiela (1994), zlewnia Wieprzówki należy do obszarów o najmniejszej retencyjności w skali Polski i równocześnie charakteryzuje się wysoką podatnością wód podziemnych na odnawianie. Inaczej mówiąc, małej infiltracji efektywnej towarzyszy na tym terenie szybki proces szczyrpywania zasobów, a co za tym idzie, krótki czas ich wymiany.

BEZWŁADNOŚĆ W SZEREGACH NISKICH, ROCZNYCH ODPIYWÓW JEDNOSTKOWYCH

Stosunkowo niewiele miejsca w polskiej literaturze hydrologicznej zajmują dotychczas zagadnienia dotyczące bezwładności odpływu. W istniejących opracowaniach, autorzy wiążą zwykle siłę bezwładności zjawiska odpływu ze stopniem retencyjności dorzecza (Jeż *et al.* 1987). Upraszczając nieco, można powiedzieć, że duża bezwładność jest efektem dużych możliwości retencyjnych zlewni. Szczególnie wysokim stopniem inercji powinny się zatem cechować przepływy tych rzek, które są intensywnie zasilane drogą podziemną, mają dużą liczbę jezior przepływowych lub odwadniają obszary z głębokim krasem (Bartnik, Jokiel 1998).

Oceny bezwładności w badanych seriach rocznych minimów przepływu, dokonano na podstawie obliczonych współczynników autokorelacji przy przesunięciu $k = 1$. Współczynnik taki dany jest wzorem:

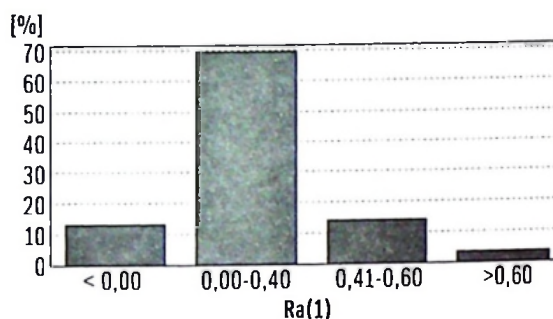
$$R_a = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} (x_i - \bar{x}_i) \times (x_{i+1} - \bar{x}_{i+1})}{(N-1) \times \delta_i \times \delta_{i+1}} \quad (27)$$

gdzie: δ_i, δ_{i+1} – odchylenia standardowe,
 \bar{x}_i, \bar{x}_{i+1} – średnie arytmetyczne,
 N – liczebność szeregu.

Istotność uzyskanych w ten sposób współczynników, przetestowano za pomocą statystyki Q Boxa-Ljunga, która przy zadanym opóźnieniu (k) i dużej liczbie obserwacji ($N > 15$), przyjmuje rozkład χ^2 . Wartość tej statystyki oblicza się ze wzoru:

$$Q_{Ra} = N \times (N-2) \times \sum_{i=1}^k \frac{R_{a,k}^2}{(N-1)} \quad (28)$$

Zamieszczony na końcu opracowania załącznik 3 zawiera wyniki tych obliczeń. Gwiazdką zaznaczono w nim współczynniki istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 5\%$. Z punktu widzenia statystyki Boxa-Ljunga, tylko nieliczne współczynniki (20), są istotne statystycznie. Dotyczy to szeregów, w których wartość współczynnika autokorelacji przekroczyła 0,4 (rys. 28). Większość obliczonych wartości jest od niej niższa (zawiera się w przedziale od 0 do 0,4). Zauważmy także, że 13% współczynników ma wartości ujemne.

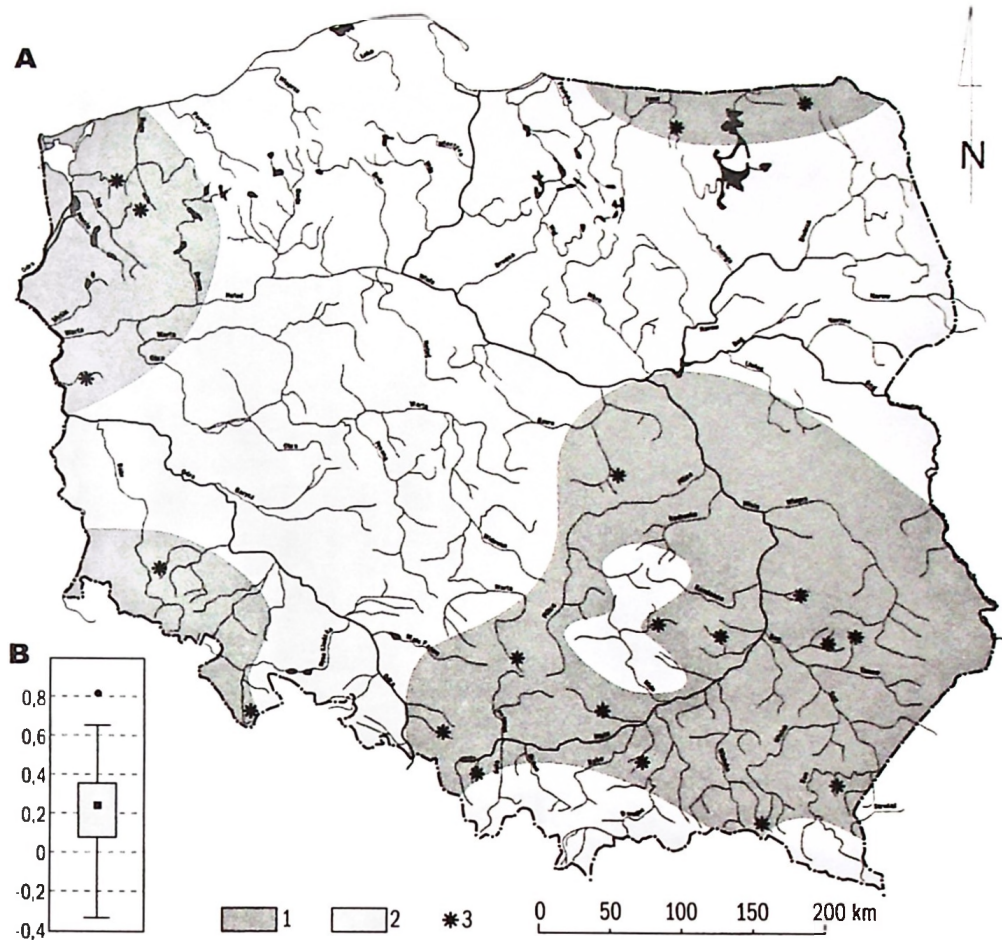


Rys. 28. Częstość współczynników autokorelacji $R_a(1)$ w badanych szeregach niskich rocznych odpływów jednostkowych

Frequency of autocorrelation coefficient $R_a(1)$ of the analysed yearly specific low flow series

Absolutnie największym współczynnikiem autokorelacji, a co za tym idzie, maksymalną bezwładnością rocznych odpływów niskich, charakteryzuje się zlewnia Warty po przekroju w Poraju ($R_a = 0,82$). Stosunkowo wysokie wartości uzyskano również dla zlewni Jasiołki i Rawki ($R_a = 0,65$) (zał. 3). Choć przeciętny współczynnik autokorelacji, dla badanej próbki zlewni, wyniósł jedynie 0,23, co świadczy w zasadzie o braku inercji, to wydaje się, że można dostrzec pewne prawidłowości w jego zmienności na terenie Polski.

Rys. 29 A przedstawia przestrzenne zróżnicowanie współczynnika autokorelacji odpływów niskich w Polsce, w latach 1971–1990. Dość wyraźnie widoczne są tu cztery obszary, na których współczynniki autokorelacji były przeważnie wyższe od 0,3. Pierwszy, obejmuje wyżyny Polski środkowej, część Karpat i Podkarpacie, a także południową część Niziny Mazowieckiej. W odniesieniu do zlewni wyżynnych uzyskany wynik jest dość oczywisty i wynika ze znacznej bezwładności zmian retencji w rozległych zbiornikach wodonośców mezozoicznych i starszych. Znaczna bezwładność odpływów niskich w zlewniach Karpat, Podkarpacia i południowej części Mazowsza jest trudniejsza do wyjaśnienia. W niektórych przypadkach dużą rolę mogą odgrywać czynniki antropogeniczne (np. Utrata, Iłownica – zrzuty ścieków) lub lokalne (np. Rawka – drenaż zasobnego poziomu międzymorenowego).



Rys. 29. Współczynniki autokorelacji ($k = 1$) w szeregach niskich odpływów rocznych

A – rozkład przestrzenny: 1 – autokorelacja przeważnie wyższa od 0,3, 2 – autokorelacja przeważnie niższa od 0,3, 3 – autokorelacja istotna na poziomie istotności 5 %

B – skala zróżnicowania w badanej grupie zlewni

Autocorrelation coefficients ($k = 1$) of yearly low flow series

A – spatial arrangement: 1 – autocorrelation usually exceeds 0.3, 2 – autocorrelation usually lower than 0.3, 3 – autocorrelation significant at the 5 % significance level

B – differentiation scale in the analyzed basins set

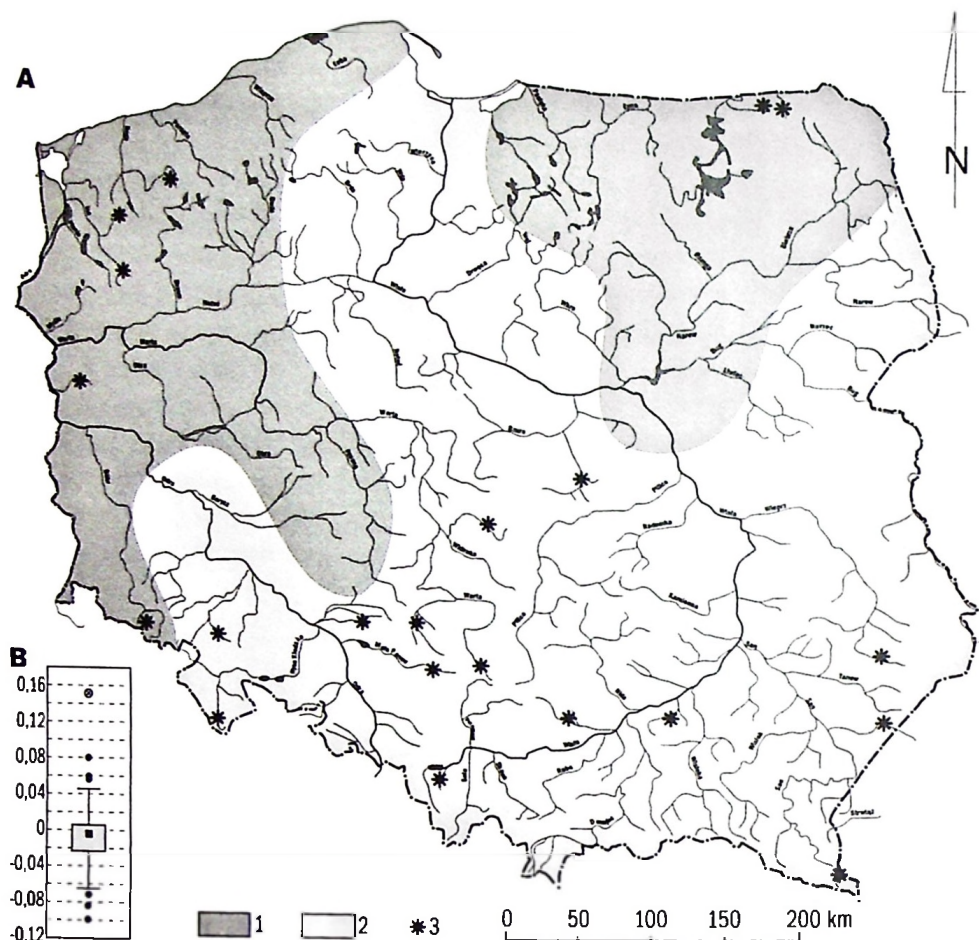
Kolejne dwa obszary znajdują się w zachodniej części Polski i obejmują m.in. Nizinę Szczecińską i Sudety (rys. 29 A). Zarejestrowana tu duża bezwładność może być zarówno efektem znaczącego wpływu klimatu morskiego, łagodzącego i stabilizującego zasilanie w dłuższym okresie czasu, jak też warunków hydrogeologicznych sprzyjających gromadzeniu i drenażowi wód podziemnych o stabilnym wydatku (Bartnik, Jokiel 1998). Czwarty, niewielki obszar tworzy 5 zlewni położonych w północnej części Pojezierza Mazurskiego.

Przedstawiony tu obraz z pewnością nie jest całkiem klarowny. Z tego względu jego interpretacja musi być ostrożna. Można jednak stwierdzić, że szeregi niskich rocznych odpływów jednostkowych w dwudziestolecie 1971–1990, na większości terytorium Polski, charakteryzowały się małą inercją,

a więc uznać za zjawisko losowe. Niektóre szeregi odpływów niskich charakteryzowały się jednak wyraźnym „czerwonym szumem” (wysoką inercją), a więc trudno je uznać za zjawisko w pełni losowe. Nakazuje to, w ich przypadku, szczególną ostrożność przy określaniu przepływów miarodajnych na podstawie charakterystyk bazujących na statystycznych rozkładach prawdopodobieństwa.

WIELOLETNIE TENDENCJE ZMIAN ODPLYWÓW NISKICH ROCZNYCH

Jednym z typów zmian jakim mogą podlegać szeregi przepływów (odpływów) są trendy. Badania tendencji są bardzo powszechnie stosowaną metodą



Rys. 30. Tendencje zmian niskiego odpływu jednostkowego w dwudziestoleciu 1971–1990

A – struktura przestrzenna: 1 – przeważnie trend dodatni, 2 – przeważnie trend ujemny, 3 – trend statystycznie istotny na poziomie 5 %
 B – zróżnicowanie wartości współczynnika kierunkowego trendu

Trends of the specific twenty-year low flow series (1971–1990)

A – spatial structure: 1 – usually positive trend, 2 – usually negative trend, 3 – statistically significant trend at the 5 % level
 B – value diversity of trend direction coefficient

analizy szeregów czasowych, chociaż ostatnio można spotkać w literaturze wiele głosów krytykujących ich nadużywanie (Kozieł 2000). Krytycy twierdzą między innymi, że serie wieloletnich pomiarów elementów hydroklimatycznych mają charakter unikatowych przebiegów fizycznych, zatem zadanie wykrywania trendów nie powinno być rozwiązywane metodami statystyki matematycznej ani teorii procesów stochastycznych. W ich opinii obiektywnym podejściem jest natomiast wykorzystanie teorii funkcji rzeczywistych. W prezentowanym opracowaniu, zagadnienie tendencji w szeregach rozwiązano jednak w sposób tradycyjny, a więc tak jak zaleca WMO (m.in. Cavadias 1992).

Trend jest pewną zadaną funkcją określoną dla odcinka czasu rzeczywistego – t (Kozuchowski 1990):

$$x = f(t) \quad (29)$$

gdzie: f – funkcja trendu.

Najczęściej przyjmuje się, że f jest funkcją liniową, wtedy:

$$x = a + b \times t \quad (30)$$

gdzie: a , b – parametry równania trendu.

W ogólnym przypadku, funkcja ta jest równaniem regresji liniowej, w którym zmienną niezależną jest czas. Dopasowania parametrów funkcji regresji dokonuje się najczęściej metodą najmniejszych kwadratów. W tym celu rozwiązuje się układ równań, szukając minimum wartości funkcji S :

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial a} &= -2 \sum_{i=1}^N (x_i - a - bt_i) = 0 \\ \frac{\partial S}{\partial b} &= -2 \sum_{i=1}^N t_i (x_i - a - bt_i) = 0 \end{aligned} \quad (31)$$

Do oceny, o ile zmienia się wariancja zmiennej tłumaczona równaniem trendu i czy ta

zmiana jest istotna, zastosowano polecany w tym celu test F-Snedecora. Służy on do porównywania zmienności pochodzącej z trendu (przypadającej na jeden stopień swobody), z dyspersją pochodzącą z odchyień od linii regresji:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^N [f(t_i) - \bar{x}]^2}{\sum_{i=1}^N [f(t_i) - \bar{x}]^2} \cdot \frac{k-1}{N-k} \quad (32)$$

Jeżeli statystyka F jest większa od wartości krytycznej dla danego poziomu istotności (tu $\alpha = 5\%$), to mamy do czynienia z równaniem istotnym statystycznie. Wyniki obliczeń zamieszczono w załączniku 3. Ograniczono się tam jedynie do oznaczenia kierunku ewentualnych zmian odpływu ('+' - wzrost odpływu; '-' - spadek) oraz zwrócenia uwagi na trendy istotne statystycznie (*). Równocześnie, współczynniki kierunkowe równań trendu naniesiono na mapę Polski (rys. 30 A).

Również w tym wypadku analiza musi być prowadzona ostrożnie, gdyż dziedziny, które wydzielono na rys. 30 A odznaczają się jedynie przewagą określonego kierunku zmian. Warto zauważyć, że nie tylko nie wszystkie zlewnie, w obrębie danego wydzielenia, cechuje taki sam kierunek zmian odpływu, ale nawet można wskazać przypadek, kiedy najwyższa uzyskana wartość współczynnika kierunkowego trendu położona jest na obszarze, na którym dominuje kierunek przeciwny (Iłownica – Czechowice-Dziedzice). Odwołując się do wyników analizy jednorodności, łatwo zauważyć, że w przypadku tej zlewni, metoda podwójnej masy wykazała, istotną statystycznie, dodatnią zmianę odpływu po roku 1982 (por. rozdz. Materiał badawczy). Wartość statystyki testowej F-Snedecora należała przy tym do największych. Dowodzi to istnienia antropogenicznych zmian warunków odpływu niskiego w tej zlewni – zrzut ścieków.

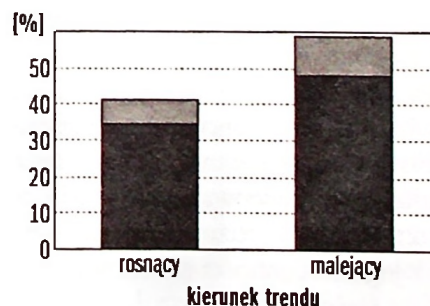
Względny wzrost niskich odpływów jednostkowych cechowały się, w badanym okresie, północne i zachodnie regiony Polski. Obszar, o przeważającej tendencji spadkowej zajmuje zaś pozostałą część kraju (rys. 30 A). To zróżnicowanie kierunków tendencji w zmianach odpływu niskiego może być, zdaniem autora, związane z przejściowością klimatu Polski. Północne i zachodnie krańce naszego kraju podlegają silniejszemu wpływowi mas powietrza, napływających z północnego zachodu i zachodu niż pozostała część naszego kraju. Zjawisko to związane jest z tzw. konwergencją brzegową, na którą zwracali już uwagę w swoich badaniach Ewert (1984) i Mrugała (2001). Występuje ona najsilniej na Pobrzeżu Bałtyckim i przy znacznym uproszczeniu polega na wzrastaniu sum opadów na obsza-

rze znajdującym się pod bezpośrednim wpływem Morza Bałtyckiego.

Spadkową tendencję zmian odpływu w pozostałej części Polski zdają się potwierdzać prace Fał (1993). Autorka wykazała, iż w latach 70. mieliśmy do czynienia z bardzo dużym (największym w stuleciu) odpływem średnim. W następnym dziesięcioleciu zmalał on znacznie, zbliżając się do średniej z wielolecia. Wpłynęło na to zmniejszenie się pozostałych składników bilansu, a zwłaszcza opadów. W efekcie oba dziesięciolecia różnią się istotnie wielkością współczynnika odpływu.

Ogólnie zarejestrowano 49 (41 %) przypadków wzrostu niskich rocznych odpływów jednostkowych w Polsce w latach 1971–1990 oraz 70 (59 %) przypadków zmniejszania się tych odpływów (rys. 31). Istotny statystycznie wzrost odpływu zanotowano jedynie w 8 zlewniach (7 %), natomiast nieco więcej – 13 (11 %) współczynników, wykazywało istotną tendencję spadkową w wielolecium. Największym wzrostem charakteryzował się szereg odpływów zlewni Iłownicy ($0,15 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ na rok), największy spadek wykazały zaś odpływy Szreniawy ($-0,1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ na rok). Oba przypadki wystąpiły w zlewniach sąsiadujących z sobą, co świadczy o dużym zróżnicowaniu przestrzennym wartości współczynników kierunkowych trendu.

Wspomniane wyżej zróżnicowanie dobrze oddaje diagram rys. 30 B. Okazuje się jednak, że gdyby odrzucić kilka (7) wartości odstających, pozostałe będą układać się względnie symetrycznie. Zatem w skali Polski, zmiany odpływów niskich są najprawdopodobniej wynikiem naturalnych fluktuacji. Przeciętna wartość współczynnika trendu jest tylko nieznacznie mniejsza od zera. Dlatego też, nie można mówić o żadnej dominującej tendencji zmian odpływów niskich w Polsce, w badanym okresie.



Rys. 31. Częstość kierunków trendów w szeregach minimalnych rocznych odpływów jednostkowych w dwudziestolecie 1971–1990

jaśniejszym odcieniem oznaczono przypadki istotne statystycznie

Frequency of trend directions of yearly specific low flow series for twenty-year period (1971–1990)

statistically significant cases are marked with a lighter shade

ODPŁYWY NISKIE MIESIĘCZNE

WIADOMOŚCI WSTĘPNE

W rozdziale tym zaprezentowane zostały wyniki analizy szeregów niskich miesięcznych odpływów 119-elementowej próbki zlewni, z obszaru Polski. Podobnie jak w części poświęconej odpływom rocznym, miary i procedury statystyczne, których wcześniej nie stosowano, zostały omówione systematycznie w miarę ich pojawiania się w toku rozważań. Zakres analiz, jakim poddano wartości miesięczne różni się od tego, jaki został uwzględniony w przypadku odpływów rocznych. Niektórych wcześniej zastosowanych metod nie wykorzystano w tym rozdziale, inne zaś omówiono szerzej. Silna autokorelacja występująca w szeregach Nq_m , zwalnia również z prób dopasowywania teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa. Istnienie silnej inercji odpływów jest bowiem dostateczną przesłanką, świadczącą o braku losowości analizowanej serii. W tej sytuacji, stosowanie teoretycznych funkcji prawdopodobieństwa, zakładających losowy dobór elementów w zbiorach jest niecelowe.

W przypadku odpływów miesięcznych, zrezygnowano również z przeprowadzonej, w odniesieniu do wartości rocznych, analizy tendencji odpływu. Obliczenia z całą pewnością wykazałyby bowiem istnienie tendencji zmian odpływów w tych samych przypadkach, które zaprezentowano w poprzednim rozdziale. Natomiast więcej uwagi zostało poświęcone sezonowej zmienności odpływu niskiego na obszarze Polski, przy czym zagadnienie jego bezwładności postanowiono znacznie rozszerzyć. Wnioski uzyskane w toku poszczególnych analiz posłużyły przede wszystkim do oceny przestrzennej zmienności różnych cech odpływu niskiego oraz jego zmienności sezonowej.

STRUKTURA SEZONOWA

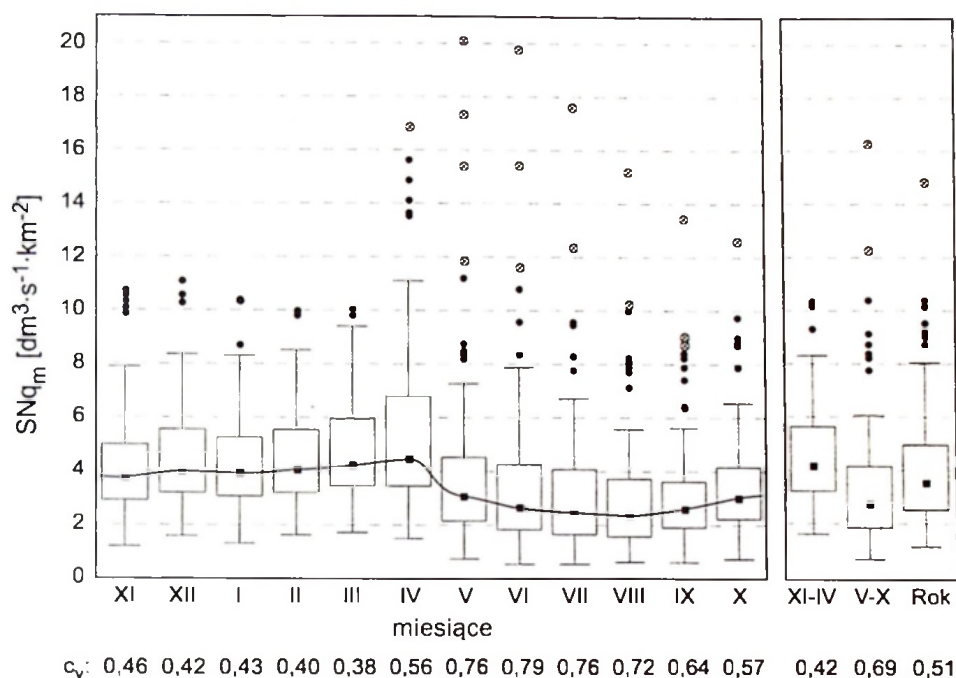
Odpiwy średnie niskie miesięczne (SNq_m)

Prezentacja sezonowej struktury odpływu niskiego na obszarze Polski rozpocznie się od analizy

wartości przeciętnych w poszczególnych miesiącach. W tym celu, na podstawie właściwych dla każdej zlewni dwudziestoelementowych szeregów minimalnych odpływów jednostkowych, z poszczególnych miesięcy okresu 1971–1990, obliczono średnie arytmetyczne. Ich rozkład przestrzenny, przedstawiono w sekwencji map. Pierwszych 12, prezentuje rozmieszczenie średniego niskiego odpływu jednostkowego na terytorium Polski, w poszczególnych miesiącach. Kolejne zaś są syntezą poprzednich, przedstawiają bowiem średni niski odpływ jednostkowy w odniesieniu do poszczególnych półroczy i całego roku. Prezentowane charakterystyki uśredniano najpierw „po czasie”, wybierając minimalne odpływy w danym miesiącu i analizując je dla wielolecia, a następnie „po przestrzeni” – uzyskując kartograficzny obraz zjawiska. Obliczony równolegle przeciętny minimalny odpływ jednostkowy w danym miesiącu można więc, z pewnym przybliżeniem, traktować jako estymator odpływu niskiego w Polsce. Mapy wykonano w konwencji dazymetrycznej, dokonując interpolacji geograficznej wartości przypisanych do środków geometrycznych zlewni. We wszystkich przypadkach zastosowano identyczną szerokość przedziałów. Dzięki temu poszczególne obrazy są porównywalne.

Podstawowe cechy rozkładów i zróżnicowanie odpływów w poszczególnych miesiącach i sezonach wielolecia, przedstawiono i zanalizowano na podstawie wykresu wykonanego w konwencji *box & whisker* (rys. 32). Na rysunku tym zwraca, przede wszystkim, uwagę gwałtowny spadek wartości środkowej (mediany) odpływu na przełomie półroczy zimowego i letniego (IV–V). Jego istnienie potwierdzają nie tylko obliczone mediany, ale także wyraźne różnice w wieloletniej dyspersji niskich odpływów zimowych i letnich oraz obliczone dla tych miesięcy współczynniki zmienności (c_v). Znacznie różnią się także „pudełka”, przedstawiające kolejny aspekt zmienności w sezonach – zimowym i letnim.

Półrocze zimowe charakteryzuje się w Polsce wyższym odpływem minimalnym (ponad $4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) niż letnie. Tylko w niewielu zlewniach przeciętny niski odpływ jednostkowy, w tej porze roku, jest większy od granicy wyznaczonej przez półtora odchylenia międzykwartylowego. W półroczu letnim, środkowa (mediana) odpływów



Rys. 32. Zróżnicowanie średniego niskiego odpływu jednostkowego (SNq_m) w poszczególnych miesiącach i w wieloletniu (1971–1990)

Diversity of mean specific low flow (SNq_m) for individual months and for the long-term period (1971–1990)

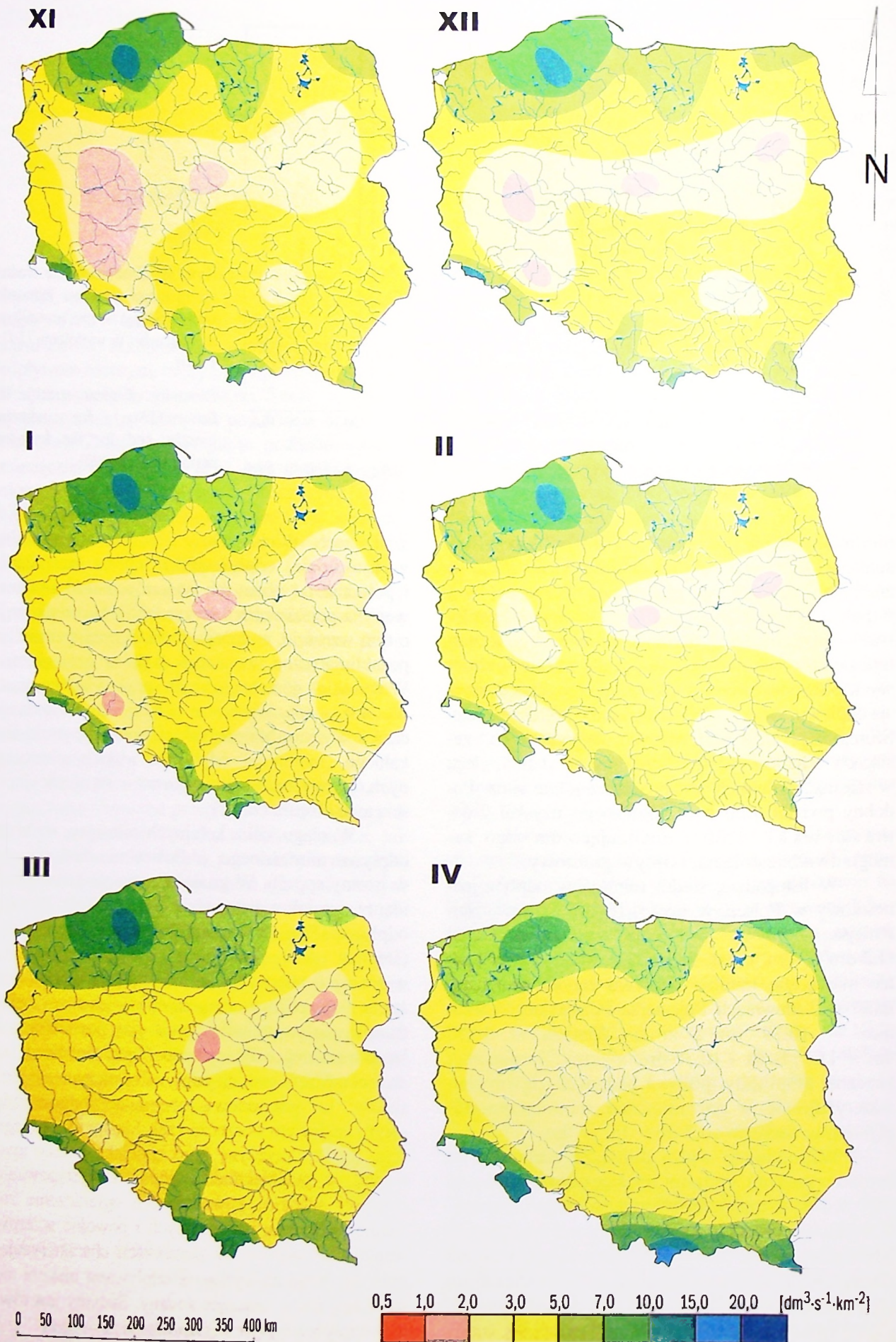
minimalnych nie przekracza $3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Stosunkowo dużo jest też przypadków, kiedy SNq_m są znacznie większe od przeciętnej. Kwiecień jest w pewnym sensie miesiącem przelomowym, ponieważ wartość mediany odpływu minimalnego kształtuje się na poziomie właściwym dla miesięcy zimowych. Równocześnie jednak cechuje go duża dyspersja odpływu, która z kolei znamionuje półrocze letnie. Szeregi odpływów minimalnych we wszystkich miesiącach charakteryzuje asymetria dodatnia, lecz w miesiącach letnich jest ona szczególnie silna. Podobny podział roku hydrologicznego uzyskał Tomaszewski (2001) analizując, dla tego samego dwudziestolecia, odpływ gruntowy.

W listopadzie, średni minimalny odpływ jednostkowy w Polsce, wynosi $4,16 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Najmniejsze odpływy występują w zlewni Ochni ($1,2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) (zał. 5, rys. 32). Maksymalne średnie miesięczne minima odpływu zanotowano natomiast w 3 zlewniach Pojezierza Pomorskiego: Studnica – $10,79 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$; Wieprza – $10,56 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$; Brda – $10,36 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Pomimo tak znacznej amplitudy, połowa badanych zlewni charakteryzuje się, w tym miesiącu, minimalnym odpływem w zakresie od 3 do $5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Wspomniane wyżej dorzecza cechujące się bardzo wysokimi średnimi miesięcznymi minimami odpływu w listopadzie, tworzą na mapie „wyspę” w środkowej części Pojezierza Pomorskiego (rys. 33 XI). Podwyższone odpływy niskie występują zresztą niemal na całym Pomorzu, a także w wysokich górach (Karkonosze, Tatry). Z kolei, najmniejsze odpływy (poniżej $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) pojawiają się wtedy

w rzekach Wielkopolski i Kujaw. Generalnie, w listopadzie, odpływ niski wzrasta na północ i południe od nizinnych obszarów Polski środkowej. Na pojezierzach i wyżynach Polski środkowej o tym wzroście, w dużej mierze, decydują czynniki pozaklimatyczne, zwłaszcza budowa geologiczna. W wysokich górach, głównym sprawcą są natomiast wysokie opady. W obrębie południowo-wschodniej części Wyżyny Małopolskiej formuje się strefa lokalnego „minimum” odpływów niskich miesięcznych, spowodowana stosunkowo małą retencyjnością tego obszaru (zał. 1).

W ciągu kilku kolejnych miesięcy, rozkład odpływu minimalnego w Polsce nie zmienia się w istotny sposób. W grudniu, sytuacja jest niemal identyczna jak w listopadzie (rys. 33 XII). Wzrost odpływu (SNq_{XII}) w skali Polski jest nieznaczny (średnia: $4,50 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) i uwarunkowany, w znacznej mierze, opóźnioną reakcją zbiorników strefy aktywnej wymiany na opady jesienne, związane z napływem wilgotnych mas powietrza polarno-morskiego. W styczniu obraz ten nieco się zmienia. Strefa niskich odpływów zaczyna się rozszerzać ku wschodowi, obejmując jednocześnie swym zasięgiem dorzecza rzek Śląska Opolskiego (rys. 33 I). Przyczynę tego zjawiska należy upatrywać w przemarznieniu gruntu i występowaniu pokrywy śnieżnej, powodujących ograniczenie zasilania poziomów wodonośnych i powolne szczypanie ich zasobów. W dorzeczach charakteryzujących się dotąd najwyższymi odpływami niskimi nie następują żadne znaczące zmiany. Stabilny jest również odpływ z wyżyn węglanowych.



Rys. 33. Średni niski odpływ jednostkowy (SNq_m) – 1971–1990 (XI–VI)

Mean specific low flow (SNq_m) – 1971–1990 (XI–VI)

Zróznicowanie regionalne odpływu niskiego w lutym i marcu jest podobne, dlatego miesiące te będą omówione łącznie. W porównaniu do stycznia, w lutym następuje tylko nieznaczny wzrost wartości przeciętnych i zmniejszenie przestrzennego zróżnicowania odpływu minimalnego. Marzec (SNq_{III}) jest natomiast miesiącem o najbardziej wyrównanym odpływie niskim miesięcznym w wieloletciu. Pojawiło się też w nim najwyższe przeciętne minimum (Ślęza – $1,72 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Znaczna część terenów centralnej Polski charakteryzuje się wtedy stabilnym przestrzennie odpływem na poziomie $3\text{--}5 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (rys. 33 II i III). Jedynie w rzekach Wielkopolski, Niziny Śląskiej i północnej części Niziny Mazowieckiej pojawiają się relatywnie niskie odpływy. Zanikanie i przesuwanie się tej strefy z zachodu ku wschodowi związane jest z przemieszczaniem się „frontu” roztopów wiosennych.

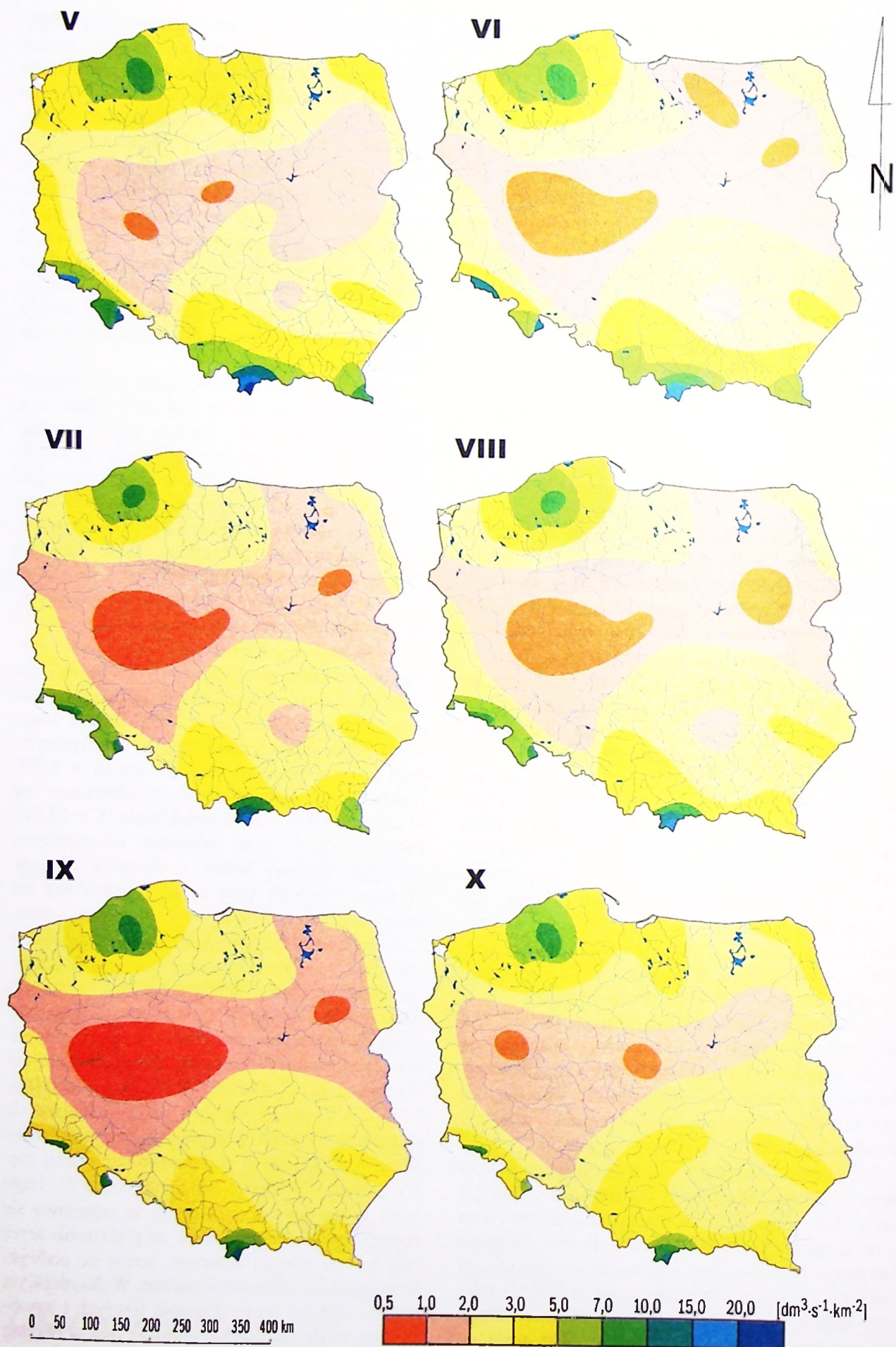
W późniejszym czasie, na terenach o płytkich i mało zasobnych poziomach wodonośnych, „zawieszonych” na glinach zwałowych (obszar Wielkopolski), następuje bardzo szybkie szczypanie zasobów wód podziemnych, nagromadzonych w czasie roztopów. Dlatego to właśnie tu, już w kwietniu, pojawiają się stosunkowo niskie odpływy (najmniejsze wartości ogranicza izopleta $3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) (rys. 33 IV). W miesiącu tym, stosunkowo duże dotąd minima, na Pojezierzu Pomorskim, zaczynają się zmniejszać. W tej sytuacji, „zyskują” na znaczeniu obszary górskie. W tym czasie, zlewnie na tych terenach wchodzi w fazę reakcji na zasilanie roztopowe (Biały Dunajec – $16,91 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Czarny Dunajec – $15,63 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Łomnica – $14,88 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Biała Łądecka – $13,54 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Rozkład odpływu niskiego z obszaru Polski zaczyna przypominać mapę ukształtowania powierzchni Polski, co z oczywistych względów związane jest z przestrzenną zmiennością klimatu. O dużym zróżnicowaniu odpływu kwietniowego w Polsce świadczą stosunkowo wysokie współczynniki zmienności ($c_v = 0,56$), asymetrii ($A = 1,72$) i kurtozy ($K = 3,26$). Wszystkie przytoczone tu wartości znacznie się różnią od typowych dla miesięcy półrocza zimowego. Stanowi to dodatkowe potwierdzenie wcześniejszej tezy, iż kwiecień jest miesiącem swoistego przelomu w rozkładzie sezonowym odpływów niskich.

W maju, estymator odpływu niskiego (SNq_V) ulega w Polsce znacznemu obniżeniu o ponad $1,4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (rys. 32). Ta tendencja spadkowa trwa aż do sierpnia ($2,99 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Potem następuje ponowny, powolny jego wzrost aż do „stabilizacji zimowej”. Równocześnie, w ciągu kolejnych miesięcy letnich, zaznacza się w skali Polski stopniowe zmniejszanie się dyspersji odpływu. Od maja do sierpnia bardzo liczna jest grupa zlewni, w których

przeciętny odpływ niski jest znacznie większy od wartości wyznaczanej przez półtora odchylenia międzykwartylowego. W tych miesiącach maksymalne odpływy niskie pojawiają się głównie w zlewniach obszarów górskich (Biały Dunajec – $20,00 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Czarny Dunajec – $17,26 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Łomnica – $15,44 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Podwyższone odpływy minimalne utrzymują się w tych zlewniach do sierpnia. Przyczyniają się do tego zarówno wzmożone opady letnie, jak i podwyższony odpływ pochodzący z opóźnionych (w górnych partiach dorzeczy) roztopów. W tym czasie, w innych rejonach Polski, zasilanie związane z infiltracją wód roztopowych już się zakończyło, a wiele zlewni z obszarów nizinnych, osiąga minimum odpływu niskiego.

Podczas, gdy na przeważającej części kraju postępuje proces obniżania się odpływów niskich, to na obszarach górskich ich wartości nadal wzrastają. W centralnej Polsce zaczyna się wówczas „rozwijać” strefa najniższych odpływów niskich, obejmująca prawie cały pas nizin. Maj jest zatem miesiącem, w którym odpływy te wykazują ogromne zróżnicowanie przestrzenne i obejmują pełne spektrum zmienności: od poniżej $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ do ponad $20 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (rys. 34 V). W tym względzie podobny do maja jest tylko czerwiec (rys. 34 VI).

Kolejne trzy miesiące charakteryzują się zbliżonym rozkładem przestrzennym odpływu niskiego (rys. 32). Stosunkowo najbardziej zróżnicowany jest on w czerwcu (SNq_{VI}) – $c_v = 0,79$. Maksima osiąga wtedy kilka ważnych charakterystyk statystycznych. Poza znaczną asymetrią prawostronną ($A = 3,07$), rozkład odpływów niskich charakteryzuje się w czerwcu także silną wysmukłością ($K = 13,24$). Podobnie jak w maju, najbardziej od przeciętnej odbiegają odpływy niskie z obszarów górskich. W ciągu kolejnych kilku miesięcy zauważalny jest jednak stopniowy zanik tej różnicy. Spośród wszystkich obiektów, minimalne $SNq_{VI\text{--}VIII}$ pojawiają się najczęściej w zlewni Ochni, zaś absolutnie najmniejsze odpływy niskie, zanotowano tam w sierpniu ($0,54 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). W tym miesiącu, najniższe odpływy występują zarówno w rzekach odwadniających obszary Nizin Środkowopolskich, jak i na znacznej części Pojezierza Mazurskiego (rys. 34 VI, VII, VIII). Odpływ niski zmniejsza się również w rzekach Wielkopolski oraz północnego Mazowsza, a także w południowo-wschodniej części Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej. W ciągu kilku kolejnych miesięcy strefy te stopniowo się pogłębiają. Warto tu dostrzec, że praktycznie przez cały rok, w obrębie Roztocza, notuje się podwyższone wartości odpływów niskich. W decydującym stopniu wpływa na to obecność licznych i zasobnych w wodę poziomów wodonośnych w obrębie skał węglanowych.



Rys. 34. Średni niski odpływ jednostkowy (SNq_m) – 1971–1990 (V–X)

Mean specific low flow (SNq_m) – 1971–1990 (V–X)

W ciągu pozostałych miesięcy półroczna ciepłego (wrzesień – SNq_{IX} , październik – SNq_X) estymator odpływu niskiego w Polsce nieznacznie wzrasta do ponad $3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (rys. 34 IX i X). Wzrost ten nie obejmuje jednak zlewni obszarów górskich, co związane jest nie tylko z dalszym szczypaniem nagromadzonych wcześniej rezerw, lecz przede wszystkim z obniżeniem sum opadów atmosferycznych (Biały Dunajec – $13,22 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Wyraźnie zwiększa się jednak odpływ niski w dorzeczach pojezierzy i pobraży. Proces ten jest – najprawdopodobniej – wynikiem podwyższonych opadów jesiennych i wzrostu infiltracji efektywnej. W zlewniach położonych w centrum kraju, w dalszym ciągu zachodzi powolne wyczerpywanie się rezerw strefy aktywnej wymiany.

W październiku, minimalne odpływy w rzekach Wielkopolski zaczynają rosnąć a zasięg, rozbudowanej dotąd strefy najmniejszych odpływów, kurczy się. Równocześnie następuje rozszerzenie strefy odpływów przeciętnych, a liczba wartości odstających oraz bezwzględne maksimum (Biały Dunajec – $12,52 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) ulegają zmniejszeniu. W związku z tym, rozkład odpływu wyplaszcza się ($K = 5,02$) (rys. 32). Strefa relatywnie niskich odpływów ($< 2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) także się kurczy (rys. 34 X). Jednocześnie zmniejsza się zasięg występowania odpływów najniższych (Mogilnica – $0,73 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, Ochnia – $0,75 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Październik jest zatem miesiącem wyrównanych odpływów niskich w skali Polski.

Ogólnie można zauważyć, że w miesiącach półroczna letniego, w przeważającej części kraju (poza obszarami górskimi) odpływ niski stabilizuje się. Dochodzi do stopniowego zaniku kontrastów. Zasadniczą rolę w procesie tego wyrównywania spełnia oczywiście ewapotranspiracja, rozłożona bardzo równomiernie na terenie całej Polski. Podobny wniosek pojawia się w pracy Tomaszewskiego (2001).

Przeciętne wartości estymatora odpływu niskiego są w półroczu chłodnym zdecydowanie wyższe niż w ciepłym (odpowiednio: $4,6$ i $3,34 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) (zał. 5, rys. 32). Decydują o tym znacznie wyższe odpływy niskie we wszystkich miesiącach półroczna zimowego. Podobny jest natomiast, w obu półroczach, rozstęp międzykwartylowy. Świadczy to o równomiernym rozłożeniu różnic w całej badanej próbie zlewni. W cieplej połowie roku, wyraźnie odstają od innych dwie zlewnie: Biały Dunajec ($16,42 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) oraz Czarny Dunajec ($12,18 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). W półroczu zimowym, maksimum odpływu SNq_m zanotowano w dorzeczu Łomnicy ($10,29 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$), zaś minimum letnie jest zdecydowanie niższe niż zimowe i wynosi $0,65 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Ochnia). Jednocześnie, wskaźnik kurtozy obliczony dla półroczna ciepłego ($K = 9,99$) jest dziesięciokrotnie

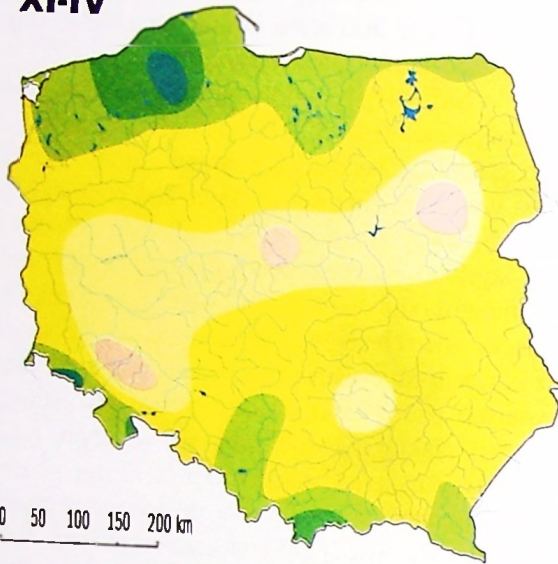
większy od obliczonego dla chłodnej połowy roku. Wpływa na to duża liczba zlewni, których letni odpływ niski znacznie odbiega od przeciętnej.

Najmniejsze odpływy niskie pojawiają się w czerwcu (rys. 32). W kolejnych miesiącach, aż do grudnia następuje ich powolny wzrost. Proces ten jest wynikiem zimowej zmiany relacji pomiędzy opadami, ewapotranspiracją i infiltracją efektywną. W styczniu następuje ponowny, krótkotrwały spadek minimum odpływu niskiego, wynikający z przemarznięcia wierzchniej warstwy gruntu, a tym samym, z odcięcia od zasilania opadowego, poziomów drenowanych przez rzeki. Dalszy wzrost minimum odpływu niskiego rozpoczyna się w lutym, by już w marcu osiągnąć maksimum ($1,72 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$). Czynnikiem sprawczym są tu oczywiście roztopy, występujące wtedy na większości obszaru Polski. Wody pochodzące z tajania pokrywy śnieżnej, infiltrują, wpływając na wzrost odpływu podziemnego. Jednakże lokalnie, w miejscach głębszego przemarznięcia gleby, mogą one spływać bezpośrednio do cieków, tworząc szybkie formy odpływu. W kolejnych miesiącach następuje zaś stopniowe szczypanie zasobów zgromadzonych w zbiornikach wód podziemnych, co wpływa na zmniejszenie odpływów niskich

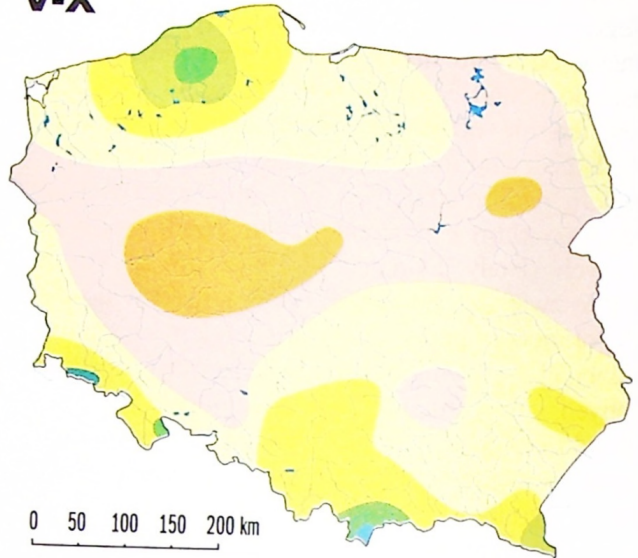
Przestrzenne rozmieszczenie średnich niskich odpływów jednostkowych w Polsce przedstawiono na rys. 35. W całym półroczu chłodnym układ stref o podobnych wartościach średniego odpływu niskiego wykazuje znaczne podobieństwo do układu grudniowego (por. rys. 33 XII). Z kolei rozkład przestrzenny średniego odpływu niskiego w półroczu ciepłym, w dużej mierze przypomina sytuację z czerwca i lipca (por. rys. 34 VI i VII). Potwierdza to tezę, iż w ciepłym półroczu o wielkości odpływu niskiego decyduje wysokość opadów i ewapotranspiracji, co wpływa na wielkość infiltracji efektywnej i odpływ podziemny. Równocześnie należy zwrócić uwagę na korelację, jaka zachodzi pomiędzy tym obrazem a rozkładem opadów w półroczu letnim (Sadowski, Kuźmińska 1986). Powyższe tezy znajdują też potwierdzenie: w odniesieniu do współczynnika odpływu całkowitego – w pracy Dynowskiej (1971b), zaś – w stosunku do średniego letniego odpływu gruntowego – w pracy Tomaszewskiego (2001).

Średni niski miesięczny odpływ jednostkowy, z terytorium Polski, w całym dwudziestolecu 1971–1990 (SNq_m), wynosi $3,97 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, zaś rozkład przeciętnych dla wszystkich badanych zlewni cechuje niewielka asymetria dodatnia – $A = 1,71$ (rys. 32, zał. 5). Ekstremalne średnie odpływy niskie wynoszą: $1,13 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Ochnia) i $12,85 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Biały Dunajec). Układ przestrzenny estymatora odpływu niskiego w Polsce cechuje się występowaniem kilku wyraźnych stref. Najniższe odpływy,

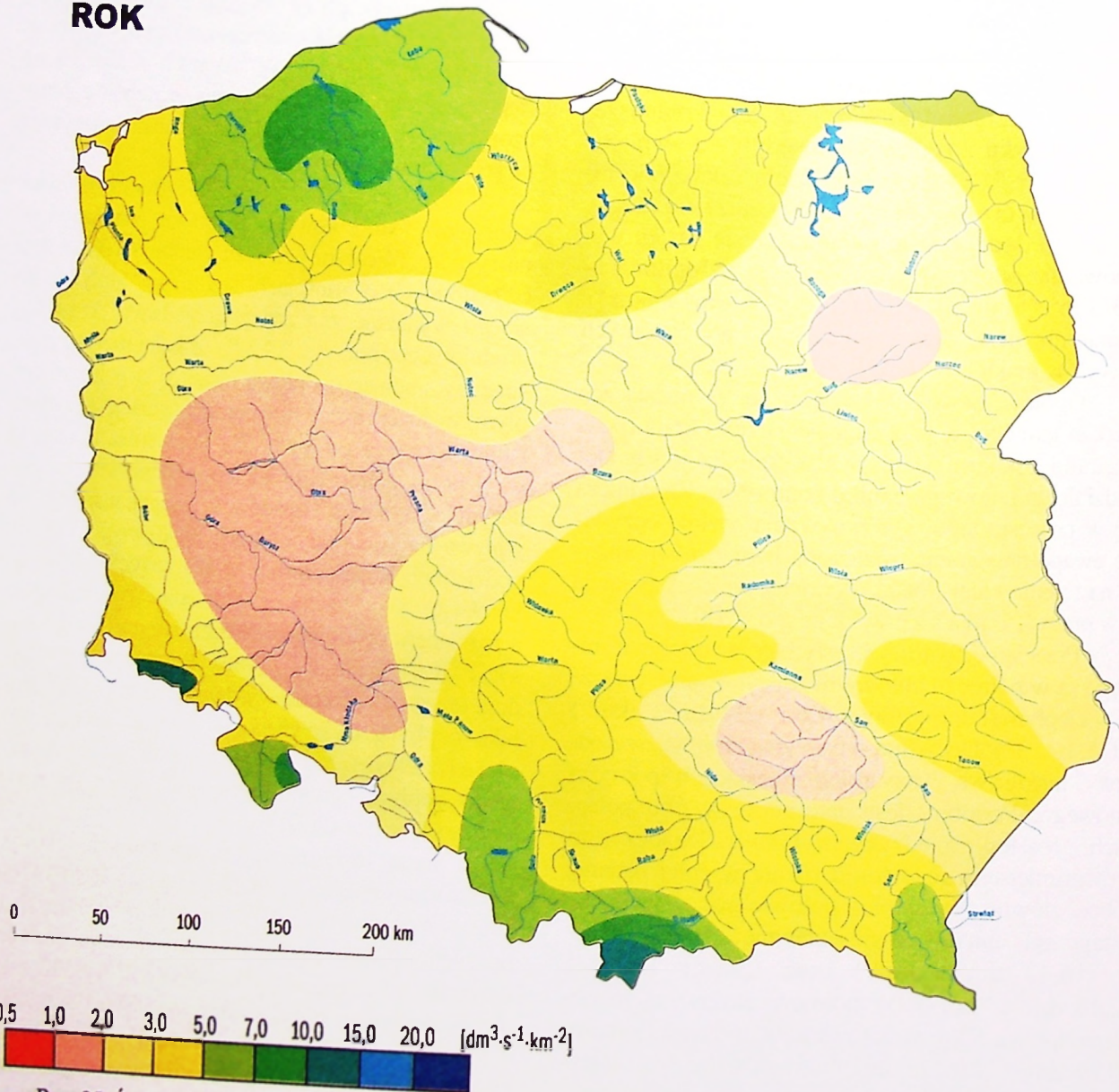
XI-IV



V-X



ROK



Rys. 35. Średni niski miesięczny odpływ jednostkowy w półroczach i w wieloleciu (SNq_m) – 1971–1990
 Mean specific low flow for half-year and long-term periods (SNq_m) – 1971–1990

z przedziału $1-3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, charakteryzują zlewnie należące do pasa nizin środkowopolskich. Wartości mniejsze od $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ pojawiają się w zlewniach środkowej Wielkopolski, Dolnego Śląska, północnej części Mazowsza oraz południowo-wschodniego skłonu Gór Świętokrzyskich i części Kotliny Sandomierskiej. Na większości obszarów pojeziernych i wyżynnych (z wyjątkiem Pojezierza Olsztyńskiego i Wyżyny Kielecko-Sandomierskiej), odpływy niskie są wyższe od $3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Lokalnie, na Pojezierzu Pomorskim osiągają one wartości z przedziału od 7 do $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Największe SNq_m występują zaś w górach, gdzie ich rozmieszczenie wykazuje silny związek z orografią. Strefa podwyższonych odpływów niskich zarysowuje się też na Pojezierzu Mazurskim, w okolicach Garbu Lubawskiego.

Przedstawiony wyżej porządek przestrzenny jest w dużej mierze zbliżony do zaprezentowanego w poprzednim rozdziale rozmieszczenia średniego niskiego odpływu rocznego (por. rys. 12). Podobieństwo rysuje się także w stosunku do różnych map przedstawiających rozmieszczenie średniego odpływu podziemnego (Orsztynowicz 1973, 1986; Paszczyk 1975; Gutry-Korycka 1978; Jokiel 1994; Bartnik, Jokiel 2000; Tomaszewski 2001). Pojawiające się różnice dotyczą głównie wartości bezwzględnych, a ich przyczyna tkwi w odmienności stosowanych metod oraz w doborze wielkości badanej próbki zlewni. W pewnym zakresie wpływa na to także metoda interpolacji i interpretacji kartograficznej uzyskanych wyników.

Najnowsze spośród cytowanych wyżej opracowań, dotyczy tego samego 20-letniego okresu obserwacyjnego (Tomaszewski 2001). Autor ten, badając odpływ podziemny w Polsce, uzyskał podobną przedstawionej dysproporcję odpływu w obu półroczach, choć nie poświęcił jej większej uwagi. W skali Polski minimum odpływu gruntowego pojawia się o 2 miesiące wcześniej niż minimum odpływu rzeczno. Ciekawym zagadnieniem byłoby z pewnością poznanie struktury przestrzennej tej relacji. Przekracza to jednak założony zakres niniejszego opracowania.

Zmiany sezonowe odpływu niskiego w świetle wskaźników Markhama

Przedstawiona wyżej analiza odpływów niskich miesięcznych dotyczyła zagadnienia zmian sezonowych. Jednakże odnosiła się ona do z góry zdefiniowanych przedziałów czasowych (miesiące). Zaprezentowane poniżej podejście polega na potraktowaniu odpływu miesięcznego jako wielkości wektorowej. Dzięki temu, obliczona wypadkowa może

wskazywać na dowolny dzień w roku. Dzięki temu możliwe jest ustalenie pory koncentracji odpływu, jako zmiennej ciągłej i opisanie jej za pomocą wielkości liczbowej.

Wykorzystano w tym celu formuły zaproponowane przez Markhama do badania struktury sezonowej opadów. W Polsce zostały one po raz pierwszy zastosowane w pracach Koźuchowskiego i Wibig (1986, 1988). Procedurę Markhama stosował także Tomaszewski (2001) do analizy struktury sezonowej odpływu podziemnego.

Indeks sezonowości obliczono na podstawie szeregów minimalnych miesięcznych odpływów jednostkowych z okresu 1971–1990. Każdą z wartości utożsamiono z wektorem $\vec{r}(1,2,\dots,12)$, którego długość jest proporcjonalna do wartości odpływu minimalnego. Drugą cechą każdego wektora jest jego kąt nachylenia (α), uzależniony od położenia środka danego miesiąca względem początku roku hydrologicznego. Każdy z kątów obliczono przy wykorzystaniu formuły:

$$\alpha_i = \frac{360 \times S}{365}, [^\circ] \quad (33)$$

gdzie: S – liczba dni między początkiem roku a środkiem danego miesiąca.

Wypadkową dwunastu wyznaczonych w ten sposób wektorów \vec{r}_i jest wektor \vec{R} o module $|\vec{R}|$ i kierunku ω . Jeżeli długość wektora wypadkowego $|\vec{R}|$ podzielimy przez sumę długości wektorów cząstkowych $|\vec{r}_i|$, otrzymamy indeks sezonowości (IS).

$$IS_{Nq_m} = \frac{|\vec{R}|}{\sum |\vec{r}_i|} \times 100\% \quad (34)$$

Wskaźnik ten zawiera się w przedziale od 0 do 100 %. Wartości najmniejsze dotyczą dwu sytuacji. Po pierwsze wtedy, gdy odpływ rozłożony jest równomiernie w ciągu roku (długość wszystkich wektorów jest taka sama), a po drugie wówczas, gdy koncentruje się on w dwu „przeciwstawnych” miesiącach (np. w styczniu i lipcu lub w lutym i sierpniu). Uwagi te nakładają na użytkownika metody obowiązek ciągłej weryfikacji uzyskiwanych wyników.

Kąt nachylenia wektora \vec{R} wskazuje zaś porę występowania najwyższych średnich niskich odpływów miesięcznych (ω_{MAX}). Uzyskamy go przekształcając wzór (33) tak, aby po lewej stronie równania pozostał parametr S , zaś kąt α zastąpimy wartością ω_{MAX} :

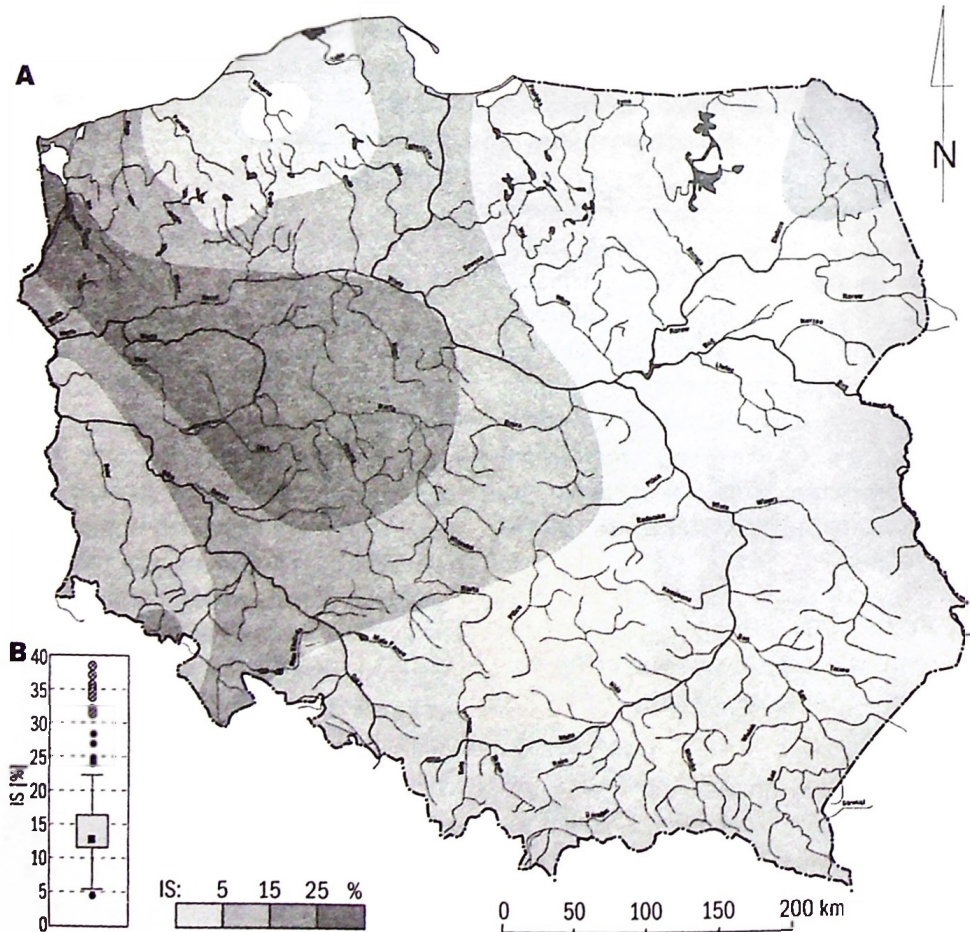
$$\omega_{MAX} = \arctg \left(\frac{\sum_{i=1}^{12} |\vec{r}_i| \cos \alpha_i}{\sum_{i=1}^{12} |\vec{r}_i| \sin \alpha_i} \right) \quad (35)$$

Z punktu widzenia prowadzonej tu analizy odpływów minimalnych, szczególnie ważna jest informacja o porze występowania wartości najmniejszych, a nie jak zakładał autor metody – maksimum. Aby nie ingerować w samą metodę, opartą przecież o analizę długości wektorów, zastosowano prostsze rozwiązanie i przekształcono dane wyjściowe. W tym celu, każdą wartość w szeregu odjęto od wyznaczonego dla danej zlewni maksymalnego odpływu niskiego. Uzyskano w ten sposób ciąg wartości, symetrycznych względem maksimum (największe stały się najmniejszymi i odwrotnie). Zabieg ten umożliwił obliczenie pory występowania najniższych średnich niskich odpływów miesięcznych ω_{MIN} . Uzyskane w ten sposób wskaźniki ω_{MAX} i ω_{MIN} wyrażono w dobach względem początku roku. W celu uproszczenia interpretacji wyników, sprowadzono je do przedziałów miesięcznych i zamieszczono w załączniku 6.

Średni indeks sezonowości odpływów niskich w Polsce wynosi 15 %, zaś jego mediana – 12,7 % (rys. 36 B). Rozkład badanej próbki jest skośny, na co mają wpływ liczne wartości odstające. Ekstrema zanotowano w dorzeczach: Czarnej Strugi (maksimum – 38,5 %) oraz Studnicy

(minimum – 4,2 %). Choć przedział zmienności jest tu dość duży, to połowa wszystkich wartości mieści się w stosunkowo wąskim zakresie: 11,5÷16,0 %.

Uzyskane wyniki warto porównać ze wskaźnikami sezonowości innych charakterystyk hydroklimatycznych, obliczonymi dla Polski. Indeks sezonowości odpływu średniego uzyskany dla obszaru Polski środkowej i wielolecia 1951–1998 wynosi 22 % (K o ż u c h o w s k i [red.] 2000). W przypadku opadów jest on nawet nieco wyższy i waha się w granicach 24÷30 %. Wskazuje to na większą koncentrację opadów i odpływów średnich w stosunku do niskich. W pełni porównywalne przestrzennie wyniki analizy sezonowości odpływów gruntowych znajdziemy w pracy T o m a s z e w s k i e g o (2001). Średni dla Polski indeks sezonowości odpływu gruntowego wynosi: 14,7 %, przy zmienności przestrzennej w granicach od 2,4 do 37,0 %. Natomiast indeksy obliczone przez K o ż u c h o w s k i e g o i W i b i g (1988), dla szeregów opadów atmosferycznych pochodzących z obszaru Polski, są od nich przeciętnie o połowę wyższe. Ma to związek z retencją, która wyrównuje sezonowe wahania odpływu



Rys. 36. Rozmieszczenie (A) i częstość (B) indeksu sezonowości odpływów niskich miesięcznych $IS(Nq_m)$

Spatial arrangement (A) and frequency (B) of seasonality index of the monthly low flow $IS(Nq_m)$

wynikające z okresowego zasilania. Na obszarach, których zasoby wód podziemnych są duże i duża jest pojemność zbiorników aktywnej wymiany, występuje dość równomierne rozłożenie odpływu we wszystkich miesiącach roku. Małe wartości indeksu sezonowości wskazują na istnienie nierównomiernego odpływu, co z kolei podyktowane jest niską pojemnością strefy aktywnej wymiany i szybką jej reakcją na zasilanie i drenaż.

Przestrzenne rozmieszczenie indeksu sezonowości odpływów niskich miesięcznych w Polsce, w okresie 1971–1990, przedstawia rys. 36 A. Należy zwrócić uwagę na znaczną różnicę pomiędzy zachodnią częścią Polski (dorzecze Odry i rzek Przymorza – średnia = 19 %) a jej częścią wschodnią (dorzecze Wisły i pozostałe – średnia = 12,5 %). Podobnie różni się też wartość mediany (odpowiednio: 18 % i 2,3 %). Zachodnia część kraju charakteryzuje się również większą zmiennością przestrzenną indeksu w stosunku do obszarów położonych na wschodzie. W dorzeczu Wisły, odpływy niskie są rozłożone dość równomiernie w ciągu całego roku (5÷15 %). Znacznie bardziej zróżnicowane sezonowo są zaś odpływy niskie w zlewniach położonych w dorzeczu Odry i w obrębie Przymorza (0÷25 %).

Zarysowane tu różnice poziomu sezonowości odpływów niskich w dorzeczach Odry i Wisły, są zapewne spowodowane tymi samymi czynnikami, które decydują o przejściowości klimatu naszego kraju. Tereny Polski zachodniej podlegają silniejszemu wpływowi masy powietrza oceanicznego, zaś dorzecze Wisły jest pod tym względem bardziej „kontynentalne”. W tym kontekście, linia działu wodnego pierwszego rzędu, przecinająca nasz kraj, nabiera nowego znaczenia. Stanowi ona bowiem swoistą granicę przewagi wpływów atlantyckich nad oddziaływaniem kontynentu azjatyckiego na reżim odpływu, zwłaszcza w odniesieniu do jego minimów.

Największą sezonowością odpływu niskiego cechuje się obszar Wielkopolski. Odpływy niskie są mocno „skoncentrowane” w sezonie letnio-jesiennym, a niżówki są bardzo głębokie. Indeks sezonowości jest tu praktycznie równy wartości, jakie uzyskuje się w odniesieniu do opadów atmosferycznych. W środkowej części Pojezierza Pomorskiego wartości IS_{Nqm} są zaś najmniejsze w Polsce i lokalnie nie przekraczają 5 % (minimum = 4,2 %). Świadczy to o bardzo równomiernym rozłożeniu odpływów niskich w ciągu roku, a pośrednio o ogromnej retencyjności tego obszaru. Okresy wezbrań i niżówek są tam stosunkowo krótkie i niezbyt wyraźne zaznaczone.

Równie ciekawe wnioski płyną z analizy drugiej z charakterystyk wprowadzonych przez Markhama – pory koncentracji odpływu. Stosując opisaną wcześniej procedurę, dla każdej

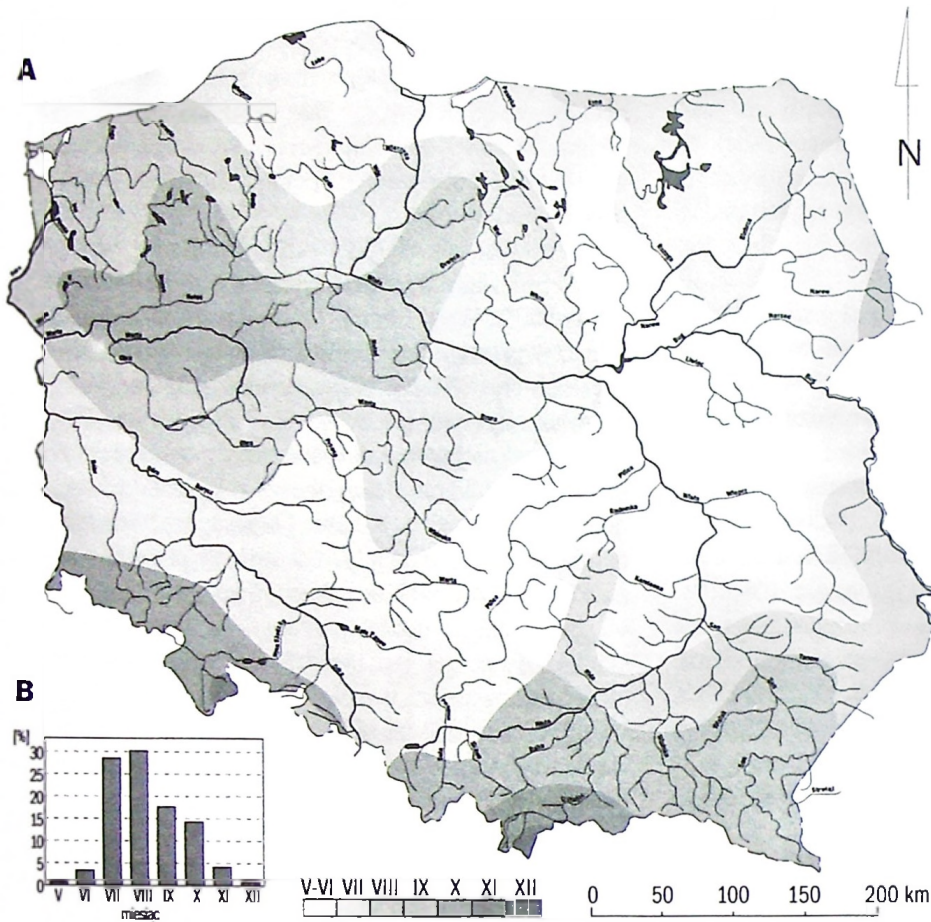
zlewni, obliczono dwie miary: porę występowania najniższych niskich odpływów miesięcznych – ω_{min} oraz porę występowania najwyższych odpływów niskich – ω_{max} . Obie uzyskane wartości są wskaźnikami określającymi kąt nachylenia, w przybliżeniu, przeciwstawnych do siebie wektorów wypadkowych.

Najniższe odpływy niskie najliczniej występują w miesiącach letnich, zwłaszcza w lipcu i sierpniu (rys. 37 B) – średnio w sierpniu. Sytuacja taka dotyczy prawie całej Polski z wyjątkiem terenów górskich (rys. 37 A). Najwcześniej (maj, czerwiec), minima odpływu pojawiają się w dorzeczu Nidy. W ciągu kolejnych kilku miesięcy następuje stopniowe przesuwanie się tej strefy, w kierunku północnej Wielkopolski i Kujaw. Dopiero we wrześniu, najniższe wartości odpływów niskich pojawiają się na Pogórzu Karpackim i Przedgórzu Sudeckim oraz w górnej części dorzecza Narwi. Na terenach górskich zauważalna jest swoista piętrowość związana ze zróżnicowaniem wysokości położenia zlewni (im wyżej, tym najniższe odpływy pojawiają się później). Z tego też względu, najpóźniej, bo w grudniu, występują one w Tatrach Wysokich.

Przyczyną, która decyduje o występowaniu, na przeważającej części obszaru Polski, minimów w okresie letnim, jest stopniowe szczypanie nagromadzonych w okresie zimowym rezerw wód podziemnych. Większe opóźnienie w tym względzie obszarów górskich związane jest w dużej mierze ze zmianami temperatury oraz z opóźnieniem roztopów, które dodatkowo wspomagane są przez wysokie opady letnie. Czynniki te przyczyniają się do znacznego zasilania strefy aktywnej wymiany w miesiącach letnich. W tym samym czasie, na terenach niżej położonych, zgromadzone zimą zasoby wód podziemnych są już na wyczerpaniu.

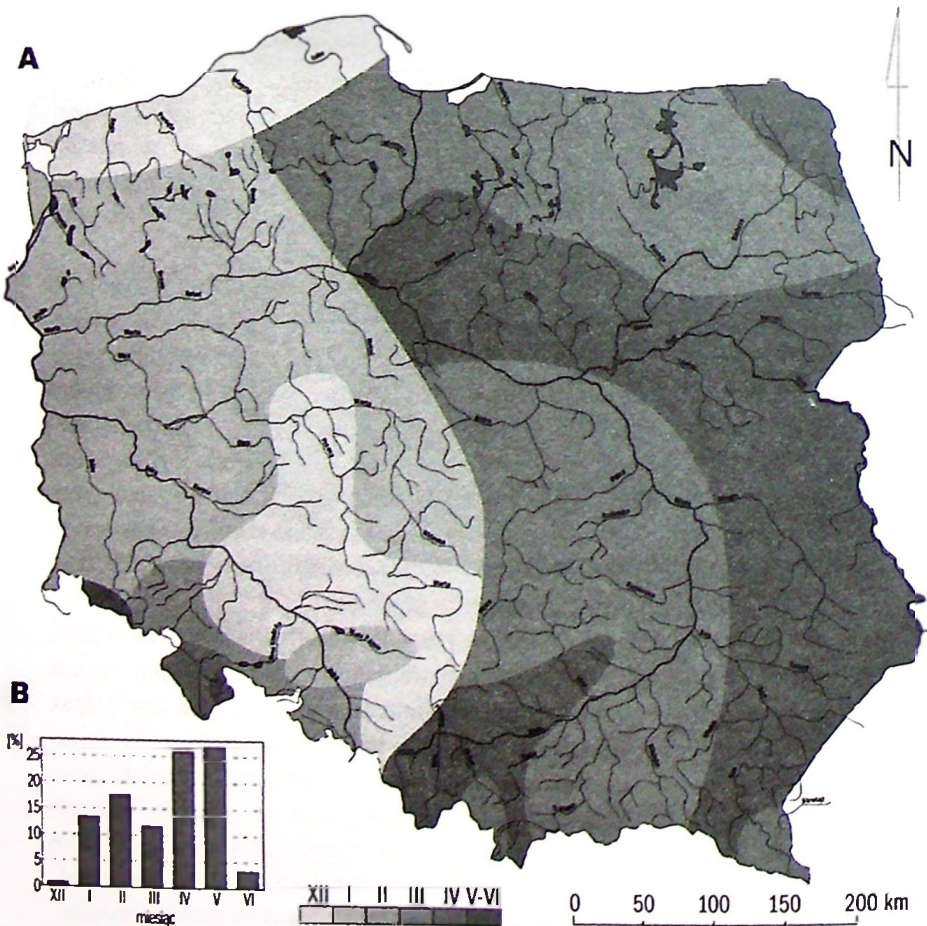
Wyjątkowo późną, jak na tereny niżowe, porę występowania najniższych niskich odpływów stwierdzono w Wielkopolsce. Tłumaczyć to należy relatywnie małym zasilaniem i wysokim parowaniem w okresie letnim. Następuje wtedy stopniowe szczypanie zasobów wód podziemnych i postępujące zmniejszone zasilanie cieków wodami gruntowymi. W konsekwencji, podwyższone minima notowane są ponownie dopiero po zasileniu poziomów wodonośnych jesiennymi opadami.

Kolejna prezentowana mapa przedstawia przestrzenne zróżnicowanie terminów, w których minima odpływu są największe. Obraz ten nie jest jednak odbiciem lustrzanym wcześniejszego (rys. 38). Zwraca uwagę, omówiony wcześniej, porządek przestrzenny terminu pojawiania się wartości najwyższych. Praktycznie całe dorzecze Odry (z wyjątkiem obszarów górskich) oraz dorzecza rzek bezpośrednio uchodzących do Bałtyku w północno-zachodniej



Rys. 37. Pora (A) i częstość (B) występowania najniższych średnich niskich odpływów miesięcznych $MIN(SNq_m)$

Season (A) and frequency (B) appearing of minimal monthly low flow $MIN(SNq_m)$



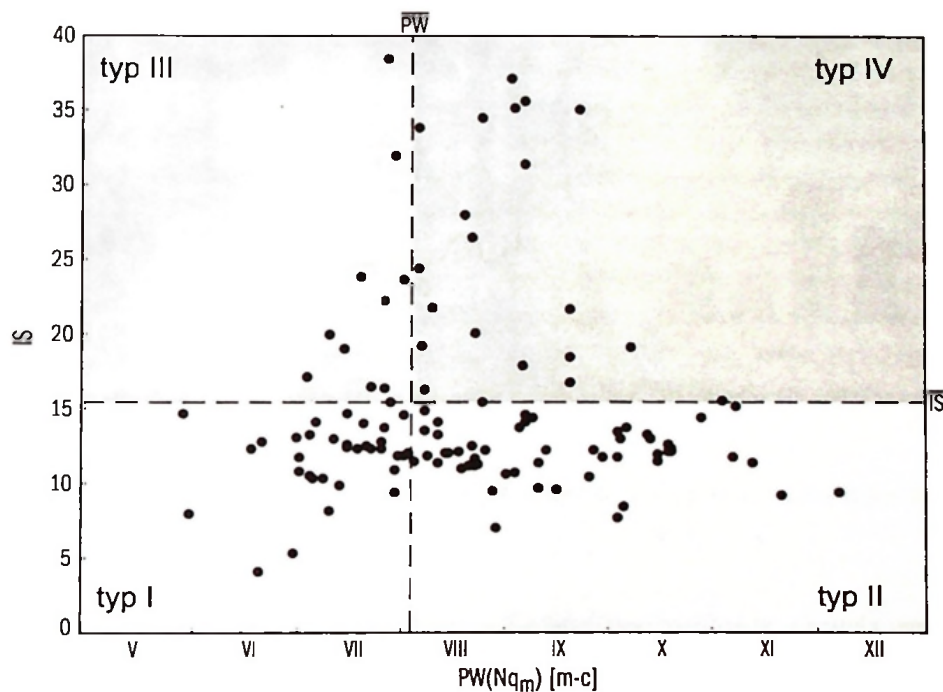
Rys. 38. Pora (A) i częstość (B) występowania najwyższych średnich niskich odpływów miesięcznych $MAX(SNq_m)$

Season (A) and frequency (B) appearing of maximal monthly low flow $MAX(SNq_m)$

części Polski, cechują się występowaniem maksimum Nq_m w miesiącach zimowych (styczeń, luty). W dorzeczu Wisły, podwyższone odpływy niskie notowane są natomiast dopiero w miesiącach późno wiosennych (kwiecień, maj). Zróżnicowanie rozkładu odpływów niskich w tych dwóch częściach kraju, potwierdzają też wartości średnie. W całym dorzeczu Odry i rzek Przymorza, największe odpływy niskie pojawiają się na przełomie lutego i marca, w dorzeczu Wisły – średnia przypada zaś na kwiecień. Należy zwrócić uwagę na brak „strefy przejściowej”, w której maksimum odpływu niskiego miałyby miejsce w marcu. Tylko w zlewniach sudeckich marzec jest miesiącem maksymalnych odpływów niskich i wzmoczonej reakcji rzek na wiosenne zasilanie roztopowe. W ponad 50 % badanych zlewni, pora kon-

centracji wypada w obrębie dwóch miesięcy: kwietnia i maja. W kolejnych 30 % maksymalne odpływy niskie grupują się w styczniu i w lutym.

Nieco inne rezultaty uzyskał Tomaszewski (2001), badając porę koncentracji odpływu gruntowego. Autor, nie zauważył żadnego, wyraźnego porządku przestrzennego wskaźnika pory koncentracji. W 40 % badanych przez niego zlewni, odpływ podziemny koncentrował się w lutym. Natomiast przeciętny wskaźnik pory koncentracji odpływu całkowitego obliczony przez Jokiela i Kożuchowskiego (1989), dla dorzeczy Wisły i Odry, osiągnął w wieloleciu 1901–1980 wartość wskazującą na połowę kwietnia. Opóźnienie to należy tłumaczyć dużym rozmiarem badanych dorzeczy.



Rys. 39. Typy sezonowej zmienności odpływów niskich miesięcznych (Nq_m) w Polsce w latach 1971–1990

IS – indeks sezonowości; $PW(Nq_m)$ – pora występowania najniższych Nq_m

Typ I: $IS < \overline{IS}$, $PW < \overline{PW}$; Typ II: $IS > \overline{IS}$, $PW < \overline{PW}$; Typ III: $IS < \overline{IS}$, $PW > \overline{PW}$; Typ IV: $IS > \overline{IS}$, $PW > \overline{PW}$

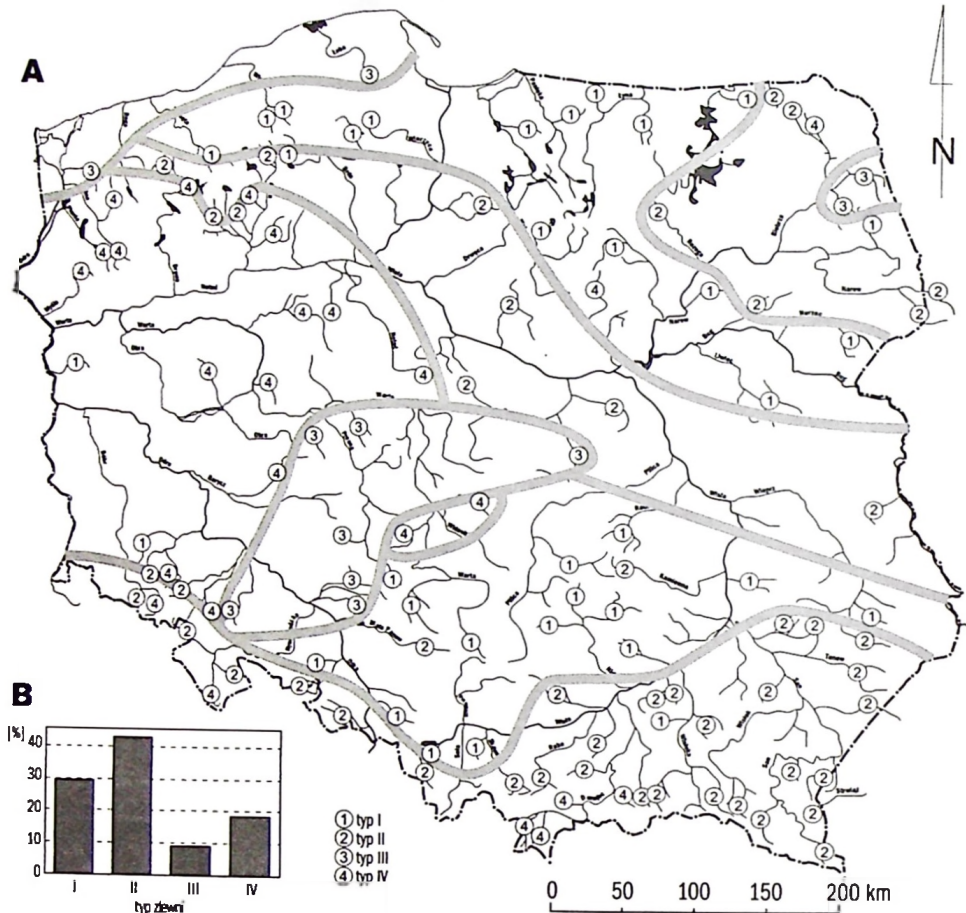
Types of seasonal diversity of monthly low flows (Nq_m) in Poland within 1971–1990

IS – seasonality index; $PW(Nq_m)$ – season of the lowest Nq_m appearing

Type I: $IS < \overline{IS}$, $PW < \overline{PW}$; Type II: $IS > \overline{IS}$, $PW < \overline{PW}$; Type III: $IS < \overline{IS}$, $PW > \overline{PW}$; Type IV: $IS > \overline{IS}$, $PW > \overline{PW}$

W celu identyfikacji obszarów, na których występują zlewnie charakteryzujące się podobnym rozkładem sezonowym odpływów niskich, sporządzono wykres prezentujący indeks sezonowości w funkcji pory występowania najniższych Nq_m (rys. 39). Delimitacji dokonano dzieląc pole zmienności na 4 części za pomocą, obliczonych

dla obu zmiennych, średnich arytmetycznych (linie przerywane na wykresie). Przyjęto więc, że w poszczególnych częściach diagramu „znajdują” się zlewnie różniące się z punktu widzenia sezonowej zmienności odpływu niskiego. Rozmieszczenie tych typów na obszarze Polski przedstawiono na rys. 40 A.



Rys. 40. Rozmieszczenie (A) i liczebność (B) typów zlewni wyznaczonych według kryterium sezonowości odpływów niskich
 por. rys. 39

Spatial arrangement (A) and number (B) of basin types appointed by a seasonality of low flow criterion
 cf. Fig. 39

Typ I skupia zlewnie, w których najniższe odpływy niskie pojawiają się wcześniej (maj–lipiec) a różnicowanie odpływów niskich w ciągu roku jest niewielkie ($IS_{Nqm} < 15\%$). Stanowią one ponad 30% wszystkich badanych obiektów. Najwięcej zlewni przynależnych do tego typu występuje na wyżynach węglanowych i na pojezierzu Warmińsko-Mazurskim (z wyjątkiem jego części północno-wschodniej – m.in. Pojezierze Elckie) oraz we wschodniej części Pojezierza Zachodnio-Pomorskiego. Do tego typu należą zatem obszary o dużej stabilności odpływu i znacznej zasobności wodnej strefy aktywnej wymiany.

Typ II obejmuje zlewnie o równomiernym odpływie niskim ($IS_{Nqm} < 15\%$) a ich najniższe odpływy jednostkowe pojawiają się późnym latem i jesienią (od sierpnia do grudnia). Skupia on największą liczbę zlewni (ponad 40%), grupujących się głównie na obszarach górskich i podgórskich (Sudety, Karpaty i Podkarpacie). Typ ten występuje również, jako przeważający, na obszarze Podlasia, we wschodniej części Pojezierza Mazurskiego oraz w pasie przebiegającym

z południowego wschodu ku północnemu-zachodowi wzdłuż dolnej części doliny Wieprza, a także w dorzeczach środkowej i dolnej Wisły.

Typ III stanowi stosunkowo najmniej liczną grupę zlewni (ok. 10%). Wykazują one dużą sezonowość odpływu niskiego ($IS_{Nqm} > 15\%$), a wartości najmniejsze pojawiają się latem (w lipcu). Jest on charakterystyczny dla zlewni Pobrzeża Bałtyckiego, Wzgórz Sokólskich oraz obszaru obejmującego wschodnią część Niziny Śląskiej i północną część Niziny Południowo-Wielkopolskiej.

Typ IV obejmuje w zasadzie jedynie dolną i środkową część dorzecza Odry (zachodnia część Niziny Śląskiej i Wielkopolska). Charakteryzuje się najmniejszą zasobnością w skali Polski, ale szczypanie rezerw strefy aktywnej wymiany zachodzi tam dość powoli.

Przedstawione wyżej wyniki analizy sezonowości odpływu niskiego w Polsce są bardzo interesujące, a co najistotniejsze, wnoszą kilka nowych informacji o jego strukturze przestrzennej. Mogą być

więc przydatne przy ocenie kierunków i charakteru potencjalnych przemian reżimu odpływu rzek Polski, w odniesieniu do długookresowych zmian klimatycznych, a także oceny wpływu gospodarczej działalności człowieka na ten reżim.

ZMIENNOŚĆ ODPLYWÓW NISKICH MIESIĘCZNYCH

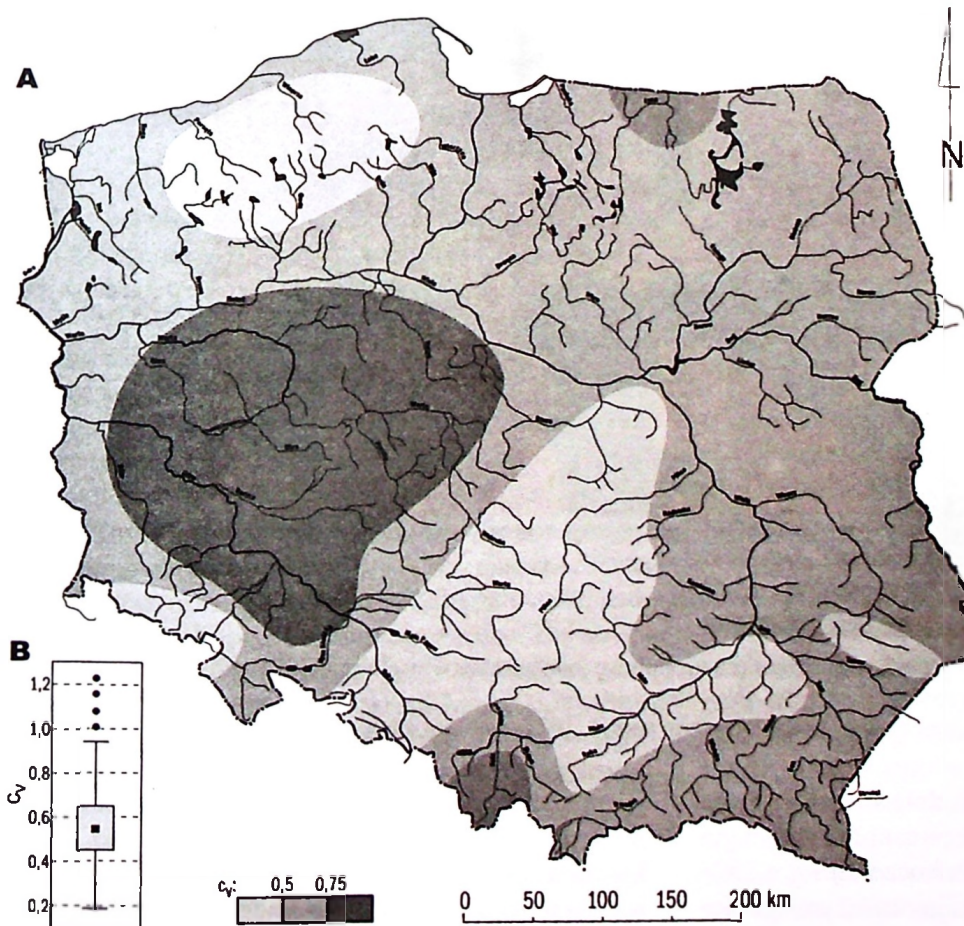
Przestrzenny aspekt zmienności

W poniższym rozdziale zaprezentowane zostaną wyniki analizy zmienności odpływów niskich miesięcznych. Materiał liczbowy zamieszczono w załączniku 6, zaś jego kartograficzną interpretację na rys. 41.

Szeregi odpływów niskich miesięcznych (Nq_m) wykazują większą zmienność niż omawiane wcześniej ciągi minimów rocznych (Nq). Wynika to z ich „przesunięcia” w kierunku wartości wyższych. Bowiern spośród każdych, kolejnych 12 elementów szeregu Nq_m , 11 jest wyższych od minimum rocznego – Nq .

W badanej próbie, współczynniki zmienności wahają się w granicach 0,19 do 1,23. Średnia dyspersja szeregów odpływów niskich miesięcznych w Polsce wynosi 0,57. Ich duża amplituda bezwzględna świadczy o znacznym zróżnicowaniu przestrzennym odpływu niskiego pod względem jego zmienności w wieloleciu. Duża zmienność wieloletnia odpływu niskiego, wiąże się zwykle z niewielką zasobnością zbiorników wód podziemnych strefy aktywnej wymiany. Jednocześnie, zlewnie charakteryzujące się względną trwałością odpływu niskiego drenują najczęściej rozległe i zasobne struktury wodonośne, bądź odbierają wodę z dużej liczby jezior przepływowych.

Rozkład współczynników zmienności w badanej próbie jest bardzo zbliżony do normalnego (rys. 41 B). Jedyne w przypadku 4 zlewni, zanotowano znaczące, dodatnie odchylenia od wartości przeciętnej. Są to wielkopolskie zlewnie: Mogilnicy (1,23 – maksimum), Orli, Ochni i Kopla. Spośród nich tylko Mogilnica charakteryzowała się równie wysoką zmiennością odpływów niskich rocznych (por. rozdz.: Zmienność rocznego, jednostkowego odpływu jednostkowego). Minimalną zmienność uzyskano dla ciągu odpływów niskich miesięcznych Studnicy – 0,19 (podobnie jak w przypadku minimów rocznych).



Rys. 41. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) współczynnika zmienności niskich miesięcznych odpływów jednostkowych w wieloleciu 1971–1990

Spatial arrangement (A) and diversity (B) of dispersion coefficient of the monthly specific low flows from the period 1971–1990

Przestrzenne uporządkowanie omawianych współczynników zmienności ($c_{v(Nq_m)}$), wykazuje tylko częściowe podobieństwo do rozmieszczenia współczynnika zmienności odpływów niskich rocznych ($c_{v(Nq)}$) – por. rys. 27 i 41. Różnice te mogą być po części skutkiem zastosowania różnych przedziałów zmienności. Ponadto obraz zmienności rocznych Nq , w wieloleciu, jest w większym stopniu efektem oddziaływania zmian elementów klimatycznych, niż zróżnicowania warunków hydrogeologicznych, które zdają się dominować w procesie kształtowania zmienności przestrzennej Nq_m .

Największą dyspersją w wieloleciu charakteryzują się szeregi niskich miesięcznych odpływów jednostkowych z obszarów: Wielkopolski i Niziny Śląskiej. Nieco mniejsze wartości, choć należące do tego samego przedziału, zanotowano wśród zlewni obszarów: Równiny Sępopolskiej oraz Beskidów: Śląskiego i Żywieckiego. Na obszarach tych, odpływ charakteryzuje się szybką reakcją na zasilanie m.in. za sprawą mało zasobnych poziomów wodonośnych.

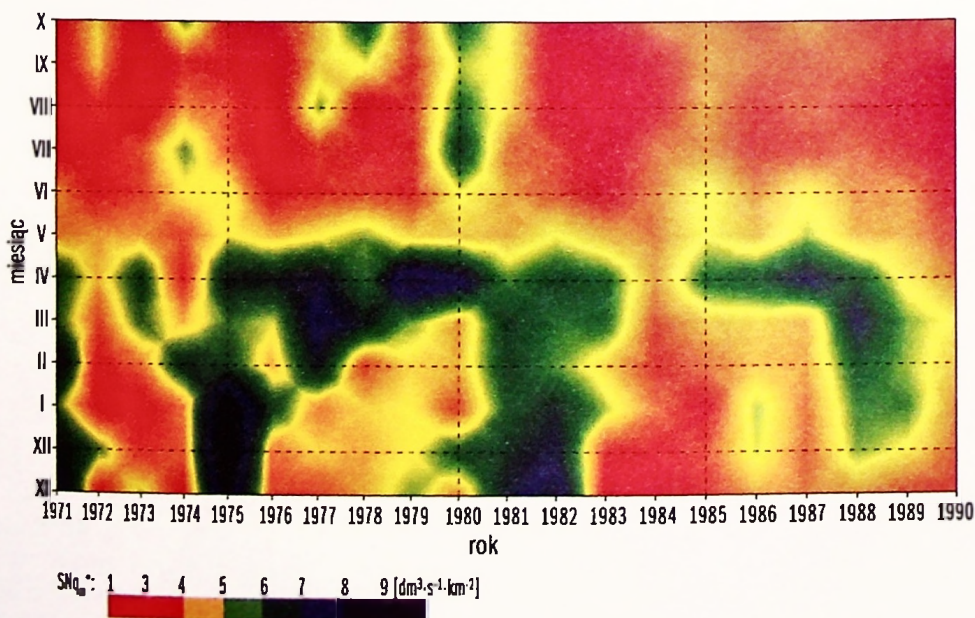
Najbardziej stabilnym odpływem niskim miesięcznym w wieloleciu charakteryzują się zaś rzeki środkowej części Pojezierza Pomorskiego, Sudetów Zachodnich oraz większości wyżyn węglanowych. Strefa względnie małej zmienności obejmuje również swym zasięgiem niemal całe

dorzecza Pilicy oraz międzyrzecze Bzury i Pilicy. Zwrócił już na to uwagę Tomaszewski (2001), w kontekście badania zmienności sezonowej odpływu podziemnego.

Zmienność w aspekcie czasowym

Wprawdzie niniejsza praca poświęcona przede wszystkim analizie zmienności przestrzennej i sezonowej odpływu niskiego w Polsce, ze świadomym pominięciem problemu fluktuacji wieloletnich, to należy podkreślić, że w różnych latach badanego wielolecia, struktura sezonowa tego odpływu podlegała większym lub mniejszym zmianom.

Do graficznej prezentacji tego zagadnienia posłuży diagram prezentujący jednocześnie przebieg zmian sezonowych i wieloletnich. Każdemu punktowi siatki wykresu przypisano wartość średniej arytmetycznej jednostkowych odpływów niskich miesięcznych z wszystkich badanych zlewni (SNq_m^*). W efekcie interpolacji między tymi punktami, uzyskano obraz wieloletniej i zarazem sezonowej zmienności odpływów niskich w skali całej Polski (średnie ze 119 zlewni). Dzięki temu możliwe stało się zaobserwowanie przemian w skali zmienności tegoż odpływu i rytmie jego zmian sezonowych (rys. 42).



Rys. 42. Średnie dla badanej próbki, niskie miesięczne odpływy jednostkowe w wieloleciu 1971–1990 (SNq_m^*)

Mean monthly specific low flow from the long-term period (1971–1990) of analysed sample (SNq_m^*)

W cyklu rocznym, niski odpływ miesięczny na obszarze Polski ulega istotnym zmianom związanym z występowaniem pór roku. Półrocze zimowe (XI–IV), charakteryzuje się znacznie wyższymi odpływami niż półrocze letnie, a największe minima poja-

wiają się zwykle w kwietniu. Wniosek ten jest zgodny z prezentowanymi wyżej wynikami analiz pory koncentracji i sezonowości. Maj jest natomiast miesiącem o najbardziej wyrównanym odpływie SNq_m^* . Można nawet zaryzykować tezę, że w ciągu całego

dwudziestolecia majowe odpływy niskie były bardzo bliskie przeciętnej. Najmniejsze minima odpływu są natomiast w Polsce charakterystyczne dla półrocza letniego (VI–X).

W analizowanym wieloleciu zwracają też uwagę, widoczne na wykresie, trzy fazy (opisywano je wcześniej, w rozdziale dotyczącym oceny i waloryzacji jednorodności badanych ciągów odpływów – por. rozdz.: Bezwładność w szeregach niskich, rocznych odpływów jednostkowych):

–okres początku lat siedemdziesiątych (do 1974 roku), który stanowi zakończenie suchych lat pięćdziesiątych i sześćdziesiątych; fazę tę cechują stosunkowo małe odpływy niskie przez cały rok;

–faza wilgotna, lat 1975–1983; wysokie odpływy niskie pojawiały się często i w całym półroczu chłodnym (od listopada do maja), choć w okresie 1976–1980 zimy były stosunkowo suche; podwyższone minima pojawiały się także w półroczu ciepłym (zwłaszcza w roku 1980);

–okres drugiej połowy lat osiemdziesiątych (po 1983 roku); półrocza ciepłe były wówczas stosunkowo suche i charakteryzowały się małymi odpływami niskimi (przy niewielkiej dyspersji), natomiast odpływy niskie półrocza chłodnego (zwłaszcza pory roztopów) wyraźnie przekraczały przeciętną.

Jednocześnie należy zwrócić uwagę na lata będące granicami poszczególnych faz. Charakteryzowały się one bowiem, stosunkowo małym zróżnicowaniem odpływów niskich (np. rok 1974), lub też były bardzo suche (np. rok 1984). Opiswane okresy, związane były prawdopodobnie ze zmianami częstotliwości cyrkulacji cyklonalnej. Znana jest koincydencja pomiędzy wysokimi odpływami końca lat 70. i początku 80. z największą częstotliwością pojawiania się dni z tym typem cyrkulacji i ekstremalnymi sumami opadów (K o Ź u c h o w s k i 2000).

Obraz wieloletniej zmienności niskich miesięcznych odpływów jednostkowych w Polsce cechuje występowanie kilku anomalii. Niektóre z nich, jak np. nieproporcjonalnie duże odpływy letnie w 1980 roku czy też bardzo „suche” zimy początku lat osiemdziesiątych (np. rok 1983) tłumaczyć można wspomnianymi wyżej zmianami cyrkulacji. Tym niemniej, zmiany zaobserwowane w latach 80. można również powiązać z bezwzględny wzrostem parowania terenowego w skali roku. Wynika on ze zmian klimatycznych – wzrostu temperatury oraz wydłużenia czasu wegetacji i potencjalnego okresu wzmożonej ewapotranspiracji (J o k i e l, B a r t n i k 2000).

Zastosowany tu sposób prezentacji wieloletniej zmienności odpływów niskich może się okazać przydatny w przypadku wielu innych analiz. Pozwala on bowiem traktować badane zjawisko w sposób dynamiczny jednocześnie uwypuklając różnice wielkości analizowanej cechy w aspekcie sezonowym i wielolet-

nim. Z pewnością interesujące byłoby śledzenie różnic i podobieństw w obrazach zmienności wszystkich badanych zlewni, jednakże taka analiza znacznie wykracza poza zakres merytoryczny opracowania.

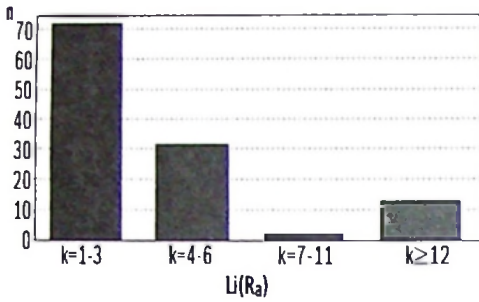
BEZWŁADNOŚĆ ODPLYWÓW NISKICH MIESIĘCZNYCH

Ocenę bezwładności w szeregach miesięcznych minimów odpływu wykonano, podobnie jak w przypadku wartości rocznych, na podstawie współczynników autokorelacji – wzór (27). Jednak w tym przypadku okazało się, że wszystkie uzyskane współczynniki autokorelacji przy przesunięciu $k = 1$, są bardzo wysokie i statystycznie istotne ($\alpha = 1\%$) – wzór (28). W celu ustalenia, czy „pamięć systemu” jest „długa” czy „krótka”, obliczono również współczynniki autokorelacji dla kolejnych jedenastu przesunięć ($k = 2, 3, \dots, 12$). W przypadku dwunastu szeregów Nq_m , statystycznie istotne okazały się również współczynniki przy przesunięciach większych od 12. Wyniki obliczeń zestawiono w załączniku 6. W tej samej tabeli zamieszczono też informację o liczbie statystycznie istotnych współczynników.

Histogram częstości istotnych współczynników autokorelacji w funkcji przesunięcia, prezentuje rys. 43. Ponad 60 % wszystkich szeregów niskich odpływów miesięcznych wykazuje istotną inercję najwyżej dla 3 pierwszych przesunięć ($k = 1 \div 3$), a więc pamięć systemu retencyjnego zlewni jest stosunkowo krótka. Równocześnie aż 11 % przypadków (13 ciągów) wykazuje istotną statystycznie zależność korelacyjną przy co najmniej 12-elementowym przesunięciu (pamięć bardzo długa). Już samo to świadczy o dużym zróżnicowaniu otrzymanych wyników w skali Polski i sugeruje potrzebę dokonania analizy przestrzennego zróżnicowania zjawiska.

Analiza zmienności pierwszego współczynnika autokorelacji miesięcznych odpływów niskich $R_n(1)$ wskazuje, że w 70 przypadkach, współczynniki te zawierają się w przedziale 0,51–0,70, zaś 30 kolejnych zlewni ma współczynniki jeszcze większe (rys. 44). Tylko w trzech przypadkach autokorelacja nie przekroczyła 0,3.

Wysokie współczynniki autokorelacji odpływów niskich (a nawet średnich) wskazują na dużą rolę, jaką w ich kształtowaniu odgrywa podziemne zasilanie. Inaczej mówiąc, o poziomie bezwładności odpływu rzecznoego w ogromnym stopniu decyduje, podatność zlewni na formowanie się w niej dużych zasobów wód podziemnych. Projekcja wartości współczynnika autokorelacji dla $k = 1$ na mapie Polski, ujawniła istnienie tu pewnego uporządkowania (rys. 45 A).

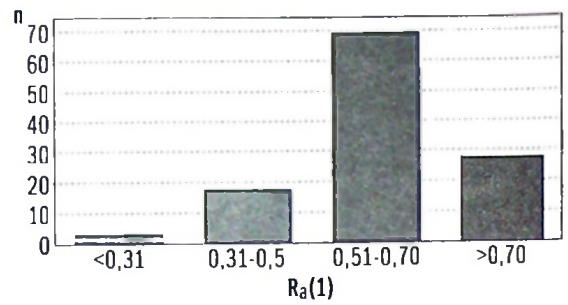


Rys. 43. Istotne współczynniki autokorelacji ($k = 1, 2, \dots, 58$) niskich miesięcznych odpływów jednostkowych w okresie 1971–1990 ($\alpha = 5\%$)

n – liczba przypadków w próbie; k – przesunięcie [miesiące]

Significant autocorrelation coefficients ($k = 1, 2, \dots, 58$) of the monthly specific low flows from the period 1971–1990 ($\alpha = 5\%$)

n – number of cases in a sample; k – step [months]

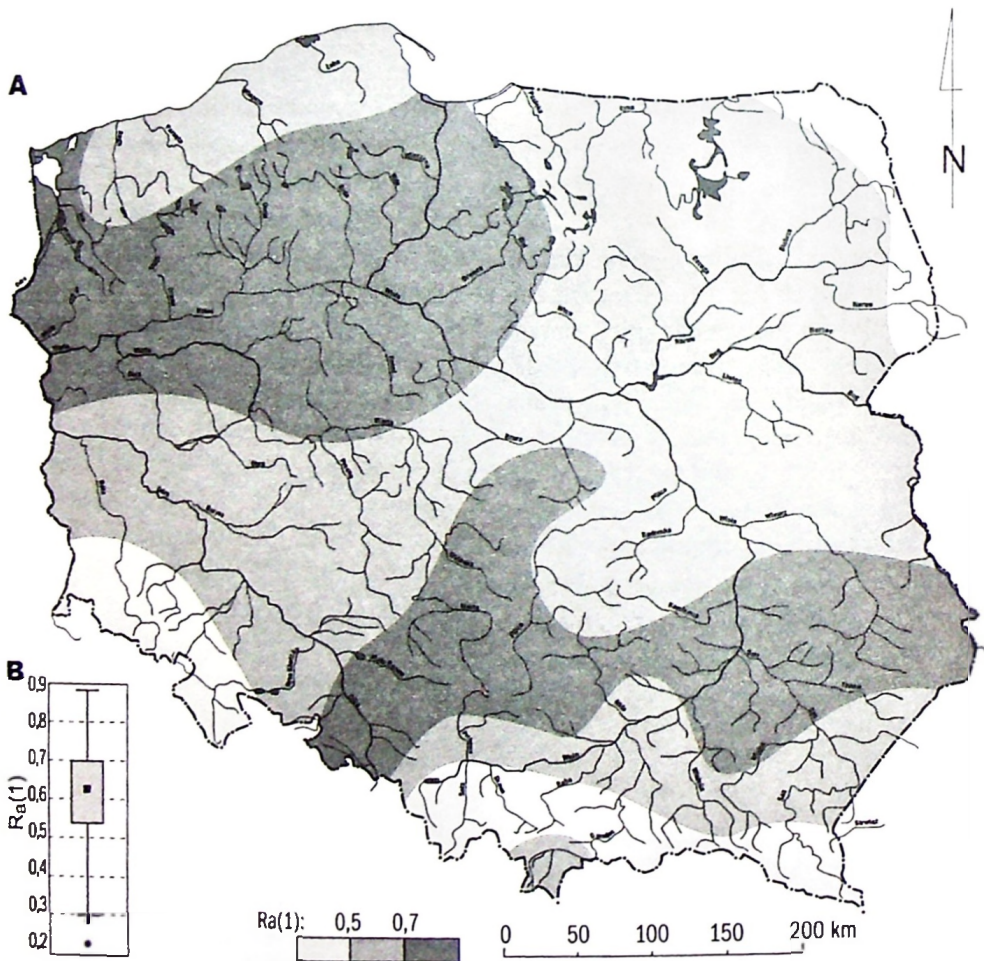


Rys. 44. Współczynniki autokorelacji ($k = 1$) niskich miesięcznych odpływów jednostkowych w okresie 1971–1990

n – liczba przypadków w próbie; k – przesunięcie [miesiące]

Autocorrelation coefficients ($k = 1$) of the monthly specific low flows from the period 1971–1990

n – number of cases in a sample; k – step [months]



Rys. 45. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) współczynnika autokorelacji ($k = 1$) niskich miesięcznych odpływów jednostkowych w wieloletniu (1971–1990)

Spatial arrangement (A) and diversity (B) of autocorrelation coefficient ($k = 1$) of the monthly specific low flows from the long-term period (1971–1990)

Najmniejszą inercją odpływów niskich, w skali kraju, charakteryzują się rzeki odwadniające znaczną część Karpat fliszowych, Sudety oraz północno-

wschodni kraniec Polski. Największa bezwładność odpływu niskiego występuje w północnej części Pojezierza Wielkopolskiego i w południowej Pojezierza

Pomorskiego. Pas podwyższonych wartości rozciąga się także od dorzecza górnej Odry po Wyżynę Lubelską z Polesiem na wschodzie i po dorzecze Rawki na północy.

W obrębie „dziedziny północnej”, duża bezwładność odpływu Nq_m wynika nie tylko z uwarunkowań hydrogeologicznych, ale i klimatycznych. Wpływ tych ostatnich polega na stosunkowo stabilnym zasilaniu opadowym, będącym jedną z cech charakterystycznych dla klimatu o cechach morskich. W obrębie „wyżynnej” części Polski, wysoka inercja odpływów niskich spowodowana jest występowaniem uszczelinionych, a niekiedy krasowiejących skał węglanowych. Są one, na tych obszarach często podstawowymi zbiornikami zasilającymi odpływ rzeczny. Ze względu na swą dużą zasobność oraz znaczną rozległość pionową i poziomą, reagują co prawda powoli na zasilanie, ale równie powolna jest też ich reakcja na drenaż.

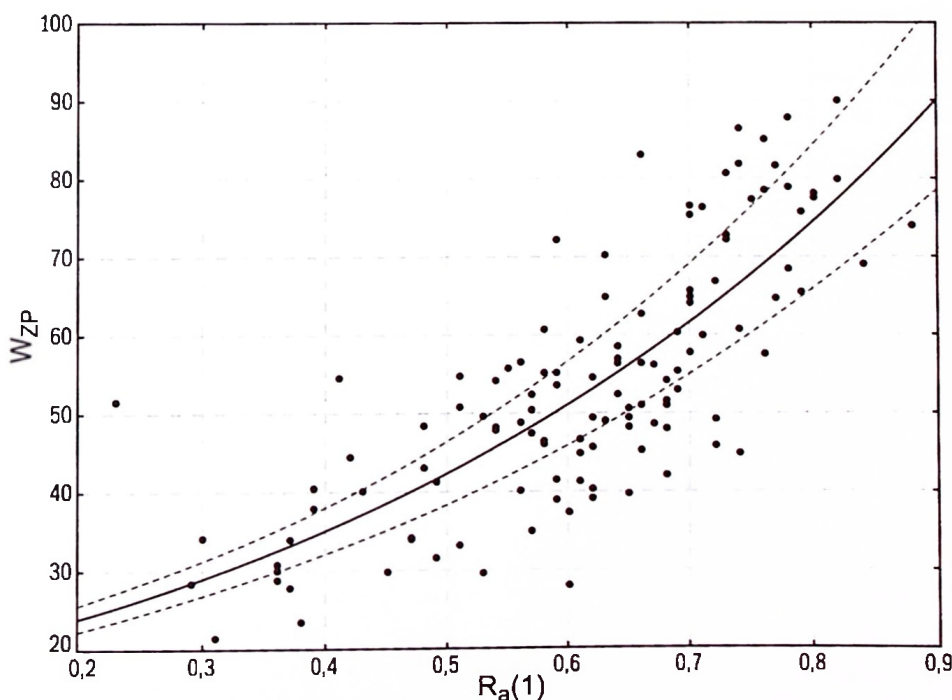
Rozkład współczynników $R_n(1)$ charakteryzuje się nieznaczną asymetrią ujemną (rys. 45 B). Przeciętna (0,63) oraz przedział zmienności połowy wartości (0,55–0,70) wskazują na istnienie znacznej inercji miesięcznych odpływów niskich w Polsce. Największą bezwładność mają odpływy Wyżnicy (0,88), zaś najmniejszą – Skory (0,23). Wartości bardzo odstające pojawiają się w grupie o najmniejszych współczynnikach autokorelacji, a więc dotyczą zlewni o niewiel-

kiej inercji. Z uwagi na fakt, że wysokie wartości pierwszego współczynnika autokorelacji są typowe dla zlewni o dużej zdolności retencyjnej, a niskie cechują zwykle zlewnie ubogie w wody podziemne, współczynnik ten można uznać za miarę retencyjności.

Uznana i jedną z najczęściej stosowanych miar zasobności wodnej zlewni rzecznej jest współczynnik zasilania podziemnego (W_{ZP}). Jest to, wyrażony zazwyczaj w procentach, średni udział odpływu podziemnego w odpływie całkowitym. Z uwagi na konieczność oceny podziemnej składowej odpływu, jest to miara wymagająca dość skomplikowanych procedur rachunkowych. Z tego względu możliwość określania zasobności wodnej za pomocą łatwiejszej do uzyskania miary, opartej na przepływach charakterystycznych, nabiera szczególnego znaczenia.

Celem sprawdzenia przydatności współczynnika autokorelacji do oceny retencyjności zlewni, skorelowano wyniki obliczeń ze współczynnikami zasilania podziemnego, uzyskanymi przez Jokiela (1994) dla identycznego zbioru zlewni. Zbiór korelujących ze sobą par punktów przedstawia rys. 46. Układają się one, w przybliżeniu, wzdłuż krzywej eksponencjalnej określonej równaniem:

$$W_{ZP} = 16,37 \times e^{1,595 \times R_n(1)} \quad (36)$$

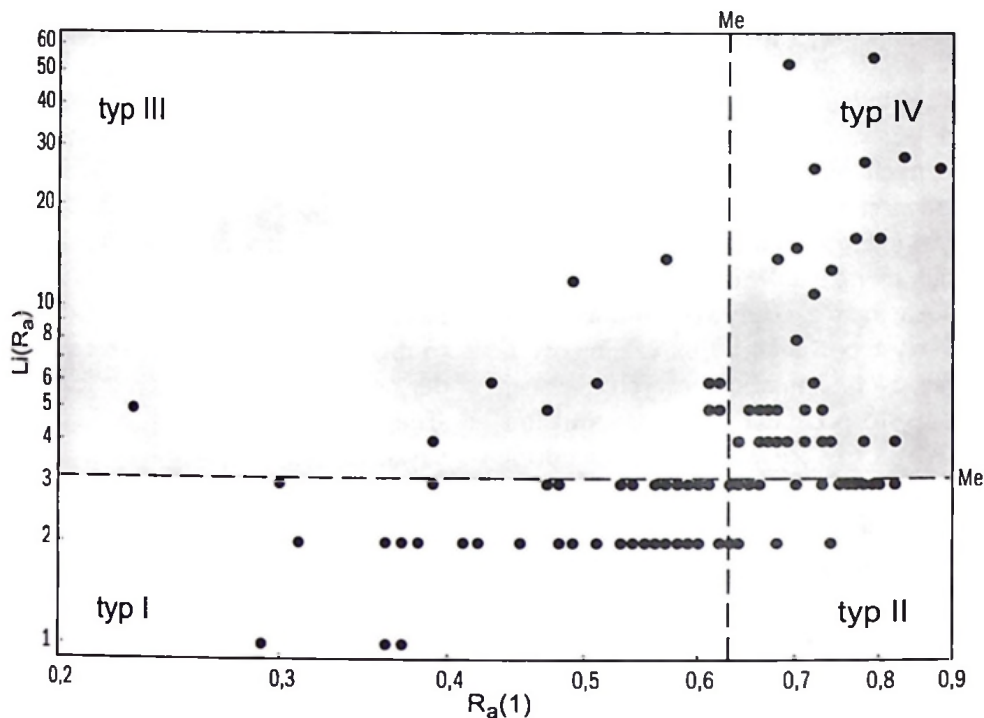


Rys. 46. Zależność pierwszego współczynnika autokorelacji niskich miesięcznych odpływów jednostkowych (Nq_m) od współczynnika zasilania podziemnego

$R_n(1)$ – współczynnik autokorelacji przy przesunięciu o 1 miesiąc; W_{ZP} – współczynnik zasilania podziemnego; linią przerywaną oznaczono 95 % przedział ufności

Relationship between the first autocorrelation coefficient of the monthly specific low flows (Nq_m) and a coefficient of groundwater recharge

$R_n(1)$ – autocorrelation coefficient at 1 month step; W_{ZP} – ground recharge coefficient; 95 % trust range is marked with a broken line



Rys. 47. Typy inercji odpływów niskich miesięcznych (Nq_m)

$R_a(1)$ – współczynnik autokorelacji przy przesunięciu o 1 miesiąc; $Li(R_a)$ – liczba istotnych statystycznie współczynników autokorelacji; Me – mediana

Typ I: $R_a(1) < Me$, $Li(R_a) < Me$; Typ II: $R_a(1) > Me$, $Li(R_a) < Me$; Typ III: $R_a(1) < Me$, $Li(R_a) > Me$; Typ IV: $R_a(1) > Me$, $Li(R_a) > Me$

Types of monthly low flow inertia (Nq_m)

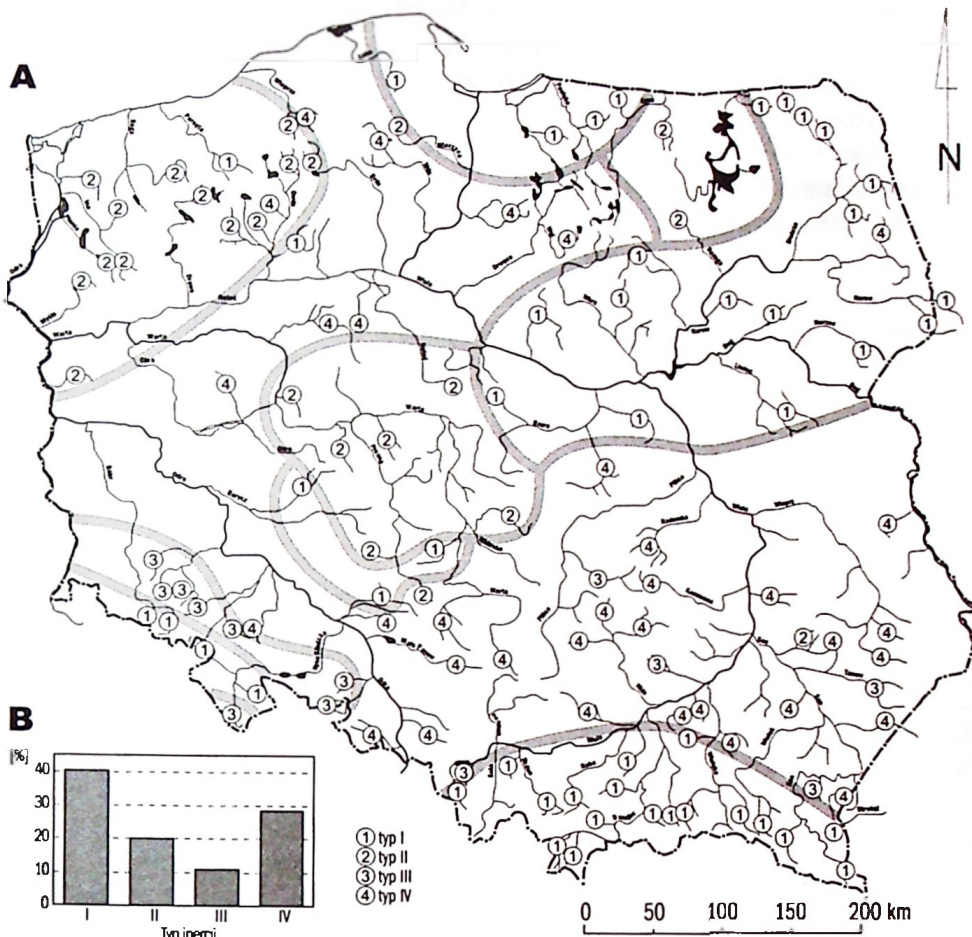
$R_a(1)$ – autocorrelation coefficient with a 1 month step; $Li(R_a)$ – number of statistically significant autocorrelation coefficients; Me – median

Type I: $R_a(1) < Me$, $Li(R_a) < Me$; Type II: $R_a(1) > Me$, $Li(R_a) < Me$; Type III: $R_a(1) < Me$, $Li(R_a) > Me$; Type IV: $R_a(1) > Me$, $Li(R_a) > Me$

Moc korelacji określa współczynnik $R = 0,78$, świadczący o silnym związku. Liniami przerywanymi oznaczono również 95 % przedział ufności. Jak wynika z obliczeń, błąd oceny W_{ZP} na podstawie $R_a(1)$ może być dość duży i w przypadku niektórych rzek, odchylenie rzeczywistego, średniego współczynnika zasilania podziemnego od prognozowanego sięgać może nawet 28 %. Z równania wynika równocześnie, że przeciętny wzrost wartości współczynnika autokorelacji o 0,1 wiąże się z ok. 10 % wzrostem W_{ZP} . Jednak, z uwagi na kształt funkcji, w przypadku rzek o małej bezwładności odpływu niskiego, wzrost $R_a(1)$ o 0,1 wiąże się ze zmianą W_{ZP} jedynie o 6 %, zaś dla rzek o dużej inercji – o około 13 %.

Bezwładność szeregów niskich miesięcznych odpływów, można ocenić na podstawie dwóch charakterystyk – współczynnika autokorelacji $R_a(1)$ oraz liczby istotnych współczynników przy kolejnych przesunięciach. Wykorzystano to do próby wydzielenia typów zlewni z punktu widzenia inercji odpływów niskich. W tym celu, w układ współrzędnych wniesiono, w skali logarytmicznej, obliczone współczynniki autokorelacji przy prze-

sunięciu $k=1 - R_a(1)$ oraz odpowiadającą im liczbę statystycznie istotnych współczynników R_a (rys. 47). Całą przestrzeń wykresu podzielono na 4 części za pomocą linii wyznaczonych przez wartości środkowe (mediany) obu zmiennych. Jest sprawą oczywistą, że tego rodzaju „mechaniczne” podzielenie obszaru zmienności $Li(R_a)$ i $R_a(1)$ ma szereg wad (podobnego zabiegu dokonano w rozdziale dotyczącym zmian sezonowych odpływu niskiego w świetle wskaźników Markhama). Między innymi, nie uwzględnia ono całego kompleksu zagadnień związanych z relacjami podobieństwa obiektów. Jednakże, doświadczenia innych autorów stosujących w prowadzonych typologiach bardziej wyrafinowane metody (np. analiza skupień) wskazują, iż efekty tych zabiegów są zwykle dyskusyjne, trudne do interpretacji i bardzo często nie wychodzą poza zakres informacji płynących z bardzo prostych analiz ilościowych. Histogram liczebności wydzielonych w ten sposób typów inercji przedstawia rys. 48 B. Część A tego rysunku prezentuje równocześnie przestrzenne rozmieszczenie obszarów skupiających zlewnie o tym samym typie bezwładności.



Rys. 48. Inercja odpływów niskich miesięcznych – typy zlewni

por. rys. 39

Inertia of the monthly low flow – basin types

cf. Fig. 39

Typ I to najliczniejsza grupa zlewni. Należy do niej 40 % badanych przypadków. Pierwszy współczynnik autokorelacji odpływów niskich miesięcznych jest tu mniejszy od 0,63 (mediana), zaś liczba kolejnych, istotnych współczynników nie przekracza 3. Są to więc obiekty o „krótkiej i słabej pamięci”, gdy idzie o odpływ Nq_m . Poza obszarami górskimi, zlewnie takie występują również w Polsce północno-wschodniej, na Mazowszu oraz na Pobrzeżu Gdańskim i na Nizinie Śląskiej. Powyższe cechy bezwładności wskazują, że zasilanie zbiorników stanowiących podstawę odpływu niskiego odbywa się tam częściej niż raz w roku, ale gromadzone zasoby nie wystarczają na długo.

Typ II stanowi 20 % badanych obiektów. Pierwszy współczynnik autokorelacji jest tu większy od 0,63, zaś liczba istotnych współczynników nie przekracza 3. Zlewnie te, charakteryzują się zatem „dobrą ale krótką pamięcią”. Skupiają się one w środkowym biegu Warty i Proсны oraz w Krainie Wielkich Jezior i w północno-zachodniej części Polski (Pobrzeże Szczecińskie oraz znaczna część Pojezierza Zachodniopomorskiego). Rzeki drenują tam zazwyczaj dwa, a często więcej poziomów wodonośnych. Płytka położone horyzonty charakteryzują się szybkim tempem odnawiania zasobów i dużą dynamiką zasilania cieków. Głębiej położone poziomy

dają stabilny wydatek, który odgrywa najistotniejszą rolę w zasilaniu w okresach niżówkowych.

Typ III skupia najmniej liczną grupę zlewni (ok. 10 % badanych). Pierwszy współczynnik autokorelacji nie przekracza mediany, a liczba istotnych współczynników jest większa od 3. Odpływy niskie cechuje tu „długa i słaba pamięć”. Tworzą one zwarty obszar w obrębie Przedgórze Sudeckiego i Pogórze Zachodniosudeckiego. System podziemnej retencji tych zlewni jest napełniany niezbyt często (1–2 razy w roku), a jego drenaż odbywa się stosunkowo szybko.

Typ IV stanowią zlewnie pozostałej części Polski, w tym m.in., obszarów wyżynnych (ok. 30 % badanych obiektów). Obie charakterystyki bezwładności są w tym przypadku większe od mediany (w przypadku niektórych zlewni węglanowych – nawet – skrajnie wysokie). Można więc powiedzieć, że szeregi odpływów niskich charakteryzują się tu „dobrą i bardzo długą pamięcią”. Rzeki zasilane są bądź z kilku zbiorników o zbliżonym reżimie albo też poprzez drenaż jednej, lecz bardzo rozległej warstwy wodonośnej. System ten, zaopatrywany jest w wodę najczęściej tylko raz w roku. Odnawialność zasobów jest tu bardzo mała, zaś pojemność retencyjna zlewni – bardzo wysoka.

Wnioski i materiały jakie tu przedstawiono wydają się obiecujące zwłaszcza w kwestii ich

wykorzystania dla krótkoterminowego i długoterminowego prognozowania odpływu rzecznego oraz rozpoznania sposobu obiegu wody w zlewniach. Szczególnie interesująca wydaje się możliwość szybkiego szacowania współczynnika zasilania podziemnego, na podstawie stosunkowo prostej formuły opartej na przepływach charakterystycznych

Zaprezentowany wyżej porządek przestrzeny wybranych charakterystyk inercji odpływów niskich miesięcznych świadczy o możli-

wości ich zastosowania przy regionalizacjach fizycznogeograficznych. W przypadku zagadnień związanych z szeroko pojmowanym obiegiem wody i bilansem wodnym Polski, szczególnie ważna wydaje się informacja o zasobności dorzeczy. Należy się spodziewać, że w niedługim czasie powstaną typologie reżimów rzecznych, które poza uwzględnianymi obecnie: porą i sposobem zasilania, będą brały również pod uwagę, wielkość zasobów wodnych gromadzonych w zlewni oraz dynamikę ich zmian wieloletnich.

PODSUMOWANIE

Ze względu na niewielkie zasoby wodne naszego kraju, wiedza o przestrzennej i czasowej zmienności odpływów niskich wydaje się być ze wszech miar pożądana. Wprawdzie obecny kryzys gospodarczy spowodował zmniejszenie zapotrzebowania na wodę, to w przeciągu kilku następnych dziesięcioleci ta sytuacja z pewnością ulegnie zmianie. Rozwijająca się gospodarka będzie wymagała od hydrologów informacji o dostępnych rezerwach wodnych. Szczególnie interesujące, w tym kontekście, będą więc dane o zasobach wód powierzchniowych, jako że dostęp do nich jest najłatwiejszy, a także wiedza o odnawialnych źródłach wód podziemnych. Z tego punktu widzenia, informacje o najniższych, obserwowanych historycznie, odpływach i ich zmianach w czasie, nabierają szczególnego znaczenia.

W podsumowaniu autor chciałby zaprezentować kilka najistotniejszych wniosków, płynących z prezentowanej wyżej analizy zmienności przestrzennej i sezonowej odpływów niskich w Polsce.

1. W większości badanych szeregów, zidentyfikowano potencjalne zerwania ciągłości. Zerwania istotne i nieistotne grupują się w dwóch, stosunkowo krótkich, przedziałach czasu. Przepływy średnie niskie, w relacji do odpowiadających im opadów, w znacznej liczbie przekrojów wodowskazowych, wyraźnie wzrosły w latach 1973–1974. Po okresie, w którym stosunek obu zmiennych był względnie stały (1974–1980), a więc w latach 1981–1982 doszło do jego ponownego zachwiania. Względny przyrost odpływu całkowitego w tym okresie odbył się więc prawdopodobnie wyłącznie kosztem redukcji parowania terenowego. Omawiane nieciągłości wiążą się zdaniem autora, ze zmianami generowanymi przez procesy i czynniki naturalne. Mamy tu więc do czynienia ze swoistą niejednorodnością

genetyczną procesu, nie wynikającą z oddziaływania czynników antropogenicznych, lecz związaną z istotą samego procesu odpływu, jak też, z charakterem zmiennych, które go opisują.

2. Do oceny zagadnienia przestrzennej i sezonowej zmienności odpływu niskiego w Polsce w dwudziestolecie 1971–90 zastosowano szereg typowych charakterystyk bazujących na odpływach jednostkowych, współczynnikach zmienności oraz estymatorach wartości ekstremalnych. Umożliwiło to opis i ocenę przestrzennej dynamiki odpływów niskich, którą przedstawiono na sekwencjach map dazymetrycznych.

3. Przestrzenne rozmieszczenie zlewni o podobnych typach rozkładów prawdopodobieństwa, w odniesieniu do szeregów minimalnych przepływów rocznych, nie wykazuje w Polsce wyraźnego porządku przestrzennego. Można jednak zauważyć kilka prawidłowości. Rzeki, których szeregi NQ mają rozkład bliski funkcji Fishera-Tippetta, grupują się na obszarach o dużej retencyjności. Można również zauważyć, iż w wielu regionach Polski utworzyły się pary sąsiadujących z sobą rzek, których dystrybuanty minimów przepływu opisuje rozkład gamma. Poza tymi obszarami, rzeki których szeregi przepływów minimalnych rocznych podlegają rozkładowi gamma – występują pojedynczo i stosunkowo rzadko. Zdecydowana większość badanych rzek charakteryzuje się przepływami minimalnymi o rozkładzie empirycznym zbliżonym do log-normalnego i można przyjąć, że ten typ rozkładu dominuje w Polsce w przypadku cieków średniej wielkości.

4. Szeregi niskich rocznych odpływów jednostkowych, na większości terytorium Polski, charakteryzują się małą inercją i w efekcie można je uznać za zjawisko losowe. Jednakże, niektóre ciągi Nq cechuje występowanie „czerwonego szumu” (wy-

soka inercja). Z tego względu nie można ich uznać za losowe. Nakazuje to, w ich przypadku, szczególną ostrożność przy określaniu przepływów miarodajnych na podstawie charakterystyk bazujących na statystycznych rozkładach prawdopodobieństwa, a ponadto sugeruje potrzebę każdorazowego badania poziomu inercji ciągu Nq (NQ) w procedurach ich obliczania.

5. Tendencje zmian odpływów niskich rocznych, w ciągu opisywanego dwudziestolecia, są najprawdopodobniej wynikiem naturalnych fluktuacji klimatycznych. Przeciętna wartość współczynnika trendu jest tylko nieznacznie mniejsza od zera. Dlatego też, nie można mówić o żadnym dominującym kierunku zmian Nq w Polsce w badanym okresie.

6. Analiza sezonowej struktury odpływu niskiego wykazała, w wielu przypadkach, istnienie wyraźnych uwarunkowań klimatycznych (pora, intensywność i sposób zasilania). Często jednak, silniej niż warunki klimatyczne oddziałują inne czynniki: budowa geologiczna (szczególnie warunki hydrogeologiczne), występowanie jezior przepływowych, itd.

7. Rozkład zmian odpływu niskiego, w poszczególnych miesiącach, ma w Polsce charakter strefowy. Przez cały rok, podwyższony w stosunku do średniej krajowej, odpływ niski występuje na Pojezierzu Pomorskim oraz w górach (Sudety i Karpaty). W środkowej Polsce rozwijają się w miesiącach letnich strefy obniżonych odpływów niskich. Ekstremalnie niskie odpływy pojawiają się wtedy w zlewniach Wielkopolski i Mazowsza. W okresie późnozimowym i wiosennym, stopniowo od zachodu, strefy te wypełniają się i zanikają.

8. Przeprowadzone analizy wykazały wyraźną dysproporcję pomiędzy odpływem niskim w miesiącach półroczu chłodnego i ciepłego. Największe Nq_m w Polsce pojawiają się w półroczu zimowym, najczęściej w kwietniu. Te same badania potwierdziły też istnienie w dwudziestolecu 1971–90, trzech opisywanych wcześniej, faz odpływu. Rozkład zmian odpływu niskiego w półroczu chłodnym jest zbliżony do układu grudniowego, zaś w cieplej połowie roku, nawiązuje do sytuacji panującej w czerwcu i lipcu. Przeciętny średni niski odpływ jednostkowy, w Polsce, w okresie 1971–1990, wynosił $3,97 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

9. Analiza odpływów niskich miesięcznych dowiodła, że istnieją różnice poziomu ich sezonowości w dorzeczach Odry i Wisły. Mogą być one spowodowane tymi samymi czynnikami, które decydują o przejściowości klimatu naszego kraju. Tereny Polski zachodniej podlegają silniejszemu wpływowi masy powietrza oceanicznego, zaś dorzecze Wisły jest pod tym względem bardziej „kontynentalne”. Można więc sądzić, iż linia działu wodnego pierwszego rzędu, przecinająca nasz kraj, stanowi swoistą „granice” przewagi wpływów atlantyckich nad oddziaływaniem kontynentu azjatyckiego.

10. W wyniku badań szeroko pojętej sezonowości odpływów niskich w Polsce, udało się zidentyfikować 4 typy tejże sezonowości. Mogą być one przydatne przy ocenie kierunków i charakteru potencjalnych przemian reżimu odpływu rzek Polski w odniesieniu do długookresowych zmian klimatycznych, a także do badania wpływu gospodarczej działalności człowieka na ten reżim. Analizy wykazały, iż miesiącem, w którym najczęściej występują minima odpływu jest sierpień, choć w różnych rejonach Polski mogą się one pojawiać również od maja do grudnia. Zagadnienie to przedstawiają zamieszczone wyżej mapy.

11. Obraz przestrzennej zmienności Nq w wielecieciu jest w większym stopniu efektem oddziaływania przestrzennych zmian elementów klimatycznych, niż zróżnicowania warunków hydrogeologicznych. W przypadku szeregów Nq_m , przestrzenny obraz ich zmienności jest zaś w pierwszej kolejności wynikiem oddziaływania warunków hydrogeologicznych, zaś czynniki klimatyczne stanowią w tym przypadku tło.

12. Skonstruowana zależność regresyjna pierwszych współczynników autokorelacji odpływów niskich miesięcznych ze współczynnikami zasilania podziemnego ($R = 0,78$) może być bardzo przydatna przy ocenie tej trudnej do uzyskania charakterystyki zasobności zlewni.

13. Porządek przestrzenny, jaki uzyskano w trakcie analizy poziomu inercji odpływów niskich, świadczy o możliwości zastosowania tej cechy przy regionalizacjach hydrologicznych, a nawet fizyczno-geograficznych. Wydaje się, że informacja o zasobności wodnej dorzeczy i tempie odnawiania ich zasobów jest szczególnie ważna w przypadku zagadnień związanych z szeroko pojmowanym obiegiem wody i bilansem wodnym Polski.

Tradycyjnie stosowane w Polsce przepływy charakterystyczne, choć często krytykowane za nieadekwatność i stopniowo wypierane przez charakterystyki probabilistyczne, mogą być nadal bardzo użyteczne. Wiedza o ich zmienności jest ważna z punktu widzenia szeroko pojmowanej gospodarki wodnej. Najistotniejszą cechą jest w tym wypadku łatwość ich uzyskiwania. Autor sądzi, że przepływy charakterystyczne, a w szczególności przepływy niskie, będą nadal szeroko wykorzystywane w Polsce do opisu i parametryzacji obiegu wody w zlewniach.

Dalsze badania powinny zmierzać w kierunku wydzielenia w Polsce regionów, charakteryzujących się podobnymi warunkami formowania się i zmienności odpływów niskich. Innym, interesującym kierunkiem dalszych badań odpływów niskich wydają się być próby rozpoznania wpływu gospodarczej działalności człowieka na formowanie się niżówek i przemiany ich „reżimu”.

LITERATURA

- Absalon D., 1991 – Zastosowanie metody krzywej skumulowanych różnic współczynników przepływu i opadu do oceny zmian wielkości odpływu pod wpływem antropopresji na przykładzie wybranych zlewni woj. katowickiego. *Konf. Hydrograf. „Przeobrażenia stosunków wodnych na obszarach silnej antropopresji”*, 16–18 września 1991. Uniw. Śląski, Sosnowiec: 157–165.
- Atlas Hydrologiczny Polski, 1986 – Stachý J. (red.). Wyd. Geol., Warszawa, t I, t II, z. 1 i 2.
- Balco M., 1975 – Závislosť minimálnych prietokov od nadmorskej výšky Územia Slovenska. *Vodohosp. Čas.*, 23, 3: 227–244.
- Balco M., 1976 – Vázba plochy povodia a jeho vodnosti s minimálnymi prietokami. *Vodohosp. Čas.*, 24, 3: 248–257.
- Balco M., 1990 – Malá vodnosť slovenských tokov. VEDA Vydavateľstvo Slovenskej Akadémie Vied, Bratislava: 260 s.
- Balkov V.A., 1970 – Vlijanie karsta na stok rek Evropejskoi teritorii SSSR. *Gidrometeoizdat*, 547 (570): 216 s.
- Bartnik A., Jokiel P., 1997 – Zmiany odpływu na obszarze Polski w latach 1971–1990 w świetle analiz jednorodności przepływu rzek. *Wiad. IMGW*, 20, 4: 67–85.
- Bartnik A., Jokiel P., 1998 – Kilka uwag o autokorelacji w szeregach czasowych średnich miesięcznych przepływów rzek Polski. *Wiad. IMGW*, 21, 4: 3–22.
- Bartnik A., Jokiel P., 2000 – Średni odpływ podziemny w Polsce w latach 1971–1990 w świetle wyników uzyskanych metodami: Wundt’a i Kille’go. *Gosp. Wodna*, 2: 56–59.
- Biernat B., 1977 – Typowe okresy występowania niżówek. *Gaz. Obs. IMGW*, 12.
- Biernat T., Suligowski R., 2002 – Ocena zmian odpływu ze zlewni rzeki Kamiennej po profil w Kunowie. W: Ciupa T., Kupczyk E., Suligowski R. (red.) *Obieg wody w zmieniającym się środowisku. Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej w Kielcach*, 7: 235–244.
- Boczkarow M.K., 1976 – Metody statystyki matematycznej w geografii. PWN: 358 s.
- Bosch J.M., Hewlett J.D., 1982 – A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J. Hydrol.*, 55: 3–23.
- Brzeziński J., 1995 – Obliczanie przepływów maksymalnych rocznych o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia dla długich ciągów pomiarowych. *Gosp. Wodna*, 8: 201–205.
- Byczkowski A., 1972 – Hydrologiczne podstawy projektowania budowli wodnomelioracyjnych. *Przeptywy ekstremalne*. PWRiL, Warszawa: 286 s.
- Byczkowski A., 1996a – Hydrologia, t. I. Wyd. SGGW, Warszawa: 376 s.
- Byczkowski A., 1996b – Hydrologia, t. II. Wyd. SGGW, Warszawa: 336 s.
- Byczkowski A., Chormański J., Herbich P., Mandes B., Okruszko T., Tyaszewski S., 2001 – Propozycja równań regresji do obliczania odpływów jednostkowych średnich oraz niższych od średniego z wykorzystaniem parametrów hydrogeologicznych. *Wiad. IMGW*, 24, 1: 49–74.
- Cavadias G.S., 1992 – A Survey of Current Approaches to Modelling of Hydrological Time-Series. With Respect to Climate Variability and Change. Techn. doc. no 534, WCASP – 23, WMO, Genewa: 38 s.
- Chelmiecki W., 1999 – Degradacja i ochrona wód. Cz. II: Zasoby. UJ, Kraków: 152 s.
- Choiński A., 1988 – Zróżnicowanie i uwarunkowania zmienności przepływów rzek polskich. *Wyd. UAM, ser. Geografia*, 39: 100 s.
- Chow V.T., 1964 – Handbook of Applied Hydrology. McGraw-Hill Book Company: 573 s.
- Condie R., Nix G., 1975 – Modeling of Low Flow Frequency Distributions and Parameters Estimation. *Int. Wat. Res. Assoc., Proc. Symp. On Water for Arid Lands*, 8–9 Dec. 1975, Teheran.
- Czaja S., 1988 – Wpływ górnictwa i przemysłownia na reżim odpływu rzek w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym na przykładzie zlewni Brynicy po profil w Sosnowcu. W: Dynowska I. (red.) *Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski. Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, 4: 65–78.
- Czaja S., 1999 – Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej). *Pr. Nauk. UŚ*, 1782: 190 s.
- Davies B.R., O’Keeff J.H., Snaddon C.D., 1993 – A synthesis of the ecological functioning, conservation and management of South African river ecosystems. Water Research Commission Report No. 62/93. Pretoria, South Africa: 232 s.
- Dębski K., 1953 – Rozważania na temat metod przewidywania posuchy. *Prz. Meteorol. Hydrol.*, 3–4 (r. 1952): 96–115.
- Dębski K., 1961 – Charakterystyka hydrologiczna Polski. PWN, Łódź: 159 s.
- Dębski K., 1970 – Hydrologia. Arkady, Warszawa: 368 s.

- Długosz J., 1961 – Jana Długosza Roczniki, czyli kroniki sławnego Królestwa Polskiego. Księga I. Część 2. PWN, Warszawa: 448 s.
- Dobija A., 1981a – Sezonowa zmienność odpływu zlewni Górnej Wisły po Zawichost. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 53: 99–112.
- Dobija A., 1981b – Sezonowa zmienność średnich miesięcznych odpływów jednostkowych w Polsce. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 64.
- Domański C., 1990 – Testy statystyczne. PWE, Warszawa: 336 s.
- Dons A., 1986 – The effect of large-scale afforestation on Tarawera river flow. *J. Hydrol.*, 25: 61–73.
- Doroszewski W. (red.), 1964 – Słownik języka polskiego. T. 3, H-K. PWN, Warszawa: 1361 s.
- Drwal J., 1985 – Jeziora w egzoreicznych systemach pojezierzy młodoglacjalnych. *Zesz. Nauk. Wyd. Biol. Geogr. i Ocean. UG, ser. Geografia*, 14: 7–15.
- Dynowska I., 1971a – Typy reżimów rzecznych w Polsce. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Inst. Geogr.*, 28: 155 s.
- Dynowska I., 1971b – Przestrzenna zmienność procentowego udziału podziemnego zasilania rzek polskich. *Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica*, 10: 5–13.
- Dynowska I., 1976 – Stan badań nad przestrzennym zróżnicowaniem niżówek na obszarze Karpat Polskich. *Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica*, 10: 53–58.
- Dynowska I. (red.), 1988a – Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski. *Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, 4: 95 s.
- Dynowska I., 1988b – Przemiany stosunków wodnych. W: Starkel L. (red.) Przemiany środowiska geograficznego Polski. Wszecznica, PAN: 137–153.
- Dynowska I., Jankowski A.T., Soja R., 1985 – Metody oceny wpływu gospodarczej działalności człowieka na odpływ. *Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica*, 17: 104–109.
- Dynowska I., Tłaska A., 1982 – Hydrografia. PWN, Warszawa-Poznań: 300 s.
- Eheart J.W., Tornil D.W., 1999 – Low-flow frequency exacerbation by irrigation withdrawals in the agricultural midwest under various climatic scenarios. *Water Resour. Res.*, 35: 2237–2246.
- European Environment Agency, 1995 – Stanners D., Bourdeau P. (red.) Europe's Environment. Kopenhaga: 676 s.
- Ewert A., 1984 – Opady atmosferyczne na obszarze Polski w przekroju rocznym. WSP, Słupsk: 372 s.
- Fal B., 1967 – Przepływy minimalne. W: Przepływy charakterystyczne rzek polskich w latach 1951–1960. Wyd. Komunik. i Łączn., Warszawa: 34–45.
- Fal B., 1993 – Zmienność odpływu z obszaru polski w bieżącym stuleciu. *Wiad. IMGW*, 16, 3: 3–19.
- Farat R., Kępińska-Kasprzak M., Kowalczak P., Mager P., 1995 – Susze na obszarze Polski w latach 1951–1990. *Mat. Bad. IMGW, ser. Gosp. Wodna i Ochr. Wód*, 16: 142 s.
- Ferguson B.K., Suckling P.W., 1990 – Changing rainfall-runoff relationships in the urbanizing peachtree creek watershed, Atlanta, Georgia. *Water Resour. Bull.*, 26: 313–322.
- Filipkowski A., Gadkowski M., 1979 – Niżówki ciągłe. *Prz. Geof.*, 24, 2: 115–127.
- Froelich W., Słupik J., 1979 – Przestrzenne zróżnicowanie odpływu wody i materiału rozpuszczonego w zlewni Homerki. W: Proceedings Seminar Agricultural Soil Erosion in Temperate Non Mediterranean Climate. Strasburg.
- Gil E., 1986 – Rola użytkowania ziemi w przebiegu spływu powierzchniowego i splukiwania na stokach fliszowych. *Prz. Geogr.*, 58, 1–2.
- Gleick P.H. (red.), 1993 – Water in crisis: a Guide to the World's Fresh Water Resources. Oxford University Press, New York: 473 s.
- Golubev G.N., Biswas A.K. (red.), 1985 – Large-scale water transfers: emerging environmental and social experiences United Nations Environmental Programmes. Water Resources Series 7. Tycooly Publishers. Oxford: 158 s.
- Gustard A., Wesselink A., 1993 – Impact of land use change on water resources: Balquidder catchments. *J. Hydrol.*, 145: 389–401.
- Guty-Korycka M., 1975 – Odpływ podziemny i jego recesja w świetle badań Appleby. *Prz. Geof.*, 2: 129–137.
- Gutry-Korycka M., 1978 – Zasilanie podziemne rzek polskich. *Prz. Geof.*, 22, 2: 79–96.
- Guty-Korycka M., 1993 – Naturalne i antropogeniczne zmiany obiegu wody. W: Dynowska I. (red.) Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych. UJ, Kraków: 273–390.
- Gutry-Korycka M. (red.), 1996 – Studia nad wpływem globalnych zmian klimatu na obieg wody w zlewni. Wyd. Geogr. i St. Region. UW, Warszawa: 184 s.
- Jankowski A. T., 1987 – Wpływ urbanizacji i uprzemysłowienia na zmianę stosunków wodnych w regionie śląskim w świetle dotychczasowych badań. *Geogr. St. et Dissert.*, 10: 62–98.
- Jankowski A. T., 1988 – Wpływ przemysłu i urbanizacji na zmiany odpływu Rawy (próba oceny). W: Dynowska I. (red.) Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski. *Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, 4: 51–64.
- Jeż G., Jokiel P., Kożuchowski K., 1987 – Cykliczne zmiany przepływów w rzekach europejskich na tle wahań opadów atmosferycznych. *Wiad. IMGW*, 4: 3–19.
- Jokiel P., 1987 – Proces wysychania zlewni i jego fizjograficzne uwarunkowania. *Acta Geogr. Lodz.*, 56: 134 s.
- Jokiel P., 1994 – Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 66–67: 236 s.
- Jokiel P., Bartnik A., 2000 – Sezonowe i wieloletnie zmiany odpływu rzecznoego w Środkowej Polsce. W: Kożuchowski K. (red.) Pory Roku w Polsce. Sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne. Zakł. Dynamiki Środow. i Bioklimatologii UŁ. Łódź: 112–117

- Jokiel P., Juszczyk K., 1995 – Jednorodność wieloletnich serii średnich i średnich niskich przepływów rocznych rzek Polski środkowej. *Wiad. IMGW*, 18, 1: 71–79.
- Jokiel P., Kożuchowski K., 1989 – Zmiany wybranych charakterystyk hydroklimatycznych Polski w bieżącym stuleciu. *Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, 6: 96 s.
- Jokiel P., Maksymiuk Z., 1988 – Wpływ kopalni odkrywkowej „Belchatów” na zmiany odpływu. W: Dynowska I. (red.) Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski. *Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, 4: 79–95.
- Kaczmarek Z., 1957 – Częstotliwość przepływów niżówkowych. *Prz. Geof.*, 2, 4: 249–261.
- Kaczmarek Z., 1960 – Przedział ufności jako miara dokładności oszacowania prawdopodobnych przepływów powodziowych. *Wiad. Służby Hydrol. i Meteor.*, 7, 4: 133–185.
- Kaczmarek Z., 1970 – Metody statystyczne w hydrologii i meteorologii. WKiŁ, Warszawa: 312 s.
- Kasprzyk A., 2002 – Ocena surowości suszy hydrologicznej w zlewniach o różnym użytkowaniu powierzchni. W: Obieg wody w zmieniającym się środowisku. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrzyskiej w Kielcach*, 7: 147–154.
- Kendall M.G., Buckland W.R., 1986 – Słownik terminów statystycznych. PWE: 312 s.
- Keppeler E.T., Ziemer R.R., 1990 – Logging effects on streamflow: water yield and summer low flows at Caspar Creek in northwestern California. *Water Resour. Res.*, 26 (7): 1669–1679.
- Kite G. W., 1988 – Frequency And Risk Analyses In Hydrology. *Wat. Res. Publ.*: 257 s.
- Klimaszewski M., 1978 – Geomorfologia. PWN, Warszawa: 1098 s.
- Kolberg W., 1861 – Wisła, jej bieg, własności i spławność. Część druga. Warszawa: 254 s.
- Kondracki J., 1978 – Geografia fizyczna Polski. PWN: 463 s.
- Kostrzewa H., 1977 – Weryfikacja kryteriów i wielkości przepływu nienaruszalnego dla rzek Polski. *Mat. Bad. IMGW, ser. Gosp. Wod. i Ochrona Wód*: 208 s.
- Kotteggoda N.T., Natale L., 1994 – Two component log-normal distribution of irrigation affected low flows. *J. Hydrol. Engng.*, 5: 187–199.
- Kozieł S. R., 2000 – Zagadnienie analizy trendu w opracowaniach klimatologicznych. *Wiad. IMGW*, 23, 4: 19–29.
- Kożuchowski K., 1985 – Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w stuleciu 1881–1980. *Acta Geogr. Lodz.*, 48: 158 s.
- Kożuchowski K. (red.), 1990 – Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych. Wyd. UŁ., Łódź: 452 s.
- Kożuchowski K. (red.), 2000 – Pory roku w Polsce. Sezonowe zmiany w środowisku a wieloletnie tendencje klimatyczne. *Zakł. Dynam. Środow. i Bioklimatologii UŁ*, Łódź: 148 s.
- Kożuchowski K., Wibig J., 1986 – Charakterystyki przebiegu rocznego opadów w Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 7: 103–113.
- Kożuchowski K., Wibig J., 1988 – Kontyentalizm pluwialny w Polsce: zróżnicowanie geograficzne i zmiany wieloletnie. *Acta Geogr. Lodz.*, 55: 104 s.
- Król H., Soczyńska U., 1989 – Wpływ lasu na stosunki hydrologiczne małych zlewni strefy przymorskiej. *Wyd. Geol.*, Warszawa: 259 s.
- Kucharska K., Tyszką J., 1984 – Niektóre aspekty kształtowania się współczynników odpływu w zależności od lesistości małych zlewni nizinnych. *Mat. Ogólnopolskiego Symp. Nauk. „Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych”*. 27–29 września 1984, Wrocław: 122–125.
- Kundzewicz Z. W., 2000 – Gdyby mała wody miarka. *Wyd. Nauk. PWN*, Warszawa: 196 s.
- Lambor J., 1956 – Wpływ intensyfikacji rolnictwa w Wielkopolsce na przepływ wody w rzece Warcie. *Pr. St. Kom. Gosp. Wod. PAN*, cz. 1. PWN, Warszawa: 277–299.
- Lambor J., 1971 – Hydrologia inżynierska. Arkady, Warszawa: 362 s.
- Low flow studies, 1980 – Institute of Hydrology, Reports 1, 2.1, 2.2, 2.3, 2.4, 3, 4. Wallingford.
- Mager P., Kuźnicka M., Kępińska-Kasprzyk M., Farat R., 1999 – Zmiany natężenia i częstości pojawiania się susz w Polsce (1891–1995). *Ogólnopolska Konf. Nauk. „Zmiany i zmienność klimatu Polski. Ich wpływ na gospodarkę, ekosystemy i człowieka”* 4–6 XI 1999, Łódź: 68–69.
- Magnuszewski A., Soczyńska U., 2001 – Międzynarodowy słownik hydrologiczny. *Wyd. Nauk. PWN*, Warszawa: 250 s.
- Maksymiuk Z., 1980 – Formy alimentacji rzek i ich rola w bilansie wodnym na przykładzie dorzecza Widawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 42: 120 s.
- Mapa poglądowa podziału kraju na obszary hydrograficzne i regiony wodno-gospodarcze, 1970 – CUGW. Warszawa.
- Matalas N.C., 1963 – Probabilisty Distribution of Low Flows. *USGS Profess. Paper*, 434-A: 1–27.
- Michałczyk Z., 1988 – Wpływ poboru wody do Kanalu Wieprz-Krzna na przepływ środkowego biegu Wieprza. W: Dynowska I. (red.) Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski. *Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, z. 4, s. 39–50.
- Mikulski Z., 1959a – Występowanie niżówek na Wiśle i Odrze. *Prz. Geof.*, 4, 2: 127–136.
- Mikulski Z., 1959b – Niżówki rzek polskich. *Gaz. Obs. PIHM*, 10.
- Mikulski Z., 1962 – Występowanie niżówek, wzbrań i powodzi w rzekach polskich. *Wiad. Służby Hydrol. Meteorol. PIHM*. *Wyd. Komunikacji i Łączności*, Warszawa: 3–23.
- Mikulski Z., 1963 – Zarys hydrografii Polski. *PWN*, Warszawa: 286 s.

- Mikulski Z., 1998 – Gospodarka wodna. PWN, Warszawa: 202 s.
- Mitchell J. M., 1966 – Climatic change. Techn. Note. no. 79. 195. WMO, Geneva: 79 s.
- Mrugala S., 2001 – Opady atmosferyczne o normalnej i anormalnej wysokości na obszarze Polski (1951–1990). Wyd. UMCS, Lublin: 196 s.
- Namaczyńska S., 1937 – Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 1648–1696, cz. I: Zjawiska meteorologiczne i pomory. *Bad. dziejów społ. gosp.*, 23: 234 s.
- Neyman J., Scott E., 1971 – Outlier proneness of phenomena and of related distributions. W: Rustagi J. S. (red.) *Optimizing Methods in Statistics*. Academic Press, New York: 413–430.
- Norcliffe G. B., 1986 – Statystyka dla geografów. PWN: 257 s.
- Orsztynowicz J., 1973 – Odplyw podziemny rzek polskich. *Gosp. Wodna*, 33, 5: 168–173.
- Orsztynowicz J., 1979 – Metoda wyznaczania odpływu podziemnego na podstawie odpływu akumulacyjnego. *Prz. Geof.*, 3–4: 234–250.
- Orsztynowicz J., 1986 – Odplyw pochodzenia podziemnego. W: Stachy J. (red.) *Atlas hydrologiczny Polski*, t. I. Wyd. Geol., Warszawa.
- Ozga-Zielińska M., 1984 – Hydrologia jako źródło informacji dla potrzeb gospodarki. *Prz. Geof.*, 29, 4: 437–454.
- Ozga-Zielińska M., 1986 – Hydrologiczne zależności regionalne. *Wiad. IMGW*, 9, 4: 3–16.
- Ozga-Zielińska M., 1990 – Nizówki i wezbrania – ich definiowanie i modelowanie. *Prz. Geof.*, 1–2: 33–43.
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1994 – Hydrologia stosowana. PWN, Warszawa: 323 s.
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1997 – Hydrologia stosowana. wyd. II, zmienione, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 323 s.
- Ozga-Zieliński B., 1987 – Badanie statystycznej niejednorodności ciągów pomiarowych. *Gosp. Wodna*, 10.
- Ozga-Zieliński B., 1999 – Metody analizy niejednorodności ciągów pomiarowych zjawisk hydrologicznych. *Wiad. IMGW*, 22, 2: 13–32.
- Paszczyk J.L., 1975 – Rola wód podziemnych w odpływie rzeczny i w bilansie wodnym Polski. UMCS, Lublin.
- Pietrygowa Z., 1972 – Krążenie wód podziemnych hydrologicznie czynnych w obszarze fliszowym na przykładzie dorzecza Skawy. *Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica*, 6.
- Pietrygowa Z., 1975 – Odplyw podziemny w ogólnym obiegu wody w Karpatach na przykładzie dorzecza Skawy. *Mat. Bad. IMGW, ser. spec.*, 5: 252.
- Pietrygowa Z., 1980 – Metodyka prognoz odpływów niskich. Mat. IMGW, Warszawa.
- Pietrygowa Z., 1988 – Propozycja zastosowania nowych parametrów do charakterystyki odpływów minimalnych. W: Michalczyk Z., Wojciechowski K.H. (red.) *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*. Wyd. UMCS, Lublin: 35–46.
- Podstawy metodyczne oceny parametrów statystycznych niżówek w Polsce, 1985 – Sprawozdanie z realizacji tematu 305.223. Maszynopis. Arch. IMGW, Warszawa.
- Późniak R., 1973 – Zmienność obszarowa odpływu podziemnego w dorzeczu Wisły na tle budowy geologicznej. *Zesz. Nauk. AR, Melioracje Rolne*, 11: 21–30.
- Pruchnicki J., 1987 – Metody opracowań klimatologicznych. PWN, Warszawa: 203 s.
- Przeplawy niskie średnie niskie i najniższe rzek polskich, 1989 – Maszynopis. Arch. IMGW, Warszawa.
- Punzet J., 1991 – Badania nad czasem trwania niskich przeplaw w rzekach i potokach karpackich i możliwości wykorzystania rezultatów w praktyce. *Wiad. IMGW*, 14, 1–4: 35–44.
- Punzet J., 1996 – Niskie przeplawy i czas ich trwania w górnych biegach rzek zachodniej części Karpat. *Gosp. Wodna*, 11: 328–334.
- Rhue L.G., Small M.J., 1986 – Application of a low-flow assessment model for the Monongahela River basin. *Water Resour. Bull.*, 22 (1): 121–127.
- Riggs H. C., 1976 – Effects of man on low flows. Proc. of the Conference on Environment, Aspects Irrigation and Drainage. University of Ottawa, American Society of Civil Engineers, New York: 306–314.
- Robinson A., Sale R., Morrison J., 1988 – Podstawy kartografii. PWN: 622 s.
- Roczniki hydrologiczne wód powierzchniowych za lata 1971–1983. IMGW, Wyd. Kom. i Łączn., Warszawa.
- Romer E., 1949 – Regiony klimatyczne Polski. *Pr. Wrocł. Tow. Nauk., ser. B*, 16: 26 s.
- Rotnicka J., 1988 – Wplyw regulacji koryta rzeczno i melioracji zlewni na odpływ górnej Prosnicy. W: Dynowska I. (red.) *Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski*. *Dok. Geogr. IGIPZ PAN*, 4: 23–38.
- Sadowski M., Kuźmińska D., 1986 – Opady atmosferyczne. W: Stachy J. (red.) *Atlas hydrologiczny Polski*, t. II. Wyd. Geol., Warszawa: 23–25.
- Shiklomanov I.A., 1993 – World fresh water resources. W: Gleick P. H. (red.) *Water in crisis: a guide to the world's fresh water resources*. Oxford University Press, New York: 13–24.
- Simmons D.L., Reynolds R.J., 1982 – Effects of urbanization on base flow of selected south-shore streams, Long Island New York. *Water Resour. Bull.*, 18: 797–805.
- Skorupka S., Auderska H., Łempicka Z. (red.), 1968 – Mały Słownik Języka Polskiego. PWN, Warszawa: 1033 s.
- Smakhtin V.U., 2001 – Low flow hydrology: a review. *J. Hydrol.*, 240: 147–186.
- Soczyńska U., 1977 – Podstawy metodyczne regionalnego modelu zlewni w warunkach polskich. *Mat. Bad. IMGW, ser. Hydrol.*: 130 s.
- Soja R., 1988a – Próba oszacowania wpływu zagospodarowania ziemi na odpływ rzeczny w Karpatach. W: Michalczyk Z., Wojciechowski K. H. (red.) *Badania*

- hydrograficzne w poznawaniu środowiska. UMCS, Lublin: 198 s.
- Soja R., 1988b – Zmiana odpływu w zlewni Wisłoki pod wpływem działalności człowieka. W: Dynowska I. (red.) Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski. *Dok. Geogr. IGiPZ PAN*, 4: 9–22.
- Stachý J., 1968 – Zmniejszanie się odpływu rzek polskich w bieżącym stuleciu. *Pr. PIHM*, 95.
- Stachý J., 1984 – Odpływ rzek polskich w latach 1971–1980 na tle danych wieloletnich. *Gosp. Wodna*, 5–6: 138–141 i 163–168.
- Stachý J., 1990a – Przepływ średni niski SNQ jako miarodajna charakterystyka projektowa. *Prz. Geof.*, 25, 1–2: 45–54.
- Stachý J., 1990b – Zmienność zasobów wód powierzchniowych Polski oceniona według programu WMO. *Gaz. Obs. IMGW*, 39, 1–6.
- Stachý J., 1991 – Hydrologiczne aspekty ograniczenia zakresu stosowania pośrednich metod obliczania przepływu średniego niskiego. *Wiad. IMGW*, 14, 1–4: 9–20.
- Stachý J., Biernat B., Dobrzyńska J., 1977 – Odpływ rzek polskich w latach 1951–1970. *Gosp. Wodna*, 3: 71–78.
- Stachý J., Biernat B., Dobrzyńska J., 1979 – Odpływ rzek polskich w latach 1951–1970. *Mat. Bad. IMGW*, ser. spec., 6: 72 s.
- Stachý J., Herbst J., Orsztynowicz M., 1970 – Przestrzenna zmienność przepływów średnich niskich w Polsce. *Pr. PIHM*, 100: 9–15.
- Stan i wykorzystanie zasobów wód powierzchniowych Polski, 1996 – *Mat. Bad. Ser. Gosp. Wodna i Ochrona Wód*, 20. Wyd. IMGW, Warszawa: 52 s.
- Statsoft Inc., 2001 – Statistica (data analysis software system) version 6, www.statsoft.com
- Stolarski A., 1959 – Najmniejsze letnie odpływy jednostkowe o określonym prawdopodobieństwie pojawiania się w zlewniach niektórych rzek Polski. *Gosp. Wodna*, 4.
- Strzebońska-Ratomska B., 1994 – Metodyka oceny intensywności i zasięgu suszy hydrologicznej. Część I – Susza hydrologiczna na Podkarpaciu w latach 1961–1990. *Wiad. IMGW*, 17, 4: 15–40.
- Strzebońska-Ratomska B., 1995 – Metodyka oceny intensywności i zasięgu suszy hydrologicznej. Część II – Wskaźnik suszy hydrologicznej jako podstawa oceny jej natężenia i przewidywania rozwoju. *Wiad. IMGW*, 18, 1: 29–39.
- Susza 1992, zasięg, natężenie, przyczyny i skutki, wnioski na przyszłość, 1992 – *Mat. Bad. Ser. Hydrol. i Oceanol.*, 16. IMGW, Warszawa: 40 s.
- Szewczuk J., 1939 – Kronika klęsk elementarnych w Galicji w latach 1772–1848. *Bad. dziejów społ. gosp.*, 35: 334 s.
- Szkutnicki J., 1968 – Wpływ jeziora Wigry na stosunki hydrologiczne Czarnej Hańczy. *Gosp. Wodna*, 5: 179–182.
- Szpindor A., 1974 – *Gospodarka wodna*. PWN, Warszawa: 272 s.
- Szturc J., 1993 – Antropogeniczne zmiany odpływu rzecznoego na obszarze GOP-u. *Wiad. IMGW*, XVI, 2: 75–90.
- Tallaksen L.M., 1993 – Modelling land use change effects on low flows. W: Gustard, A. (red.) FRIEND. Vol I: Hydrological Studies. Institute of Hydrology, Wallingford: 56–68.
- Tłałka A., 1979a – Ustalenie wartości granicznej dla okresów niżówkowych. *Prz. Geof.*, 24, 1: 17–25.
- Tłałka A., 1979b – Niżówki – warunki powstawania i metody ustalania. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr.*, 47: 61–87.
- Tłałka A., 1982 – Przestrzenne zróżnicowanie niżówek letnich w dorzeczu górnej Wisły. *Rozpr. habilitacyjne UJ*, 63: 120 s.
- Tokarczyk T., 2001 – Zmienność przepływów niskich na obszarze Kotliny Kłodzkiej. *Zesz. Nauk. AR, ser. Inżynieria środowiska*, 12, 413: 105–127.
- Tomaszewski E., 2001 – Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971–1990. *Acta Geogr. Lodz.*, 79: 152 s.
- Trimble S.W., Weinich F.H., Hoag B.L., 1987 – Deforestation and the reduction of water yield on the Southern Piedmont since circa 1940. *Water Resour. Res.*, 23 (3): 425–437.
- Vestoškina N.N., 1970 – Vlijanie karsta na minimal'nyj stok małych rek bassejna Verchnej Pečory. *Izv. Kom. Fil. Geogr. O-va SSSR*, 2,3.
- Vladimirov A.M., 1970 – Minimal'nyj stok rek SSSR. Gidrometeoizdat, Leningrad: 214 s.
- Walawender A., 1932 – Kronika klęsk elementarnych w Polsce i w krajach sąsiednich w latach 950–1586. Cz. I: Zjawiska meteorologiczne i pomory. *Bad. dziej. społ. gosp.*, 10: 170 s.
- Werchracki R., 1938 – Klęski elementarne w Polsce w latach 1587–1647. Cz. I: Zjawiska meteorologiczne, stan urodzajów i pomory bydła, cz. II: Mory. *Spraw. T.N.*, 18, 3: 9 s.
- Węglarczyk S., 1998 – Wybrane problemy hydrologii stochastycznej. Wyd. Polit. Krak. Seria: inżynieria sanitarna i wodna, monografia: 235: 214 s.
- Wibig J., 1990 – Metody analizy klimatologicznych szeregów czasowych. W: Kożuchowski K. (red.) Materiały do poznania historii klimatu w okresie obserwacji instrumentalnych. Wyd. UŁ, Łódź: 98–202.
- Wierciuch T., 1984 – Wpływ rodzaju pokrywy roślinnej zlewni użytkowanej rolniczo na kształtowanie zasobów wodnych. *Mat. Ogólnopolskiego Symp. Nauk. „Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych”*, 27–29 września 1984, Wrocław: 250–253.
- Wilgat T., 1979 – Zmiany struktury obiegu wody pod wpływem działalności gospodarczej. W: Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych. *Mat. Konf. Kom. Hydrograficznej PTG*, Piaseczno, 4–6 maja 1979, Lublin: 7–20.
- Wilgat T., 1991 – Zmiany stosunków wodnych pod wpływem gospodarki. W: Starkel L. (red.) *Geografia*

- Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa: 205–224.
- WMO: World Meteorological Organization, 1974 – International Glossary of Hydrology. WMO, Geneva: 393 s.
- Zasady obliczania największych przepływów rocznych o określonym prawdopodobieństwie pojawiania się przy projektowaniu obiektów inżynierskich i urządzeń technicznych gospodarki wodnej w zakresie budownictwa hydrotechnicznego, 1973 – Zał. nr 26, Zarządzenie Prezesa CUGW z dn. 9 lipca 1968, Wyd. Katalogów i Cenników, Warszawa: 48 s.
- Zelenhasic E., Salvai A., 1987 – A method of streamflow drought analysis. *Water Resour. Res.*, 23 (1): 156–168.
- Zielińska M., 1963a – Statystyczne metody opracowywania niżówek, cz. I. *Prz. Geof.*, 8, 1–2: 75–87.
- Zielińska M., 1963b – Niżówki letnie rzek polskich. *Gosp. Wodna*, 4: 133–136.
- Zielińska M., 1964a – Metody obliczania i prognozowania niżówek w ujęciu probabilistycznym. *Wiad. Służby Hydrol. i Meteor.*, 58: 31–56.
- Zielińska M., 1964b – Statystyczne metody opracowywania niżówek, cz. II. *Prz. Geof.*, 9, 1: 109–120.
- Zubrzycki T., 1932 – Skrajne wartości stanów wody i objętości przepływu. Lwów: 13 s.
- Zubrzycki T., 1933 – Charakterystyka odpływu rzek polskich przy niskich stanach wody. *Wiad. Służby Geogr.*, 2: 14 s.
- Żelaziński J., Pawłowska J., Mierkiewicz M., Kozieł S., 1998 – Metody wspomaganie optymalnych strategii ograniczających skutki suszy. *Mat. Bad. IMGW, ser. Hydrol. i Oceanol.*, 24: 48 s.

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

1. Określanie przepływów głównych okresu T
2. Wyznaczanie głównych przepływów charakterystycznych pierwszego stopnia (wartości generowane)
3. Wyznaczanie przepływów głównych drugiego rzędu dla minimum rocznych (NQ) – wartości generowane
4. Minimalne miesięczne przepływy w lipcach wielolecia 1971–1990 (wartości generowane)
5. Rozmieszczenie badanych zlewni
6. Struktura badanego zestawu zlewni według różnych klasyfikacji
7. Liczba zlewni w klasach powierzchni i średniej wysokości m n p.m.
8. Struktura badanej grupy zlewni w aspekcie opadu i odpływu
9. Krzywe podwójnie kumulowane
10. Liczba zerwań ciągłości w poszczególnych dwuleciach badanego okresu (metoda podwójnej masy)
11. Rozkład przestrzenny zlewni, których ciągi przepływów wykazują niejednorodność.
12. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) średniego niskiego odpływu jednostkowego – SNq [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$]
13. Częstość średnich niskich odpływów jednostkowych (SNq) w badanej próbie zlewni
14. Częstość minimum absolutnych odpływu jednostkowego (NNq) w badanej próbie zlewni
15. Częstość współczynnika asymetrii (A) niskich rocznych odpływów jednostkowych (Nq) w badanej próbie zlewni
16. Częstość poziomu kurtozy (K) w szeregach niskich rocznych odpływów jednostkowych (Nq)
17. Przykłady dopasowanych typów rozkładów prawdopodobieństwa do szeregów minimalnych przepływów rocznych w dwudziestoleciu 1971–1990 (dystrybuanty i funkcje gęstości prawdopodobieństwa)
18. Częstość typów rozkładu w próbie badanych szeregów minimalnych przepływów rocznych (NQ)
19. Typy rozkładów prawdopodobieństwa w szeregach minimalnych przepływów rocznych
20. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) estymatora maksymalnego niskiego odpływu jednostkowego – $Nq_{(99\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$]
21. Częstość odpływów niskich o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 90 % ($Nq_{(90\%)}$) w badanej próbie zlewni
22. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) estymatora minimalnego niskiego odpływu jednostkowego – $Nq_{(10\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$]
23. Częstość odpływów niskich o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 10 % ($Nq_{(10\%)}$) w badanej próbie zlewni
24. Częstość minimalnych rocznych odpływów jednostkowych o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1 % ($Nq_{(1\%)}$)
25. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) niskiego odpływu jednostkowego o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1 % – $Nq_{(1\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$]
26. Częstość współczynnika zmienności (c_v) minimalnych odpływów jednostkowych w badanej próbie zlewni
27. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) współczynnika zmienności minimalnych rocznych odpływów jednostkowych – $c_{v(Nq)}$
28. Częstość współczynników autokorelacji $R_{\alpha}(l)$ w badanych szeregach niskich rocznych odpływów jednostkowych
29. Współczynniki autokorelacji ($k = l$) w szeregach niskich odpływów rocznych
30. Tendencje zmian niskiego odpływu jednostkowego w dwudziestoleciu 1971–1990
31. Częstość kierunków trendów w szeregach minimalnych rocznych odpływów jednostkowych w dwudziestoleciu 1971–1990
32. Zróżnicowanie średniego niskiego odpływu jednostkowego (SNq_m) w poszczególnych miesiącach i w wieloleciu (1971–1990)
33. Średni niski odpływ jednostkowy (SNq_m) – 1971–1990 (XI–VI)
34. Średni niski odpływ jednostkowy (SNq_m) – 1971–1990 (V–X)
35. Średni niski miesięczny odpływ jednostkowy w półroczach i w wieloleciu (SNq_m) – 1971–1990
36. Rozmieszczenie (A) i częstość (B) indeksu sezonowości odpływów niskich miesięcznych $IS(Nq_m)$
37. Pora (A) i częstość (B) występowania najniższych średnich niskich odpływów miesięcznych $MIN(SNq_m)$
38. Pora (A) i częstość (B) występowania najwyższych średnich niskich odpływów miesięcznych $MAX(SNq_m)$
39. Typy sezonowej zmienności odpływów niskich miesięcznych (Nq_m) w Polsce w latach 1971–1990
40. Rozmieszczenie (A) i liczebność (B) typów zlewni wyznaczonych według kryterium sezonowości odpływów niskich
41. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) współczynnika zmienności niskich miesięcznych odpływów jednostkowych w wieloleciu 1971–1990
42. Średnie dla badanej próbki, niskie miesięczne odpływy jednostkowe w wieloleciu 1971–1990 (SNq_m^*)
43. Istotne współczynniki autokorelacji ($k = 1, 2, \dots, 58$) niskich miesięcznych odpływów jednostkowych w okresie 1971–1990 ($\alpha = 5\%$)
44. Współczynniki autokorelacji ($k = l$) niskich miesięcznych odpływów jednostkowych w okresie 1971–1990
45. Rozmieszczenie (A) i zróżnicowanie (B) współczynnika autokorelacji ($k = l$) niskich miesięcznych odpływów jednostkowych w wieloleciu (1971–1990)
46. Zależność pierwszego współczynnika autokorelacji niskich miesięcznych odpływów jednostkowych (Nq_m) od współczynnika zasilania podziemnego
47. Typy inercji odpływów niskich miesięcznych (Nq_m)
48. Inercja odpływów niskich miesięcznych – typy zlewni

Tabele

1. Liczba przekrojów, w których zanotowano zerwania ciągłości w szeregach SNQ_m , w wieloleciu 1971–1990
2. Liczba zerwań ciągłości szeregów SNQ_m w podziale na okresy dwuletnie
3. Liczba przekrojów, w których zanotowano istotne zerwania ciągłości szeregów
4. Liczba przekrojów, w których zanotowano istotne zerwania ciągłości w podziale na dorzecza
5. Porównanie wyników analizy jednorodności szeregów SNQ_m uzyskanych obiema metodami (test Grubsa-Becka i metoda podwójnej masy)

Załączniki

1. Zestawienie rzek i charakter zlewni
2. Wyniki analizy jednorodności szeregów: przepływów niskich miesięcznych (NQ_m) i średnich z minimów miesięcznych (SNQ_m)
3. Podstawowe statystyki szeregów niskich rocznych odpływów jednostkowych – Nq (w okresie 1971–1990)
4. Wyniki dopasowania teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa do szeregów niskich rocznych przepływów z lat 1971–1990
5. Średnie niskie odpływy jednostkowe (SNq_m) w latach 1971–1990
6. Współczynniki autokorelacji oraz wyniki analizy sezonowości miesięcznych minimów odpływu z lat 1971–1990

LOW FLOW IN POLAND

LIST OF ILLUSTRATIONS

Figures

1. Definition of main flows in T period
2. Determination of main second characteristic first rank flows (generated values)
3. Determination of main second rank flows of yearly minimum (NQ) – generated values
4. Minimum monthly flows in July for the long-term 1971–1990 (generated values)
5. Spatial arrangement of analysed basins
6. Structure of analysed set of basin according to different classifications
7. The number of basins in the area and mean height a.s.l. classes
8. Structure of analysed basins set according to precipitation and flow
9. Double mass curves
10. The number of continuity cuttings in the individual two-years analysed period (double mass method)
11. Spatial arrangement of basins which flow data series are non-uniform
12. Spatial arrangement (A) and diversity (B) of mean specific flow – SNq [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$]
13. Frequency of mean specific low flow (SNq) of analysed basins set
14. Frequency of absolute minimum specific flows (NNq) of analysed basins set
15. Frequency of skewness coefficient (A) of yearly specific low flows (Nq) of analysed basins set
16. Frequency of kurtosis (K) of analysed yearly specific low flows (Nq)
17. Examples of fitted types of distribution of analysed yearly low flow series from twenty-year period 1971–1990 (flow duration and density curves)
18. Frequency of distribution types of analysed set of yearly low flow series (NQ)
19. Types of frequency distributions of yearly low flow series
20. Spatial arrangement (A) and diversity (B) of maximal 90 % specific low flow estimator – $Nq_{(90\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$]
21. Frequency of low flow not achieving 90 % probability ($Nq_{(90\%)}$) of the analysed basins set
22. Spatial arrangement (A) and diversity (B) of minimal 10 % specific low flow estimator – $Nq_{(10\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$]
23. Frequency of low flow not achieving 10 % probability ($Nq_{(10\%)}$) of the analysed basins set
24. Frequency of yearly specific low flows not achieving 1 % probability ($Nq_{(1\%)}$)
25. Spatial arrangement (A) and diversity (B) of specific low flows not achieving 1% probability – $Nq_{(1\%)}$ [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$]
26. Frequency of dispersion coefficient (c_v) of yearly specific low flows of the analysed basins set
27. Spatial arrangement (A) and diversity (B) of dispersion coefficient of yearly specific low flows – $c_v(Nq)$
28. Frequency of autocorrelation coefficient $R_d(1)$ of the analysed yearly specific low flow series
29. Autocorrelation coefficients ($k = 1$) of yearly low flow series
30. Trends of the specific twenty-year low flow series (1971–1990)
31. Frequency of trend directions of yearly specific low flow series for twenty-year period (1971–1990)
32. Diversity of mean specific low flow (SNq_m) for individual months and for the long-term period (1971–1990)
33. Mean specific low flow (SNq_m) – 1971–1990 (XI-VI)
34. Mean specific low flow (SNq_m) – 1971–1990 (V–X)
35. Mean specific low flow for half-year and long-term periods (SNq_m) – 1971–1990
36. Spatial arrangement (A) and frequency (B) of seasonality index of the monthly low flow $IS(Nq_m)$
37. Season (A) and frequency (B) appearing of minimal monthly low flow $MIN(SNq_m)$
38. Season (A) and frequency (B) appearing of maximal monthly low flow $MAX(SNq_m)$
39. Types of seasonal diversity of monthly low flows (Nq_m) in Poland within 1971–1990
40. Spatial arrangement (A) and number (B) of basin types appointed by a seasonality of low flow criterion
41. Spatial arrangement (A) and diversity (B) of dispersion coefficient of the monthly specific low flows from the period 1971–1990
42. Mean monthly specific low flow from the long-term period (1971–1990) of analysed sample (SNq_m^*)
43. Significant autocorrelation coefficients ($k = 1, 2, \dots, 58$) of the monthly specific low flows from the period 1971–1990 ($\alpha = 5\%$)
44. Autocorrelation coefficients ($k = 1$) of the monthly specific low flows from the period 1971–1990
45. Spatial arrangement (A) and diversity (B) of autocorrelation coefficient ($k = 1$) of the monthly specific low flows from the long-term period (1971–1990)
46. Relationship between the first autocorrelation coefficient of the monthly specific low flows (Nq_m) and a coefficient of groundwater recharge
47. Types of monthly low flow inertia (Nq_m)
48. Inertia of the monthly low flow – basin types

Tables

1. The number of gauges in which there are continuity cuttings of SNQ_m series from the long-term 1971–1990
2. The number of continuity cuttings of SNQ_m series – two-year period division
3. Number of gauges in which there are significant continuity cuttings. Source: own materials.
4. Number of gauges in which there are significant continuity cuttings – basin division.
5. Results of comparison of uniform analysis of SNQ_m series – both methods (Grubs-Beck test and double mass method)

Appendixes

1. List of rivers and basins nature
2. Results of uniform analysis of the monthly low flow (NQ_m) and mean monthly low flow (SNQ_m) series
3. Basic statistic of yearly specific low flow series – Nq (period 1971–1990)
4. Results of distribution fitting of yearly low flow series from the period 1971–1990
5. Mean specific low flow (SNq_m) from the period 1971–1990
6. Autocorrelation coefficients and analysis of seasonality results of the monthly low flow from the period 1971–1990

Summary

ABSTRACT

The main task of this paper was identification of regional and seasonal variability of low flow in Poland in different aspects. There were analysed 119 basins in the all area of Poland. Data came from the period 1971–1990. Thank to used procedures like statistical analyses and its geographical interpretation, the author got a few general conclusions.

In most of studied series there exist potential cuttings of continuity. Significant and non-significant cuttings are grouped in two short time ranges (1973–74 and 1981–82). These cuttings are connected with the changes generated by natural processes. Therefore here we have to do with genetic non-homogeneity of a process, not resulting from the effect of anthropogenic factors, but related to the essence of a flow itself.

Spatial arrangement of basins with similar types of frequency distributions of minimum yearly low flow does not indicate any distinct spatial order in Poland.

The series of yearly specific low flows, in a bigger part of Poland, are characterized by low inertia and as a result one may regard it a random phenomenon. However, some of the series Nq are characterized by the presence of "red noise" (high inertia). In these cases it should be paid special attention in estimation base flows on the frequency distributions basis.

The analysis of seasonal structure of low flow showed that in many cases the existence of distinct climatic conditioning (season, intensity and way of alimentation). Nevertheless, very often other factors effect stronger than climatic conditions: geological structure (especially the hydrogeological conditions), the occurrence of lakes, etc. The image of regional variability of yearly minima in long-term period is at a large degree an effect of the influence of spatial changes of climatic elements, rather than the diversity of hydrogeological conditions. On the other hand, in case of series of monthly minima, this image is mainly the result of the influence of hydrogeologic conditions, while the climatic factors are only the background.

In Poland, spatial variability of low flow has in the individual months a zonal nature. But analyses show distinct disproportion between the low flow in winter and summer half-years.

The analysis of monthly low flows proved that there are differences of their level of seasonality in basins of Odra and Vistula. They are probably effected by the same factors which decide about transition climate features of our country.

As a result of the studying of seasonality of low flows in Poland one managed to identify 4 types of it. The month in which minimum of runoff occurs most frequently is August, however in different regions of Poland they may appear from May to December

The constructed regression relativity of the first coefficients of autocorrelation of monthly low flows with the ground recharge coefficients ($R = 0.78$) may be very useful in the assessment of the abundance of basin.

Spatial order, which was obtained during the analysis of the level of inertia of low flows testifies of the ability of applying this feature in hydrological and even geographical regionalizations.

INTRODUCTION

The basic characteristics describing the quantity of water running in rivers are *discharge* and *runoff*. These notions describe in the main the same phenomenon, however they are not synonyms. A term *runoff* is used when describing the quantity of water

flowing from a certain area (usually – *basin*) during twenty-four hours, month, year or in case of considering this part of precipitation which forms the stream outflow. A term *discharge* is also ambiguous. Most commonly used when describing the

quantity of water flowing in a certain place through a discharge section line of a stream – as a synonym of a notion *flow quantity*. In the other case it is treated as a general term referred to the occurrence of water running along a river-bed.

A specially important role in analyses and hydrological practice plays the knowledge of the s. c. characteristic discharges (runoffs). Having a sequence of everyday discharge observations from a certain period at a certain gauge, one may define the following values for this particular set of observations: maximum, minimum, mean and median (Fig. 1); they describe the river flow mainly in a hydrologic year, what results from the periodicity of hydro-meteorological phenomena (Fig. 2). Another characteristic periods originate from the division of year into half-years and months.

Among main discharges (runoffs) the minimal flows play an important role (Figs 3, 4). The knowledge of them, their time variation, periodicity and spatial diversity is a crucial circumstance enabling of rational usage of water resources in a local scale

as well as in the country one. The minimum runoffs (yearly, monthly, etc.) are base values. Basing on them one may receive series of parameters and characteristics which serve the economy (navigation parameters of rivers, inviolable flows, available flows, etc.). The knowledge of them and their variability in reference to a possibly large number of rivers and discharge section lines is therefore significant from the point of view of widely conceived water management. Many authors employ low discharges to estimate the boundary values used in setting the low flows. Writing about the significance of low discharges it is impossible not to mention their application in estimation of ground runoff average quantities. Equally important is also the knowledge of and appropriate interpretation of low discharges in inviolable flows estimation, that is the minimum flow rate which should be maintained in a particular discharge section line of a river because of the biological and social considerations. Moreover the necessity of maintaining this flow is basically not subjected to economic criterions.

RESEARCH MATERIAL

Researches into regional and seasonal variability of low flows in Poland were based on the characteristics of flows registered on 119 river-gauges closing the autochthonous basins (Fig. 5, App. 1). The selection of a test sample was not accidental, for it was assumed that the selected river basins should:

- represent maximum rich spectrum of conditions of total and ground flow forming in Poland;
- represent a full series of reliable hydrometric observations from years 1971–1990;
- be a small autochthonous basins, in which there are relatively uniform physic-geographical conditions, what should enable the comparison of results and the identification of spatial regularities (Fig. 6);
- be relatively regularly distributed in the area of the country what will enable the interpolation and evaluation of potential spatial order as well as analysis of obtained results;
- be distinguished by a possibly natural runoff, especially in reference to low values.

Areas of basins considered in the research are between 104 and 1534 km² and an average value for a sample is about 500 km² (Fig. 7). Therefore all the basins are small or medium objects. Thanks to this, we can expect relatively unitary (in this scale of research) physic-geographical conditions in them (Fig. 8). Total area of basins considered in the research is equal to about 19 % of the area of Poland.

Thus, from the point of view of the criteria of assessment of a random sample quantity, with 95 % trust level, one may state that it is big enough to accept the analyses conducted on its basis.

Data used for the analysis come from the 1971–1990 period. There were two factors which decided about the choice of this particular twenty-year period. Firstly, it was the phase of a peculiar “hydrologic anxiety” with often appearing high-waters with wide range (e.g. 1979, 1982) as well as long-lasting droughts spreading into large areas of Poland (e.g. 1983, 1989). At that time the influence of mankind on hydrologic processes has increased. No less significant was also the fact that there were made relatively few analyses for this period treating of the low flows. Therefore, however the twenty-year period of 1971–1990 was in many respects untypical, then from the research point of view it represents a very significant feature. One may thus describe it as a “multi-year period digest”; examining a shorter time-interval we obtain an information about the scale of variability of a phenomena that we had to do with in longer time horizon.

The source of data was mainly the published material (*R o c z n i k i h y d r o l o g i c z n e... 1971–1983*). Those series were completed with data obtained directly from IMGW. On the basis of these materials for each of 119 basins there were created four time series:

- monthly minima (NQ_m) – 240 elements;
- yearly minima (NQ) – 20 elements;
- average from monthly minima (SNQ_m) – 20 elements;
- yearly precipitation sums (P) – 20 elements.

Flows series (Q) [$\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$] were transformed into their equivalent series (q) [$\text{dm}^3\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$] of specific flows that are more suitable for comparative analyses and for illustration a spatial variability of a phenomenon.

Presently, there is a common view among hydrologists that it is necessary for gauging records to meet the conditions of homogeneity to be able to be statistically tested and analysed (Ozga-Zielińska 1984, 1986; Ozga-Zielińska, Brzezinski 1994; Węglarczyk 1998). In order to identify potential non-uniformity in series of the NQ_m and SQ_m flows there was a double-mass method applied as well as several of recommended statistic tests.

Double-mass method applied here to identify the moments of potential continuity cuttings of the yearly SNQ_m series was proposed by M.A. Kohler in 1949 (Fig. 9). In the last years it has been applied many times in hydrology (Dyńska, Jankowski, Soja 1985; Czaja 1988; Jankowski 1988; Rotnicka 1988; Soja 1988b; Absalon 1991; Szturc 1993; Bartnik, Jokiel 1997). The confirmation of significance of identified cuttings was obtained after application of *F-Snedecor variance estimation test*. Generally, one has identified potential cuttings of continuity in the SNQ_m series originating from over seventy river-gauges (Tab. 1, Fig. 10, App. 2).

Statistically significant and not significant cuttings are grouped within two time intervals. Mean low flows in relation to precipitation distinctively increased in years 1973–1974 in a considerable number of discharge-section lines (Tab. 2). After a period in which the proportion of both variables was relatively constant (1974–1980), that means in years 1981–1982 there was observed its re-disturbance. Mean low flows in almost 1/3 of examined discharge-sections diminished notably in relation to the precipitation and this relation seems to have been maintained until the present day. All that indicates that in a “middle” part of the multi-year period a significant disturbance of this relationship occurred. Relative increase of total runoff, in that period took place probably entirely at the cost of evaporation reduction. From the other research it appears additionally that the relation between total and ground runoff did change considerably then. Therefore the relative increase of the ground runoff occurred in a specific way, for the physic-geographical conditions in which particular basin functions, what

means that the ground alimantation coefficient did not change. The described discontinuities may though be connected with the changes generated by natural factors and processes. We have therefore to do with a specific genetic non-uniformity of a process not related to any anthropogenic factors but rather to a very essence of the runoff process as well as to the character of the variables that describe it.

If we consider the opinion about a necessity of fulfilling a uniformity condition by the records series and the results of analyses, we should reject a considerable number of records series mentioned in this paper being recognized as non-uniform (exactly as non-stationary). This would obviously cause considerable reduction of the research material. It is worth considering that the observed cuttings are connected not exactly with an influence of anthropopressure but with a natural non-stationarity of the process. In reference to this it was decided to do additional verification of the obtained results by means of recommended set of statistic tests.

In order to detect the elements which value considerably strays from the remaining values, the *Grubbs-Beck's test* was applied. The following step of a uniformity analysis procedure was an examination of the all records series as for independent occurrence of elements. To do that *Wald-Wolfowitz test* was applied. The final stage of analysis was controlling a series stationarity of the selected basin sample. Thus a *rank sums Kruskal-Wallis test* was applied (Tabs 3, 4, 5).

The fact that all the observed cuttings were detected with a *Grubs-Beck's test* is of a great importance. This particular statistics, in fact, allows only to detect the existence of those elements which value considerably differs from the rest. Next a *Wald-Wolfowitz's series test* as well as *Kruskal-Wallis' test* qualified the researched series as uniform at $\alpha = 1\%$ level of significance. At the same time, in accordance to Neyman's statement (1971), some of the probability distributions including a *log-normal*, *Pearson* and *Weibull* are entirely resistant to the outstanding of elements in a records series. This means that the occurrence of elements outstanding in the sequence described through those distributions of random variable should be treated as totally natural and these elements should not be rejected. As proved in the following part of this paper all examined records series present distributions from this particular group. Additionally, another remark is suggested in this case. The results obtained with a double-mass method should be treated carefully, because cutting the continuity, even statistically significant, does not always mean that the series is influenced by anthropopressure. It may though be its natural property. Still the question

remains: should we in such situations continue the examinations or perhaps relinquish them taking the results of statistic analyses into account? If excluding non-uniform series from the examined set the spatial analysis of runoff would be impossible (Fig. 11). Moreover, accordance to the thesis presented by Kozieł (2002) within the analyses of hydroclimatic series, one should not inquire about non-stationarity of the measured elements, for they have a physical interpretation. Therefore they are surely non-stationary, however it is non-stationarity in a physic sense and there is no way of judging whether the change of the feature observed in this situation has an external cause or perhaps is an effect of natural long-term climatic fluctuation.

YEARLY LOW FLOWS

In spatial arrangement the lowest values of the mean specific low flows in Poland occur in the central lowland zone (Fig. 12). Those areas are formed mainly with boulder clays of considerable thickness. It causes, among others, that the groundwater resources of these basins and their yield are rather small (Jokiel 1987).

Towards the uplands and lake district the low flow value is systematically increasing, locally exceeding $6 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ in Pomeranian Lake District. Higher values occur also in the areas formed in poor permeable but well fissured magmatic and metamorphous rocks. These areas represent also the highest altitude in Poland what results in considerable total precipitation.

Mean low flow extremes were noted in the following basins: Studnica – $7.63 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (max), Ochnia and Mogilnica ($0.32 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ each). In more than 70 % of examined river basins the mean specific low flow is between 1 and $4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (40 % of it there are runoffs between 1 and $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$) (Fig. 13). Average, mean specific low flow for examined sample of basins in years 1971–1990 was equal to $1.73 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ and this value may be regarded as reliable for the territory of Poland. The lowest specific flows in over than 60 % cases of basins did not exceed $1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Fig. 14). Distribution of this characteristic runoff in a sample approximates the exponential one. In most cases the examined N_q series are characterized by positive skewness (about 80 %) (Fig. 15). Strong left-sided asymmetry indicates that low flows, in most of years approximate the average from multi-year period which is moved towards the maximum. In occasional years, however, this value is consider-

The way of constructing maps applied in this work showing spatial variability of measured characteristics also demands a short description. The mentioned point of the procedure was using the isorythms creating zones with admitted range of spatial changeability of an analyzed phenomenon. Basis for those interpolation were geometrical centres of individual basins. Range maps prepared in this way were modified at the next stage of the research project referring mainly to the borders of the physico-geographical regions and hydrogeological structures. The obtained illustrations have therefore a character of dasimetric maps and they are a sort of a compromise between a classical isoline map and a cartogram.

able lower. In about 70 % of the whole examined sample kurtosis is moderate (Fig. 16).

On account of the fact that most of hydrological quantities are regarded as random variables a significant issue is to identify their distributions of probability. This procedure includes usually two stages: estimation of parameters of accepted probability distribution and verification of the hypothesis that it is a real probability distribution of a given value. Author's task was not to investigate real distribution of examined series but only adjusting one of the most frequently applied functions to fulfill the condition of conformability Kolmogorov λ test. To achieve this the following scheme was applied:

- the first step was an attempt of adjusting a Fisher-Tippett III distribution, frequently recommended in reference to minimum flows, by means of maximum reliability method (Fig. 17 A);
- the function of gamma distribution was adjusted to the series for which Kolmogorov λ test indicated the lack of compatibility with Fisher-Tippett distribution III (Fig. 17 C);
- after another verification the log-normal distribution had been adjusted to the remaining series by means of moments method and its compatibility with empiric distribution was also verified (Fig. 17 B).

In general, in over 70 % of examined series the log-normal distribution curve approximates the empiric distribution sufficiently enough (Fig. 18). It may be assumed that this type of distribution is dominant in Poland in case streams of a medium flow.

Spatial location of adjusted types of probability distribution to the series of minimum yearly flows does not indicate any considerable order (Fig. 19).

However, several regularities may be observed. It seems, for example, that the rivers which minimum flows series have similar distribution to the Fisher-Tippett function group in space of high retentiveness. It refers especially to the rivers in areas of the last glaciation and relatively abundant in water upland rivers. It may also be noticed that in many regions of Poland there occurred the pairs of neighbouring rivers which minima of low flows undergo the gamma distribution.

In low flow analyses one must not omit the spatial and periodical characteristics of extreme values. In order to compare results and eliminate this fault of periodical non-uniformity of extremes the quantile were accepted as the estimators of minimum and maximum specific low flow. The values of quantile were calculated on the basis of formerly estimated probability distributions. As an estimator of minimum the value of low flow corresponding to the flow with a not achieving 10 % probability (Figs 22, 23) was recognized, and as an estimator of maximum low flow – a probable runoff estimated on the basis of low flow with a not achieving 90 % probability (Figs 20, 21).

Frequencies of estimated specific runoffs with a not achieving 1 % probability were presented on the histogram (Fig. 24). The highest specific runoffs with a probability of 1 % exceed locally $4 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ and occur almost exclusively in basins with big water resources located in the central part of Pomeranian Lake District, namely in the regions of frontal moraines with especially big thickness and waterlogging (Studnica, Wieprza, Brda) (Fig. 25).

Spatial arrangement of variation coefficient minimum yearly specific low flows in Poland approximates to the pictures presenting the arrangement of many related runoff characteristics (e.g. mean, ground) (Fig. 27). The rivers of the Eastern part of Pomeranian Lake District are characterized by the most stable low flow in long-term. As is well known, the district characterizes with a high percentage of sandy surfaces rich in water and considerably wide water-bearing levels, high thickness of active zone as well as remarkable woodiness and occurrence of many throughflow lakes – “smoothing” a runoff. Variation coefficients lower than 0.3 refer most frequently to the basins and regions in which low-flows and atmospheric droughts occur relatively seldom (Fig. 26).

The estimation of inertia in examined series of the yearly minimum flows were conducted on the basis of estimated autocorrelation coefficients with a displacement of $k = 1$. Fig. 29 presents spatial variability of autocorrelation coefficient of low flows in Poland in years 1971–1990. Relatively clearly visible here are the four regions in which the

autocorrelation coefficients were mainly higher than 0.3 (Fig. 28). In comparison with the highland basins the obtained result is rather obvious and results from a considerable inertia of retention variations in wide Mesozoic and older water-bearing horizons. An appreciable inertia of low flows in Carpathians and Carpathian Foothills basins and the southern part of Mazovian region is slightly harder to be explained. In some cases, anthropogenic factors may play a significant role (e.g. Utrata, Iłownica – sewage discharges) or local (e.g. Rawka – drainage of resourceful inter-moraine level). The following two regions are located in the western part of Poland. The high inertia registered here may be both an effect of significant influence of maritime climate smoothing and stabilizing the feed in a longer period of time as well as hydrogeological conditions making easier collecting and drainage of underground waters of a stable yield.

The picture presented here is certainly not entirely clear. That is why its interpretation has to be careful. However, state that the series of yearly specific low flows in the twenty-years period (1971–1990) on a majority of territory of Poland were characterized by small inertia. Therefore they may be regarded as a random phenomenon. Of more than ten cases the low flows were characterized by significant “red noise” (high inertia), thus it is hard to regard it as a fully random phenomenon. It implies a special caution in describing base flows on the ground of the characteristics basing on the probability distribution.

One of the types of changes on which series of flows (runoffs) may depend are trends. Generally, there were 49 cases (41 %) of the increase of the yearly specific low flows registered in Poland in years 1971–1990 and 70 (59 %) cases of decrease of those flows (Fig. 31). Statistically significant increase of low flow was noted only in 8 basins (7 %) while slightly more – 13 (11 %) coefficients indicated remarkable decreasing tendency in long-term period. The highest increase characterized the series of flows of the Iłownica basin ($0.15 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ per year), the highest decrease indicated the flows of Szemiawa basin ($-0.1 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ per year). Both cases occurred in basins neighbouring with each other which testifies of great spatial variability of the values of trend direction coefficient (Fig. 30). Nevertheless it appears that if rejecting several (7) outstanding values the remaining ones would arrange relatively symmetrically. Therefore in the scale of Poland the changes of low flows are most probably the result of natural fluctuations. The average value of trends coefficient is slightly below zero. Thus one can not speak of any dominant tendency of the variability of low flows in Poland, in the examined period.

MONTHLY LOW FLOWS

The presentation of seasonal structure of low flow in the area of Poland was started from the analysis of average values in individual months. In order to this, basing on adequate for each basin twenty-element series of minimum specific flows from particular months of 1971–1990 period their arithmetic averages were estimated. Spatial arrangement of these averages for individual months was presented in a sequence of maps.

The basic feature of distributions and the diversity of runoffs in individual months and seasons of long-term period were presented and analysed by using a diagram prepared in a *box and whisker* convention (Fig. 32). What is conspicuous in this drawing is the rapid decrease of central value (median) of the flow between summer and winter half-years (IV–V). While April is in a certain sense a crucial month, for the value of median of the minimum runoff, is in it at the winter months level. Series of minimum flows in all of the months are of a positive skewness, but in summer months it is especially strong.

Spatial distribution of mean specific low flows in Poland was presented in Figs 33 and 34. The mean monthly specific low flow from the territory of Poland, in the whole twenty-years period 1971–1990 (SNq_m) was equal to $3.97 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Fig. 35). The extreme mean low flows are following: $1.13 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Ochnia) and $12.85 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ (Biały Dunajec). Spatial arrangement of the estimator of low flow in Poland is characterized by the occurrence of several distinct zones. The lowest flows, from the interval $1\text{--}3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$, characterize the basins included in the zone of Central Lowland of Poland. Values lower than $2 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ appear in the basins of the central Great Poland, Lower Silesia, Sandomierz Basin; northern part of Mazovia and SE slope of Holy Cross Mountains and a part of Sandomierz Basin. In most of lake district and upland regions (except of Olsztyn Lake District and Kielce-Sandomierz Upland) the low flows are higher than $3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Locally, in the Pomeranian Lake District they reach the values from the interval between 7 and $10 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. The highest SNq_m occurs in the mountains where their arrangement indicates strong relation to orography. The increased low flows zone is also visible in the Masurian Lake District, near Lubawa Hill.

The analysis of the issue of seasonal changes of monthly low flows presented above referred to the time-intervals (months) defined in advance. Whereas the point of the following test is treating the monthly runoffs as a vector quantity and describes the resul-

tant vector. To do that a formula by Markham was applied to examine the seasonal structure of precipitation. Its construction is based on the rules of analytic geometry. The estimators of low flow in individual months are the vectors of a length proportional to the value of mean monthly module from long-term period and the direction marked by an angle proportional to the time distance from the beginning of the year until the middle of a given month. On the basis of these vectors one calculates the resultant vector. The quotient of its length to the total length of 12 component vectors qualifies the s. c. seasonality index. Whereas angle of the resultant vector used to assess the seasonality index indicates exactly the term of occurrence of the highest values of low flow (concentration season) (Fig. 38). However from the point of view of the conducted analysis of minimum low flows the information about the season of occurrence of lowest values was especially crucial, and not the maxima as the author of this method assumed. In order not to interfere in the method itself, based on the analysis of the length of vectors, one applied a solution in which the output data were transformed. In this way one obtained a sequence of values symmetrical in relation to maximum (the highest became the lowest and the other way round). This enabled describing the season of occurrence of the lowest mean monthly low flow ω_{MIN} (Fig. 37).

Simultaneously obtained mean index of seasonality of monthly low flows in Poland is equal to 15 % while its median – 12.17 % (Fig. 36). Nevertheless one has to pay attention to a considerable difference between the western part of Poland (Odra basin and Pomerania rivers basins – average = 19 %) and its eastern part (Vistula basin and the rest – average = 12.5 %). Differences of the level of seasonality of low flows in basins of Odra and Vistula are surely caused by the same factors which decide about the transition of our country's climate. The terrains of western Poland are subject to a stronger influence of oceanic air-masses while the basin of Vistula is in this case more "continental". The highest seasonality of low flows reveals the area of Great Poland. Here low flows are strongly "concentrated" in winter-summer period and low-flows – very deep.

The lowest low flows occur in greatest number in summer months, especially in July and August – usually in August. This situation refers almost to the whole Poland apart from mountain areas (Fig. 37). Minima of flows appear most early (May, June) in the Nida basin. During the following few months there occurs gradual displacement of this zone to-

wards the northern Wielkopolska and Kujawy. Only in September the lowest values of low flows appear in Karpaty Foothills and Sudety Foreland as well as in the upper part of the Narew basin. In the mountain areas there is a specific perceptible vertical zonality connected with the diversity of the location of a basin (the higher, the later the low flows appear). This is why they appear in the latest term (in December) in Tatra Mountains.

In order to identify the areas on which the basin characterized by a similar seasonal distribution of low flows appear one has prepared a diagram of dependence between seasonal index and a season of the lowest Nq_m occurrence. Delimitation of types was made by dividing the area of changeability into 4 parts by means of arithmetic averages estimated for both variables (Fig. 39). In individual parts of the diagram "there are" basins which are differing from the point of view of low flow seasonal variability. The distribution of distinguished types in the area of Poland was presented in Fig. 40.

Type I concentrates basins in which low flows appear early (May, July) and their variability during the year is not big ($IS_{Nq_m} < 15\%$). **Type II** includes basins of smoothed low flow ($IS_{Nq_m} < 15\%$) and the lowest values appear in late summer and autumn (from August till December). **Type III** forms relatively small number of basins (about 10%). They indicate high seasonality of low flow ($IS_{Nq_m} > 15\%$) and the lowest values occur in summer (in July). **Type IV** there are basins in which low flows appear in the second half of year (August – December) and at the same time they are characterized by a high seasonality ($IS_{Nq_m} > 15\%$).

In Fig. 41 the results of analysis of variability of monthly low flows were presented. The numerical material was put in App. 6. In the examined sample the coefficients of variability vary from 0.19 to 1.23. Average dispersion of yearly low flows series in Poland equals to 0.57. Their high amplitude of inertia testifies that spatial variability of low flows is significant as for its changeability in long-time period.

In graphic presentation of multi-annual variability of low flows in Poland a diagram showing simultaneously the seasonal and multi-annual changes was used. Each of the points of a diagram grid has its equivalent value of arithmetic means of specific monthly low flows from all of the examined basins (SNq_m^*). As an effect of interpellation between these points an image of multi-annual as well as seasonal variability of low flows in the scale of whole Poland (averages from 119 basins) (Fig. 42). In the analyzed long-term period there are also three conspicuous phases outlined in the diagram: the beginning of the seventies, years 1975–1983 and the second half of the eighties. At the same time one

should take notice of the years which are the limits of the individual phases. Therefore they were characterized by relatively low diversity of low flows (e.g. year 1974) or they were very dry than (e.g. year 1984).

The estimation of inertia in monthly series of minima flows was accomplished, seemingly as in case of the annual values, on the basis of autocorrelation coefficients. However in this case it appeared that all of the obtained autocorrelation coefficients with the step of $k = 1$ are very high and of statistically significant (Fig. 43). In order to establish whether the "system memory" is "long-term" or "short-term" one estimated also the autocorrelation coefficients for the following eleven steps ($k = 2, 3, \dots, 12$) (Fig. 44). In case of the twelve Nq_m series even the coefficients higher than 12 (very long memory) appeared statistically significant. At the same time over 60% of all the series of yearly low flows indicates considerable inertia for at most 3 first steps ($k = 1 \div 3$), thus the memory of retentive system of a basin is relatively short over there. The results above testify of a large spatial variability of occurrence in the scale of Poland and suggest a need of making its spatial analysis.

High autocorrelation coefficients of low flows indicate that the ground alimentation plays an important role in forming of those flows. In other words, the susceptibility of basin to forming big underground water resources decides about the level of inertia of river flow to a large degree. The presentation of the value of autocorrelation coefficient for $k = 1$ on the map of Poland revealed the existence of certain settlement in here (Fig. 45).

The recognized and most frequently applied measure of water abundance of a river basin is the ground recharge coefficient (W_{zp}). It is an average share of underground runoff in total flow, expressed in percentage. With regards to the necessity of estimation the ground component of flow it is a measure which requires relatively complicated mathematical procedures. Because of that the ability of describing water resources by means of a measure easier to achieve, based on characteristic flows has a significant meaning.

In order to check the use of the coefficient of autocorrelation in estimation the retentiveness of a basin the results of calculations with the ground recharge coefficients, obtained by J o k i e l (1994) for an identical series of basins, were correlated. The set of pairs of points correlating with each other arranges approximately along the exponential curve described by an equalization and its power is described by the coefficient $R = 0.78$ which testifies of a strong relation (Fig. 46):

$$W_{zp} = 16.37 \cdot e^{1.895 \cdot R_{z(1)}}$$

The inertia of series of monthly low flows can be easily assessed on the basis of two characteristics mentioned above – the coefficient of autocorrelation $R_n(1)$ and the number of significant coefficients in following steps. This was applied in a test of dividing the types of basins from the point of view of low flow inertia. In order to this the estimated coefficients of autocorrelation in step $k = 1 - R_n(1)$ and its equivalent number of statistically important coefficients R_n were placed in the coordinate system, in a logarithmic scale. The whole space of a diagram was divided into 4 parts by means of lines demarcated by the median values of both variables (Fig. 47). It is obvious that this kind of “mechanical” division of the changeability area $Li(R_n)$ and $R_n(1)$ is defective. Among other things, it disregards the whole complex of issues connected with the relations of the resemblance of objects. However, the experience of other authors using more sophisticated methods in typology (e.g. cluster analysis) indicate that the effects of those measures are usually controversial, hard to interpret and very often do not go beyond the scope of information flowing from very simple quantity analyses. In the Fig. 48 there was presented spatial distribution of the areas grouping basins of the same inertia type.

Type I represents the most numerous group of basins. These are the objects of “short and poor memory”, when it comes about the runoff Nq_m . The alimentation of the groundwater basins which

form a base for the low flow, therefore it occurs there more frequently than ones a year, but the gathered resources are not sufficient for a long time.

Type II consists of 20 % of examined objects. These basins are characterized by “good but short memory”. Rivers drain there usually two or more water-bearing horizons. Shallowly located horizons are characterized by fast rate of resource renewal and a large dynamics of river alimentation. Deeper located levels bring a stable flow, which plays the most important role in alimentation during low-flows periods.

Type III includes the least numerous group of basins (about 10 % of examined basins). Low flows are characterized by “long and poor memory”. The underground retention system of those basins is rarely filled (1–2 times per year) and its drainage is quite rapid.

Type IV are the basins forming the remaining part of Poland, including among others the uplands (about 30 % of examined objects). The series of low flows are characterized here by “good and very long memory”. Rivers are alimented either from several groundwater basins of similar regime or as a result of the drainage of one but a vast water-bearing horizon. This kind of system is most frequently supplied with water once a year only. The resource renewal is very low in here, while the retention capacity of basin – very high.

CONCLUSIONS

With regards to the fact that a considerable part of generalizations is contained in the maps and diagrams presented in this work the summary below has been shortened to a necessary minimum.

1. In most of studied series potential cuttings of continuity were identified. Significant and non-significant cuttings are grouped in two time ranges (1973–1974 and 1981–1982). These cuttings are connected with the changes generated by natural processes. Therefore here we have to do with genetic non-homogeneity of a process, not resulting from the effect of anthropogenic factors, but related to the essence of a flow itself.

2. Spatial arrangement of basins with similar types of frequency distributions of minimum yearly low flows does not indicate any distinct spatial order in Poland.

3. The series of yearly specific low flows, in a bigger part of Poland, are characterized by low inertia and as a result one may regard it a random phenomenon. However, some of the series Nq are characterized by the presence of “red noise” (high

inertia). In these cases it should be paid special attention in estimation base flows on the frequency distributions basis.

4. The analysis of seasonal structure of low flow showed that in many cases the existence of distinct climatic conditioning (season, intensity and way of alimentation). Nevertheless, very often other factors effect stronger than climatic conditions: geological structure (especially the hydrogeological conditions), the occurrence of lakes, etc. The image of regional variability of yearly minima in long-term period is at a large degree an effect of the influence of spatial changes of climatic elements, rather than the diversity of hydrogeological conditions. On the other hand, in case of series of monthly minima, this image is mainly the result of the influence of hydrogeologic conditions, while the climatic factors are only the background.

5. In Poland, spatial variability of low flow has in the individual months a zonal nature. But analyses show distinct disproportion between the low flow in winter and summer half-years.

6. The analysis of monthly low flows proved that there are differences of their level of seasonality in basins of Odra and Vistula. They are probably effected by the same factors which decide about transition climate features of our country.

7. As a result of the studying of seasonality of low flows in Poland one managed to identify 4 types of it. The month in which minimum of runoff occurs most frequently is August, however in different regions of Poland they may appear from May to December.

8. The constructed regression relativity of the first coefficients of autocorrelation of monthly low flows

with the ground recharge coefficients ($R = 0.78$) may be very useful in the assessment of the abundance of basin.

9. Spatial order, which was obtained during the analysis of the level of inertia of low flows testifies of the ability of applying this feature in hydrological and even geographical regionalizations.

*Translated by
Joanna Biernacka & Marek Walisch*

Zestawienie rzek i charakter zlewni

List of rivers and basins nature

Nr	Nazwa rzeki	Nazwa Postenunku	Powierzchnia zlewni [km ²]	Srednia wysokość zlewni [m n.p.m.]	Region fiz. geog. wg Kondrackiego (1978)	Typ reżimu rzecznego wg Dynowskiej (1971)	Region hydrologiczno-fizjograficzny wg Soczynskiej (1977)	Retencyjność/podatność na odnawianie wg Jokiel (1994)	Miesiące najczęstszego pojawiania się niszówek wg Mikulskiego (1962)	Regiony klimatu wg Romera (1949)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1.	Psina	Bojanów	520	299	Sudety	Niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Śląska (cz. pd.-wsch.)	Duża /Bardzo niska	IX - X	Podgórskich nizin i kotlin
2.	Ruda	Ruda Koziełska	388	239	Wyz. Śląsko-Krakowska	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyz. Krakowsko-Często. i Wyz. Śląska	Bardzo duża /Przeciętna	IX - X	Podgórskich nizin i kotlin
3.	Osobłoga	Raclawice Śląskie	491	460	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Przedgórze Sudeckie	Mala /Niska	IX - X	Górskiego i podgórskich nizin i kotlin
4.	Biała	Dobra	353	299	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Przedgórze Sudeckie /Niz. Śląska (pd.-wsch.)	Średnia /Niska	IX - X	Górskiego i podgórskich nizin i kotlin
5.	Mala Panew	Krupski Młyn	641	297	Wyz. Śląsko-Krakowska	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Śląska (cz. pd.-wsch.)	Duża /Niska	VII - VIII	Wyzyn środkowych
6.	Nysa Kłodzka	Byszyca Kłodzka	260	684	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Sudety Środkowe	Średnia /Wysoka	VII - VIII	Górskiego i podgórskiego
7.	Biała Łądecka	Żelazno	305	738	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Sudety Wschodnie	Duża /Wysoka	VII - VIII	Górskiego i podgórskiego
8.	Ścinawka	Gorzuchów	511	564	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Sudety Środkowe	Duża /Przeciętna	VII - VIII	Górskiego i podgórskiego
9.	Sobrawa	Wapiczniki	1031	200	Wyz. Śląsko-Krakowska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Śląska (cz. pd.-wsch.)	Mala /Niska	VII - VIII	Wyzyn środkowych oraz podgórskich nizin i kotlin
10.	Budkowiczanka	Krzywa Góra	236	216	Wyz. Śląsko-Krakowska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Śląska (cz. pd.-wsch.)	Średnia /Niska	VII - VIII	Wyzyn środkowych oraz podgórskich nizin i kotlin
11.	Śięża	Białobrzecze	181	252	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Przedgórze Sudeckie	Mala /Niska	VII - VIII	Górskiego i podgórskich nizin i kotlin
12.	Piława	Mościsko	291	501	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Sudety Środkowe /Przedgórze Sudeckie	Mala /Niska	VII - VIII	Górskiego i podgórskiego

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
13.	Strzegomka	Łazany	356	427	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Sudety Środkowe	Duża /Przećięta	VII – VIII	Górnego i podgórnego nizin i kotlin
14.	Kaczawa	Świerczawa	131	451	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Sudety Zachodnie	Średnia /Wysoka	VII – VIII	Górnego i podgórnego
15.	Nysa Szalona	Winnica	398	358	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pog. Zachodnioud. / Sudety Zachodnie	Mala /Przećięta	VII – VIII	Górnego i podgórnego nizin i kotlin
16.	Skora	Chojnów	264	317	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pog. Zachodnioud. / Niz. Śląska (pn.-zach.)	Średnia /Przećięta	VII – VIII	Górnego i podgórnego nizin i kotlin
17.	Orla	Korzechsko	1127	130	Nizina Środkowopolska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Południowopolska	Bardzo mala /Przećięta	VII – X	Wielkich dolin
18.	Bóbr	Wojanów	535	609	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pogórze Zachodnioudkie	Średnia /Przećięta	IX – X	Zaciszy śródgórnego
19.	Łomnica	Łomnica	118	822	Sudety	Umiarkowany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Sudety Zachodnie	Bardzo duża /Bardzo wysoka	IX – X	Górnego i podgórnego
20.	Ilanka	Maczków	357	76	Pojciecze Wielkopolsko-Kujawskie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojciecze Wielkopolskie (zach.)	Duża /Niska	IX – X	Wielkich dolin
21.	Warta	Poraj	390	370	Wyz. Śląsko-Krakowska	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyz. Krakowsko-Często. i Wyz. Śląska	Duża /Przećięta	VII – VIII	Wyzyn śródkowych
22.	Łiswarta	Zawady	1109	237	Wyz. Śląsko-Krakowska	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyz. Krakowsko-Często. i Wyz. Śląska	Średnia /Niska	VII – VIII	Wyzyn śródkowych i wielkich dolin
23.	Oleśnica	Niechmirów	584	201	Nizina Środkowopolska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Wschodniowielkopolska	Mala /Przećięta	VII – VIII	Wielkich dolin
24.	Grabia	Łask	470	220	Nizina Środkowopolska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Rów. Pd.-mazowieckie/ Niz. Wsch.-wielkopol.	Średnia /Niska	VII – VIII	Wielkich dolin
25.	Czarna Struga	Trąbczyn	423	107	Nizina Środkowopolska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Wschodniowielkopolska	Bardzo mala /Przećięta	IX – X	Wielkich dolin
26.	Proсна	Gorzów Śląski	164	224	Wyz. Śląsko-Krakowska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyz. Krakowsko-Często. i Wyz. Śląska	Średnia /Przećięta	VII – VIII	Wyzyn śródkowych i wielkich dolin
27.	Nicsób	Kuźnica Skawkawska	246	211	Nizina Środkowopolska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Niz. Śląska (pd.-wsch.) / Niz. Wsch.-wielkopol.	Mala /Niska	VII – VIII	Wielkich dolin
28.	Łutynia	Raszewy	534	112	Nizina Środkowopolska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Południowopolska	Mala /Przećięta	IX – X	Wielkich dolin

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
29.	Mogilnica	Konopiad	655	102	Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Pojezierze Wielkopolskie (zach.)	Bardzo mala /Niska	IX - X	Wielkich dolin
30.	Kopel	Gluszyna	369	81	Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Pojezierze Wielkopolskie (wsch.) / (zach.)	Mala /Przełęczna	IX - X	Wielkich dolin
31.	Welna	Pruśce	1130	100	Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Pojezierze Wielkopolskie (wsch.)	Mala /Przełęczna	XI - XII	Wielkich dolin
32.	Noteć	Łysek	306	121	Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Niz. Wsch. wielkopolskie / Pojezierze Wielkopolskie (wsch.)	Mala /Przełęczna	VII - VIII; XI - XII	Wielkich dolin
33.	Gąsawka	Żnin	141	101	Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Pojezierze Wielkopolskie (wsch.)	Duża /Przełęczna	XI - XII	Wielkich dolin
34.	Czemnica	Czame	411	180	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Pojezierze Pomorskie (zach.)	Bardzo duża /Niska	VII - VIII	Pojeziernego
35.	Czarna	Okonek	104	162	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Pojezierze Pomorskie (zach.)	Średnia /Przełęczna	VII - VIII	Pojeziernego
36.	Płynica	Płynica	288	129	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Pojezierze Pomorskie (zach.)	Bardzo duża /Bardzo niska	VII - VIII	Pojeziernego
37.	Piława	Zalrodzie	1368	127	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Pojezierze Pomorskie (zach.)	Bardzo duża /Bardzo niska	VII - X	Pojeziernego
38.	Glomia	Dobrzyca	569	107	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Pojezierze Pomorskie (zach.)	Średnia /Niska	VII - VIII	Pojeziernego
39.	Drawa	Drawsko Pomorskie	587	159	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Pojezierze Pomorskie (zach.)	Bardzo duża /Niska	IX - X	Pojeziernego
40.	Mysła	Dolsk	765	80	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Nizina Szczecińska	Mala /Przełęczna	IX - X	Wielkich dolin
41.	Pionia	Okunica	359	47	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Pojezierze Pomorskie (zach.) / Niz. Szczecińska	Bardzo duża /Niska	IX - X	Wielkich dolin
42.	Mala Ina	Morzyca	330	66	Pobrzeża	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Nizina Szczecińska	Mala /Przełęczna	V - VI	Wielkich dolin
43.	Krapiel	Gogolewo	472	96	Pobrzeża	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Nizina Szczecińska	Mala /Niska	V - VI	Pojeziernego i wielkich dolin
44.	Gowienica	Widzińsko	324	30	Pobrzeża	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-snieżnym	Nizina Szczecińska	Średnia /Przełęczna	VII - VIII	Pojeziernego i wielkich dolin

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
45.	Rega	Lobez	609	112	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Pomorskie (zach.)	Bardzo duża /Niska	VII - X	Pojezciemego
46.	Parsęta	Tychówko	896	100	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Drawskie i Pojezierze Kaszubskie	Bardzo duża /Przeciętna	IX - X	Pojezciemego
47.	Wieprza	Broczyna	381	128	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Drawskie i Pojezierze Kaszubskie	Skrajnie duża /Wysoka	VII - VIII	Pojezciemego
48.	Snadnica	Ciecholub	316	124	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Drawskie i Pojezierze Kaszubskie	Skrajnie duża /Wysoka	VII - VIII	Pojezciemego
49.	Łeba	Mitoszewo	180	177	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Drawskie i Pojezierze Kaszubskie	Duża /Przeciętna	V - VI	Pojezciemego
50.	Wisła	Skoczów	297	644	Karpaty	Niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Żywiecki, Śląski, /Środm i Pogórze Zach.	Średnia /Wysoka	IX - X	Górskiego i podgórskiego
51.	Ilowica	Czechowice-Dziedzice	194	573	Karpaty	Niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Środm i Pogórze Zachodnie/ Kotliny Przedkarpackie	Średnia /Wysoka	IX - X	Górskiego i podgórskiego
52.	Skawa	Osielec	244	785	Karpaty	Niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Środm i Pogórze Zachodnie	Średnia /Wysoka	IX - X	Górskiego i podgórskiego
53.	Wieprzówka	Rudze	154	504	Karpaty	Niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Środm i Pogórze Zachodnie/ Kotliny Przedkarpackie	Bardzo mała /Wysoka	IX - X	Górskiego i podgórskich nizin i kotlin
54.	Raba	Stróża	644	672	Karpaty	Niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Środm i Pogórze Zachodnie	Średnia /Przeciętna	IX - X	Górskiego i podgórskiego
55.	Szczeniawa	Biskupice	682	312	Wyżyna Małopolska	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyżyna Małopolska, Niecka Nidzianska	Duża /Bardzo niska	VII - VIII	Wyżyn środkowych i podgórskich nizin i kotlin
56.	Uszwica	Borzęcin	265	359	Karpaty	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Środm i Pogórze Zachodnie/ Kotliny Przedkarpackie	Średnia /Przeciętna	IX - X	Górskiego i podgórskiego
57.	Czarny Dunajec	Nowy Targ	432	1207	Tatry	Niewyrównany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Podhale	Bardzo duża /Bardzo wysoka	IX - X	Górskiego i podgórskiego
58.	Biały Dunajec	Szaflary	210	1295	Tatry	Niewyrównany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Łańcuch Tatrzański	Bardzo duża /Bardzo wysoka	IX - X	Górskiego i podgórskiego
59.	Ochońnica	Tyłmanowa	108	756	Karpaty	Niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Sądecki i Gorce	Bardzo duża /Wysoka	IX - X	Górskiego i podgórskiego
60.	Kamienica Nawojowska	Nowy Sącz	238	594	Karpaty	Niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Sądecki i Gorce	Średnia /Wysoka	IX - X	Zaciszy śródgórskich

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
61.	Łososina	Jakubkowice	349	596	Karpaty	Niewyrównany z równorzędnym wezbraniem wiosną i latem oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Sądecki, Gorce / Beskid Średni i Pogórze Zachodnie	Mala /Wysoka	IX - X	Zaciszy środkowych
62.	Biała Tarnowska	Grybów	210	598	Karpaty	Niewyrównany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Niski	Mala /Wysoka	IX - X	Górskiego i podgórskiego
63.	Biała Nida	Mniszek	438	265	Wyżyna Małopolska	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyżyna Małopolska, Niecka Nidziańska	Średnia /Niska	VII - VIII	Wyżym środkowych
64.	Łososina	Bocheniec	300	303	Wyżyna Małopolska	Umiarowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyżyna Małopolska, Niecka Nidziańska	Średnia /Niska	VII - VIII	Wyżym środkowych
65.	Czarna Nida	Morawica	755	386	Wyżyna Małopolska	Umiarowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyżyna Kielecko-Sandomierska	Średnia /Niska	VII - VIII	Wyżym środkowych
66.	Breń	Wampierzów	661	202	Podkarpacie	Umiarowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Kotlina Sandomierska	Średnia /Przełęczna	IX - X	Podgórskich nizin i kotlin
67.	Wschodnia	Wilkowa	649	239	Wyżyna Małopolska	Umiarowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyżyna Małopolska, Niecka Nidziańska	Mala /Przełęczna	VII - VIII	Wyżym środkowych i podgórskich nizin i kotlin
68.	Sętkówka	Gorlice	121	516	Karpaty	Niewyrównany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Niski	Mala /Niska	IX - X	Górskiego i podgórskiego oraz zaciszy śródgórskich
69.	Jasiołka	Jedlicze	349	495	Karpaty	Niewyrównany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Niski /Pogórze Środkowobeskidzkie	Mala /Wysoka	IX - X	Górskiego i podgórskiego oraz zaciszy śródgórskich
70.	Grabinka	Grabiny	180	224	Podkarpacie	Umiarowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Kotlina Sandomierska	Średnia /Wysoka	IX - X	Podgórskich nizin i kotlin
71.	Wielopolka	Brzeźnica	484	326	Podkarpacie	Niewyrównany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Pogórze Środkowobeskidzkie/ Kotlina Sandomierska	Średnia /Niska	IX - X	Górskiego i podgórskiego oraz podgórskich nizin i kotlin
72.	Koprzywnica	Koprzywnica	502	307	Wyżyna Małopolska	Umiarowany z wezbraniem letnim i wiosennym oraz zasilaniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyżyna Kielecko-Sandomierska	Mala /Przełęczna	VII - VIII	Wyżym środkowych i podgórskich nizin i kotlin
73.	San	Dwernik	414	863	Karpaty	Niewyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskidy Wschodnie, Bieszczady	Mala /Wysoka	VII - VIII	Górskiego i podgórskiego
74.	Osiawa	Zagorz	505	598	Karpaty	Niewyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskidy Wschodnie, Bieszczady	Mala /Wysoka	VII - VIII	Górskiego i podgórskiego
75.	Stopnica	Brzuska	173	373	Karpaty	Niewyrównany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasilaniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Pogórze Środkowobeskidzkie	Średnia /Wysoka	VII - VIII	Zaciszy śródgórskich oraz górskiego i podgórskiego

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
76.	Wiar	Krówniki	789	396	Karpaty	Niewyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskiły Wschodnie, Bieszczady / Kotlina Sandomierska	Mala /Niska	VII - VIII	Zaciszy śródgórskich oraz górskiego i podgórskiego
77.	Lubaczówka	Zapalów	854	276	Podkarpatcie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Kotlina Sandomierska	Średnia /Niska	IX - X	Wyżyn środkowych i podgórskich nizin i kotlin
78.	Wisłok	Brzesko	213	517	Karpaty	Niewyrównany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasileniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskid Niski /Pogórze Środkowobeskidzkie	Mala /Wysoka	IX - X	Zaciszy śródgórskich oraz górskiego i podgórskiego
79.	Trzebońnica	Szarzyna	249	212	Podkarpatcie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym, letnim i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Kotlina Sandomierska	Średnia /Przeciętna	IX - X	Podgórskich nizin i kotlin
80.	Tanew	Osuchy	1041	280	Wyżyna Lubelska	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Kotlina Sandomierska	Duża /Niska	IX - X	Wyżyn środkowych i podgórskich nizin i kotlin
81.	Biała Łada	Biłgoraj	225	250	Wyżyna Lubelska	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyżyna Lubelska i Roztocze / Kotlina Sandomierska	Bardzo duża /Niska	IX - X	Wyżyn środkowych i podgórskich nizin i kotlin
82.	Bukowa	Ruda Jastkowska	651	228	Wyżyna Lubelska	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Kotlina Sandomierska	Średnia /Przeciętna	IX - X	Wyżyn środkowych i podgórskich nizin i kotlin
83.	Wyżnica	Bór	486	203	Wyżyna Lubelska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyżyna Lubelska i Roztocze	Duża /Bardzo niska	IX - X	Wielkich dolin
84.	Kamienna	Wąchock	427	309	Wyżyna Małopolska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyżyna Kielecko-Sandomierska	Średnia /Niska	VII - VIII	Wielkich dolin i wyżyn środkowych
85.	Więprz	Zwierzyniec	397	295	Wyżyna Lubelska	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyżyna Lubelska i Roztocze	Bardzo duża /Niska	VII - VIII	Wyżyn środkowych
86.	Łabuńka	Krzak	423	244	Wyżyna Lubelska	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyżyna Lubelska i Roztocze	Średnia /Niska	VII - VIII	Wyżyn środkowych
87.	Radomka	Słowików	1006	242	Wyżyna Małopolska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyż. Kielecko-Sandom. /Równiny Południowo-mazowieckie	Mala /Przeciętna	VII - VIII	Wielkich dolin
88.	Czarna Małenicka	Dąbrowa	941	287	Wyżyna Małopolska	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wyż. Kielecko-Sandom. /Wyż. Małopolska, Niecka Nadziańska	Średnia /Przeciętna	VII - VIII	Wyżyn środkowych i wielkich dolin
89.	Narew	Bodnary	1091	166	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Podlaska / Kotlina Biebrzy i dolina Narwi	Średnia /Przeciętna	VII - VIII	Wielkich dolin
90.	Narewka	Narewka	590	166	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Podlaska / Kotlina Biebrzy i dolina Narwi	Średnia /Niska	VII - VIII	Wielkich dolin
91.	Sokolka	Sokolka	469	180	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Podlaska	Średnia /Niska	V - VI	Wielkich dolin

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
92.	Biebrza	Sztabin	849	162	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Umiarowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Podlaska / Kotlina Biebrzy i dolina Narwi	Średnia /Przeciętna	V - VI; XI - XII	Wielkich dolin
93.	Rospuda (Netta)	Raczki	281	191	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Umiarowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Suwalskie	Bardzo duża /Przeciętna	VII - VIII	Pojeziernego
94.	Szczeberka	Szczebra	377	170	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Umiarowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Suwalskie	Mala /Niska	VII - VIII	Pojeziernego
95.	Brzozówka	Karpowice	650	166	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Umiarowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Podlaska / Kotlina Biebrzy i dolina Narwi	Mala /Przeciętna	V - VI	Wielkich dolin
96.	Rozoga	Myszyniec	231	149	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Wielkich Jezior Mazurskich	Mala /Niska	VII - VIII	Pojeziernego i wielkich dolin
97.	Orz	Czarnowo	575	131	Niż. Środkowopolska	Umiarowany z wezbraniem wiosennym, zimowym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wysoczyzny Północno-mazowieckie	Mala /Przeciętna	VII - VIII	Wielkich dolin
98.	Orzyc	Krasnosiele	1268	150	Niż. Środkowopolska	Umiarowany z wezbraniem wiosennym, letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wysoczyzny Północno-mazowieckie	Mala /Przeciętna	VII - VIII	Wielkich dolin
99.	Włodawka	Okuninka	562	189	Wyżyna Lubelska	Umiarowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Polesie Lubelskie	Mala /Przeciętna	IX - X	Wielkich dolin
100.	Nurzec	Boćki	556	162	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Umiarowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Podlaska	Mala /Niska	VII - VIII	Wielkich dolin
101.	Brok	Karczowo Nowe	720	127	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Umiarowany z wezbraniem wiosennym, zimowym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Nizina Podlaska	Bardzo mala /Przeciętna	VII - VIII	Wielkich dolin
102.	Liwiec	Zalwice	1029	166	Niż. Środkowopolska	Umiarowany z wezbraniem wiosennym, zimowym i letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wysoczyzna Siedlecka	Mala /Przeciętna	VII - VIII	Wielkich dolin
103.	Łydymia	Lubradz	612	138	Niż. Środkowopolska	Umiarowany z wezbraniem wiosennym, letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Wysoczyzny Północno-mazowieckie	Mala /Przeciętna	VII - VIII	Wielkich dolin
104.	Ochnia	Kutno	465	130	Niż. Środkowopolska	Umiarowany z wezbraniem wiosennym, letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Kotlina Warszawska	Bardzo mala /Przeciętna	VII - VIII	Wielkich dolin
105.	Rawka	Kęszyce	1191	178	Niż. Środkowopolska	Umiarowany z wezbraniem wiosennym, letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Równiny Północno-mazowieckie / Kotlina Warszawska	Duża /Niska	VII - VIII	Wielkich dolin
106.	Utrata	Krębice	715	116	Niż. Środkowopolska	Umiarowany z wezbraniem wiosennym, letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Kotlina Warszawska	Mala /Przeciętna	VII - VIII	Wielkich dolin
107.	Skrwa	Parzeń	1534	106	Pojezierze Wielkopolsko-Kujawskie	Umiarowany z wezbraniem wiosennym, letnim oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Iławsko-Chelmińsko-Dobrzyńskie	Mala /Przeciętna	VII - VIII	Wielkich dolin

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
108.	Wel	Lidzbark	546	175	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Iławsko-Chelmińsko-Dobrzyńskie	Bardzo duża /Niska	XI - XII	Pojezierze
109.	Breda	Ciecholewy	657	165	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Pomorskie (zach.) / (wsch.)	Skrajnie duża /Przeciętna	VII - VIII	Pojezierze
110.	Wda	Czarna Woda	940	160	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Olsztyńskie	Bardzo duża /Niska	V - VIII	Pojezierze
111.	Osa	Lisnowo	550	94	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Iławsko-Chelmińsko-Dobrzyńskie	Średnia /Niska	VII - VIII; XI - XII	Pojezierze i wielkich dolin
112.	Wierzyca	Bożepole Szlacheckie	402	158	Pojezierze Bałtyckie	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Olsztyńskie	Bardzo duża /Niska	V - VI	Pojezierze
113.	Wąska	Pasiek	224	58	Pobrzeża	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Iławsko-Chelmińsko-Dobrzyńskie / Żuławy Wiślane	Mala /Wysoka	VII - VIII	Pojezierze
114.	Drwęca Warmińska	Ormeta	306	98	Pobrzeża	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Olsztyńskie	Średnia /Przeciętna	VII - VIII	Pojezierze
115.	Elma	Płasczno	230	130	Pobrzeża	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Olsztyńskie	Mala /Wysoka	VII - VIII	Pojezierze
116.	Sajma	Bykowo	497	95	Pobrzeża	Wyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Olsztyńskie / Jezior Mazurskich	Mala /Niska	VII - VIII	Pojezierze
117.	Jarka (Goldapa)	Jurkiszi	220	222	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Wielkich Jezior Mazurskich	Mala /Wysoka	VII - VIII	Pojezierze
118.	Goldapa	Banie Mazurskie	548	186	Nizina i Pojezierze Północno-Wschodnie	Umiarkowany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem gruntowo-deszczowo-śnieżnym	Pojezierze Wielkich Jezior Mazurskich	Duża /Przeciętna	VII - VIII	Pojezierze
119.	Strwiąż	Krościenko	193	621	Karpaty	Niewyrównany z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz zasileniem deszczowo-gruntowo-śnieżnym	Beskidy Wschodnie, Bieszczady	Duża /Wysoka	VII - VIII	Zaciszy śródgórskich

Wyniki analizy jednorodności szeregów: przepływów niskich miesięcznych (NQ_m) i średnich z minimów miesięcznych (SNQ_m) seriesResults of uniform analysis of month low flow (NQ_m) and mean month low flow (SNQ_m) series

Nr	Wyniki testów jednorodności szeregów NQ_m			Szereg	Wyniki testów jednorodności szeregów SNQ_m				Wyniki badania szeregów SNQ_m metodą podwójnej masy		Szereg
	Gruba-Becka ($\alpha = 10\%$)	Serii Walda-Wolfowitza ($\alpha = 1\%$)	Kruskala-Wallis ($\alpha = 10\%$)		Gruba-Becka ($\alpha = 10\%$)	Serii Walda-Wolfowitza ($\alpha = 10\%$)	Kruskala-Wallis ($\alpha = 10\%$)	Lata (zmiana)	Wartość testu F-Snedecora ($\alpha = 5\%$)		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
1.	1 (max)	119 - 121 *	179,3 *	niejednorodny	0 *	12 - 8 *	13,77 *	1977(-), 1982(+)	8,70	niejednorodny	
2.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,30 *	-	-	jednorodny	
3.	0 *	124 - 116 *	179,1 *	jednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,30 *	-	-	niejednorodny	
4.	0 *	127 - 113 *	178,9 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,38 *	1976 (+)	3,37 (nie istotny)	jednorodny	
5.	0 *	123 - 117 *	179,2 *	jednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,35 *	-	-	niejednorodny	
6.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,34 *	1973 (-)	27,17	niejednorodny	
7.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,30 *	-	-	jednorodny	
8.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,33 *	-	-	jednorodny	
9.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,31 *	1981 (+)	0,21 (nie istotny)	jednorodny	
10.	0 *	123 - 117 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,32 *	1981 (-)	11,10	niejednorodny	
11.	0 *	121 - 119 *	179,4 *	jednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,31 *	1976(+), 1980(-)	10,07	niejednorodny	
12.	1 (max)	120 - 120 *	179,4 *	niejednorodny	0 *	10 - 10 *	14,33 *	1982 (-)	16,67	niejednorodny	
13.	1 (max)	124 - 116 *	179,1 *	niejednorodny	0 *	10 - 10 *	14,39 *	-	-	jednorodny	
14.	0 *	123 - 117 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,44 *	-	-	jednorodny	
15.	1 (min)	120 - 120 *	179,3 *	niejednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,35 *	1979 (-)	4,533	niejednorodny	
16.	2 (min; max)	123 - 117 *	179,3 *	niejednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,34 *	1976(+), 1981(-)	6,99	niejednorodny	
17.	0 *	122 - 118 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,30 *	-	-	jednorodny	
18.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,31 *	-	-	jednorodny	
19.	0 *	125 - 115 *	179,0 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,33 *	-	-	jednorodny	
20.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,31 *	-	-	jednorodny	
21.	0 *	122 - 118 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,29 *	1976(-)	34,06	niejednorodny	
22.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,32 *	1983(-)	21,79	niejednorodny	
23.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,31 *	-	-	jednorodny	
24.	1 (min)	122 - 118 *	179,2 *	niejednorodny	1 (min)	11 - 9 *	14,16 *	1983(-)	0,29 (nie istotny)	niejednorodny	
25.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,30 *	1974(+), 1982(-)	3,89	niejednorodny	
26.	0 *	122 - 118 *	179,3 *	jednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,32 *	-	-	niejednorodny	
27.	1 (min)	123 - 117 *	179,2 *	niejednorodny	0 *	11 - 9 *	14,20 *	-	-	jednorodny	
28.	1 (min)	120 - 120 *	179,3 *	niejednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,32 *	1974(+)	3,75 (nie istotny)	niejednorodny	
29.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	11 - 9 *	14,24 *	1973(+)	2,98 (nie istotny)	jednorodny	
30.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,36 *	1974(+)	1,04 (nie istotny)	niejednorodny	
31.	1 (min)	120 - 120 *	179,3 *	niejednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,28 *	1974(+)	1,11 (nie istotny)	niejednorodny	
32.	5 (min)	120 - 120 *	179,3 *	niejednorodny	2 (min)	10 - 10 *	14,31 *	1974(+)	0,82 (nie istotny)	niejednorodny	
33.	0 *	123 - 117 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,39 *	-	-	jednorodny	
34.	2 (max)	120 - 120 *	179,3 *	niejednorodny	0 *	10 - 10 *	14,31 *	-	-	jednorodny	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
35.	0 *	124 - 116 *	179,3 *	jednorodny	0 *	11 - 9 *	14,33 *	-	-	jednorodny
36.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	12 - 8 *	13,82 *	1980(+)	7,77	niejednorodny
37.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,29 *	1980(+)	3,87 (nie istotny)	jednorodny
38.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,31 *	1974(+)	4,28 (nie istotny)	jednorodny
39.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,30 *	1980(+)	4,45	niejednorodny
40.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,31 *	1978(+)	2,03 (nie istotny)	jednorodny
41.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,29 *	-	-	niejednorodny
42.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,35 *	1978(+)	5,46	niejednorodny
43.	1 (min)	120 - 120 *	179,3 *	niejednorodny	0 *	10 - 10 *	14,30 *	1978(+)	2,92 (nie istotny)	jednorodny
44.	0 *	122 - 118 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,30 *	1978(+)	1,35 (nie istotny)	jednorodny
45.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,32 *	-	-	jednorodny
46.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,30 *	-	-	jednorodny
47.	2 (max)	120 - 120 *	179,3 *	niejednorodny	0 *	10 - 10 *	14,30 *	-	-	jednorodny
48.	2 (max)	121 - 119 *	179,3 *	niejednorodny	0 *	10 - 10 *	14,31 *	-	-	jednorodny
49.	0 *	122 - 118 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,36 *	-	-	jednorodny
50.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,31 *	-	-	jednorodny
51.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	11 - 9 *	14,19 *	1982(+)	48,31	niejednorodny
52.	0 *	123 - 117 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,40 *	-	-	jednorodny
53.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	11 - 9 *	14,30 *	1981(-)	5,8	niejednorodny
54.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,32 *	-	-	jednorodny
55.	0 *	122 - 118 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,30 *	1983(-)	34,02	niejednorodny
56.	0 *	127 - 113 *	179,3 *	jednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,35 *	-	-	niejednorodny
57.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,53 *	1982(-)	2,22 (nie istotny)	niejednorodny
58.	0 *	122 - 118 *	179,3 *	jednorodny	0 *	11 - 9 *	14,36 *	-	-	jednorodny
59.	0 *	122 - 118 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,32 *	1982(-)	3,46 (nie istotny)	niejednorodny
60.	0 *	124 - 116 *	179,1 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,39 *	-	-	jednorodny
61.	0 *	122 - 118 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,31 *	-	-	jednorodny
62.	1 (min)	123 - 117 *	179,3 *	niejednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,45 *	-	-	niejednorodny
63.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,42 *	1982(-)	14,55	niejednorodny
64.	1 (min)	120 - 120 *	179,3 *	niejednorodny	1 (min)	10 - 10 *	14,33 *	1983(-)	22,51	niejednorodny
65.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,30 *	1974(+), 1983(-)	6,64	niejednorodny
66.	0 *	122 - 118 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,32 *	1983(-)	12,7	niejednorodny
67.	1 (min)	120 - 120 *	179,3 *	niejednorodny	0 *	10 - 10 *	14,31 *	1974(+), 1982(-)	5,64	niejednorodny
68.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	1 (max)	13 - 7 *	13,15 *	-	-	niejednorodny
69.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,91 *	-	-	jednorodny
70.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,38 *	1979(+), 1982(-)	14,14	niejednorodny
71.	1 (max)	120 - 120 *	179,3 *	niejednorodny	0 *	10 - 10 *	14,35 *	1979(+), 1982(-)	14,14	niejednorodny
72.	1 (min)	123 - 117 *	179,2 *	niejednorodny	1 (min)	11 - 9 *	14,27 *	1974(+), 1982(-)	7,11	niejednorodny
73.	0 *	122 - 118 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,30 *	1985(-)	16,89	niejednorodny
74.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,29 *	1985(-)	4,92	niejednorodny
75.	0 *	121 - 119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	11 - 9 *	14,22 *	-	-	jednorodny
76.	0 *	123 - 117 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,35 *	1982(-)	20,89	niejednorodny
77.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,32 *	1982(-)	26,23	niejednorodny
78.	0 *	120 - 120 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,32 *	1980(+)	6,17	niejednorodny
79.	0 *	124 - 116 *	179,1 *	jednorodny	0 *	10 - 10 *	14,34 *	1974(+)	1,42 (nie istotny)	jednorodny

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
80.	3 (max)	120-120*	179,3 *	niejednorodny	0 *	10-10 *	14,30 *	1974(+), 1981(-)	8,49	niejednorodny
81.	0 *	120-120*	179,4 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,32 *	1984(-)	18,03	niejednorodny
82.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,34 *	1985(-)	9,12	niejednorodny
83.	0 *	122-118 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,32 *	1978(+), 1982(-)	19,41	niejednorodny
84.	0 *	122-118 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,31 *	1982(-)	31,30	niejednorodny
85.	1 (max)	123-117 *	179,2 *	niejednorodny	0 *	10-10 *	14,33 *	-	-	jednorodny
86.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	11-9 *	14,19 *	-	-	jednorodny
87.	0 *	121-119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,31 *	1974(+), 1982(-)	26,32	niejednorodny
88.	1 (l)	120-120*	179,3 *	niejednorodny	1 (min)	10-10 *	14,29 *	1982(-)	19,99	niejednorodny
89.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	1 (min)	10-10 *	14,30 *	1978(+), 1982(-)	3,24	niejednorodny
90.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,31 *	-	-	jednorodny
91.	1 (min)	122-118 *	179,2 *	niejednorodny	1 (min)	10-10 *	14,34 *	1977(+), 1982(-)	14,41	niejednorodny
92.	0 *	121-119 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,29 *	1974(+)	3,70 (nie istotny)	jednorodny
93.	2 (max)	122-118 *	179,3 *	niejednorodny	0 *	10-10 *	14,31 *	1974(+)	4,36 (nie istotny)	jednorodny
94.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,31 *	1974(+), 1982(-)	4,47	niejednorodny
95.	1 (min)	121-119 *	179,3 *	niejednorodny	1 (min)	10-10 *	14,30 *	1974(+), 1982(-)	8,50	niejednorodny
96.	0 *	121-119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,33 *	1974(+)	2,31 (nie istotny)	jednorodny
97.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,31 *	1974(+), 1982(-)	11,77	niejednorodny
98.	2 (min)	121-119 *	179,2 *	niejednorodny	1 (min)	10-10 *	14,30 *	1974(+), 1982(-)	3,97	niejednorodny
99.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,32 *	1974(+), 1982(-)	3,56	niejednorodny
100.	1 (min)	120-120*	179,3 *	niejednorodny	1 (min)	10-10 *	14,31 *	-	-	niejednorodny
101.	0 *	122-118 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,31 *	1974(+), 1982(-)	5,20	niejednorodny
102.	1 (min)	122-118 *	179,2 *	niejednorodny	0 *	10-10 *	14,29 *	1974(+), 1982(-)	8,50	niejednorodny
103.	0 *	121-119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,30 *	-	-	jednorodny
104.	3 (min)	121-119 *	179,3 *	niejednorodny	2 (min)	10-10 *	14,33 *	1974(+), 1982(-)	3,09	niejednorodny
105.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,29 *	1983(-)	41,10	niejednorodny
106.	0 *	123-117 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,33 *	-	-	jednorodny
107.	0 *	121-119 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,29 *	1982(-)	13,75	niejednorodny
108.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,31 *	-	-	jednorodny
109.	0 *	121-119 *	179,2 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,29 *	-	-	niejednorodny
110.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	1 (min)	10-10 *	14,31 *	-	-	niejednorodny
111.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,30 *	-	-	jednorodny
112.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,31 *	1981(+)	0,39 (nie istotny)	jednorodny
113.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	1 (max)	10-10 *	14,44 *	-	-	niejednorodny
114.	1 (max)	122-118 *	179,2 *	niejednorodny	1 (min)	10-10 *	14,31 *	1987(+)	5,26	niejednorodny
115.	0 *	121-119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,35 *	1974(+), 1982(-)	0,66 (nie istotny)	jednorodny
116.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	12-8 *	13,79 *	1974(+), 1982(-)	1,70 (nie istotny)	jednorodny
117.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,33 *	-	-	jednorodny
118.	0 *	120-120*	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,30 *	-	-	jednorodny
119.	0 *	121-119 *	179,3 *	jednorodny	0 *	10-10 *	14,35 *	-	-	jednorodny

Gwiazdka (*) oznacza brak zerwania ciągłości. Symbole (max) i (min) oznaczają, że odstają odpowiednio elementy największe lub najmniejsze w szeregu (test Grabhsa-Becka); znaki (+) i (-) w przypadku metody podwojnej masy - pokazują kierunek zerwania ciągłości

Podstawowe statystyki szeregów niskich rocznych odpływów jednostkowych – Nq (w okresie 1971–1990)
 Basic statistics of annual unitary low flow series – Nq (period 1971–1990)

Nr	Zlewnia	Wodowskaz	średnia	mediana	minimum	maksimum	odchylenie standardowe	asymetria	kurtioza	współczynnik zmienności	Współczynnik autokorelacji $k=1$	trend
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1.	Psina	Bojanów	2,08	1,94	1,19	3,29	0,64	0,60	-0,80	0,31	0,12	-
2.	Ruda	Ruda Kozielska	3,57	3,45	2,53	5,49	0,79	0,83	0,56	0,22	0,57 (*)	-
3.	Osobłoga	Raclawice Śląskie	1,67	1,71	0,16	2,89	0,66	-0,08	0,42	0,39	0,14	+
4.	Biała	Dobra	1,36	1,35	0,88	2,12	0,31	0,65	0,74	0,23	0,29	+
5.	Mała Panew	Krupski Młyn	2,48	2,55	0,97	3,62	0,55	-0,73	2,42	0,22	0,34	- (*)
6.	Nysa Kłodzka	Bystrzyca Kłodzka	2,00	2,08	0,42	4,54	1,00	0,60	0,80	0,50	0,43 (*)	- (*)
7.	Biała Łądecka	Żelazno	4,56	4,62	1,97	8,03	1,57	0,23	-0,39	0,34	0,14	+
8.	Ścinawka	Gorzuchów	2,79	2,63	1,72	4,46	0,76	0,70	-0,15	0,27	0,30	-
9.	Stobrawa	Wapienniki	1,12	1,17	0,51	2,04	0,46	0,22	-1,12	0,41	0,02	+
10.	Budkowiczanka	Krzywa Góra	1,60	1,50	0,55	2,97	0,77	0,40	-0,99	0,48	0,28	- (*)
11.	Ślęza	Białobrzegie	0,70	0,58	0,08	2,10	0,49	1,29	2,02	0,71	0,32	-
12.	Piława	Moscisko	1,07	1,03	0,34	1,89	0,45	0,18	-0,64	0,42	0,30	- (*)
13.	Strzegomka	Łazany	2,62	2,56	1,54	3,65	0,63	0,19	-0,97	0,24	0,08	-
14.	Kaczawa	Swierzawa	2,35	2,33	0,76	3,97	0,94	-0,32	-0,53	0,40	0,23	+
15.	Nysa Szalona	Winnica	0,64	0,65	0,05	1,96	0,42	1,49	4,45	0,65	0,33	-
16.	Skora	Chojnów	2,20	2,23	0,80	3,03	0,60	-0,63	0,04	0,27	0,46 (*)	-
17.	Orla	Korzeńsko	0,35	0,30	0,04	0,84	0,24	0,62	-0,71	0,69	-0,04	-
18.	Bóbr	Wojanów	1,79	1,64	0,82	3,40	0,67	0,99	0,49	0,37	0,27	+
19.	Łomnica	Łomnica	4,93	4,92	3,05	7,63	1,42	0,27	-0,97	0,29	0,34	+
20.	Ilanka	Mączków	2,52	2,45	1,60	3,73	0,56	0,20	-0,48	0,22	0,41 (*)	+
21.	Warta	Poraj	2,34	2,05	1,03	4,00	1,02	0,43	-1,40	0,44	0,82 (*)	- (*)
22.	Liswarta	Zawady	1,89	1,80	0,99	2,78	0,53	0,08	-1,02	0,28	0,20	- (*)
23.	Oleśnica	Niechmirów	0,91	0,82	0,45	1,70	0,34	1,01	0,78	0,37	-0,09	-
24.	Grabia	Łask	1,85	1,79	0,43	3,11	0,71	0,18	-0,19	0,38	0,20	- (*)
25.	Czarna Struga	Trąbczyn	0,48	0,39	0,05	1,18	0,35	0,72	-0,35	0,73	-0,10	+
26.	Proсна	Gorzów Śląski	1,85	1,92	0,91	2,56	0,46	-0,43	-0,38	0,25	0,02	-
27.	Niesób	Kuźnica Skakawska	1,12	1,10	0,53	1,87	0,45	-0,07	-0,87	0,40	0,09	+
28.	Lutynia	Raszewy	0,76	0,57	0,06	2,06	0,49	0,99	0,77	0,65	0,10	+
29.	Mogilnica	Konojad	0,32	0,24	0,07	0,82	0,23	1,10	0,06	0,70	0,27	+
30.	Kopel	Gituzyna	0,45	0,37	0,06	1,03	0,26	1,05	0,59	0,58	0,28	-
31.	Welna	Pruśce	0,87	0,77	0,08	2,09	0,57	0,68	-0,35	0,66	0,22	+
32.	Notec	Lysek	0,61	0,57	0,01	1,44	0,40	0,67	0,15	0,65	0,17	-
33.	Gasawka	Żnin	1,15	0,96	0,19	3,55	0,79	1,49	3,13	0,69	0,20	-
34.	Czarnica	Czame	3,77	3,76	2,80	5,55	0,73	0,67	0,37	0,19	0,08	+
35.	Czarna	Okonek	1,07	0,96	0,58	2,02	0,37	1,09	0,94	0,34	0,15	-
36.	Płynica	Płynica	2,87	2,92	2,15	3,89	0,50	0,45	-0,26	0,17	0,10	+

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
37.	Pilawa	Zabrodzie	3,89	3,85	2,49	5,49	0,80	0,29	-0,68	0,20	0,22	+
38.	Głomia	Dobrzyca	1,72	1,52	1,14	2,76	0,52	0,89	-0,50	0,30	-0,27	+
39.	Drawa	Drawsko Pomorskie	3,32	3,23	1,43	5,28	0,95	0,55	0,39	0,28	0,36	+
40.	Mysła	Dolsk	0,71	0,69	0,21	1,65	0,39	0,67	0,00	0,55	0,25	+
41.	Plonia	Okunica	2,74	2,77	1,48	4,04	0,57	0,18	0,83	0,21	0,05	+
42.	Miała Ina	Morzycza	0,92	0,92	0,33	1,91	0,43	0,52	-0,23	0,46	0,30	+(*)
43.	Krapiel	Gogolewo	1,34	1,28	0,17	3,86	0,89	1,12	1,97	0,67	0,51(*)	+(*)
44.	Gowitnica	Widziensko	1,90	1,51	0,86	4,51	1,03	1,32	0,85	0,54	0,44(*)	+
45.	Rega	Łobiesz	3,76	4,04	2,25	5,45	0,88	-0,23	-0,76	0,23	0,18	+(*)
46.	Parzęta	Tychówko	4,65	4,71	3,24	5,98	0,84	-0,04	-1,28	0,18	0,06	-
47.	Wietrza	Broczyna	7,29	7,23	5,30	9,40	1,06	0,22	-0,12	0,15	-0,02	+
48.	Studnica	Ciecholub	7,63	7,61	5,70	9,21	0,94	-0,11	-0,31	0,12	0,00	-
49.	Łeba	Miłoszewo	2,83	2,78	2,00	3,67	0,47	0,28	-0,82	0,17	0,23	+
50.	Wisła	Skoczów	2,20	1,82	1,01	5,39	1,18	1,86	3,03	0,54	0,17	-
51.	Iłownica	Czechowice-Dziedzice	3,89	3,61	1,75	7,27	1,52	1,35	1,37	0,39	0,58(*)	+(*)
52.	Skawa	Osielec	2,15	2,01	1,02	3,44	0,81	0,23	-1,38	0,38	0,11	-
53.	Wieprzówka	Rudze	0,61	0,52	0,14	2,14	0,45	2,44	7,21	0,74	-0,05	+
54.	Raba	Saróza	2,56	2,46	1,30	4,78	0,88	0,77	0,58	0,35	0,03	-
55.	Szeniawa	Biskupiec	2,29	2,33	0,91	3,81	0,79	0,00	-0,83	0,35	0,53(*)	-(*)
56.	Uszwica	Borzęcin	2,01	2,04	0,91	3,25	0,54	0,27	0,92	0,27	0,41(*)	-
57.	Czamy Dunajec	Nowy Targ	4,24	4,55	2,31	6,39	1,18	-0,01	-0,63	0,28	-0,34	-
58.	Biały Dunajec	Szaflary	5,11	4,76	2,67	7,81	1,50	0,15	-0,67	0,29	0,33	-
59.	Ochońnica	Tyłmanowa	3,63	3,38	2,04	6,94	1,23	1,01	1,12	0,34	-0,07	-
60.	Kamienica Nawojowska	Nowy Sącz	1,91	1,83	1,26	2,73	0,43	0,29	-1,17	0,23	0,03	+
61.	Łososina	Jakubkowice	1,75	1,69	0,74	2,75	0,60	0,08	-0,93	0,34	0,28	+
62.	Biała Tarnowska	Grybów	1,30	1,26	0,43	1,90	0,37	-0,59	0,24	0,29	-0,02	-
63.	Biała Nida	Mniszek	1,93	1,80	0,87	3,15	0,58	0,74	0,82	0,30	0,12	-
64.	Łososina	Bocheniec	1,80	1,73	0,33	3,33	0,74	0,37	0,34	0,41	0,34	-
65.	Czarna Nida	Morawica	1,43	1,34	0,66	2,57	0,50	0,53	-0,20	0,35	0,52(*)	-
66.	Breń	Wampierzów	1,84	1,91	1,10	2,72	0,40	0,10	-0,06	0,22	0,37	-(*)
67.	Wschodnia	Wilkowa	0,86	0,85	0,23	1,49	0,36	-0,14	-0,82	0,41	0,19	+
68.	Sekówka	Gorlice	2,22	2,15	0,66	4,46	1,00	0,78	0,03	0,45	0,37	+
69.	Jasiołka	Jedlicze	1,30	1,07	0,52	2,87	0,67	0,90	0,11	0,52	0,65(*)	-
70.	Grabinka	Grabiny	1,79	1,86	1,11	2,44	0,39	-0,22	-1,05	0,22	0,28	-
71.	Wielopólka	Brzeźnica	1,92	1,84	1,18	3,49	0,63	1,27	1,34	0,33	0,28	-
72.	Koprzywnicka	Koprzywnica	1,06	1,04	0,36	1,59	0,29	-0,30	1,41	0,27	0,43(*)	+
73.	San	Dwernik	2,10	2,00	1,21	3,55	0,68	0,47	-0,82	0,32	0,14	-(*)
74.	Oslawa	Zagórz	1,81	1,63	0,87	3,37	0,57	1,16	1,88	0,31	0,05	-
75.	Stąpnica	Brzuska	2,34	2,14	1,21	3,87	0,77	0,59	-0,51	0,33	0,57(*)	-
76.	Wiar	Krówniki	1,28	1,21	0,63	2,15	0,39	0,47	0,27	0,30	0,33	-
77.	Lubaczówka	Zapałów	1,40	1,41	0,71	2,01	0,36	-0,21	-1,07	0,26	0,39	-(*)
78.	Wisłok	Brzesko	1,97	1,81	0,94	3,57	0,82	0,69	-0,72	0,41	-0,10	+
79.	Trzebošnica	Szarczyna	1,72	1,65	0,76	3,13	0,66	0,87	0,40	0,38	0,35	-
80.	Tanew	Osuchy	2,48	2,37	1,83	3,30	0,53	0,47	-1,31	0,21	0,37	-
81.	Biała Łada	Biłgoraj	3,45	3,38	1,78	5,33	0,87	0,18	0,13	0,25	0,51(*)	-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
82.	Bukowa	Ruda Jaskłowska	1,73	1,72	0,77	2,76	0,56	0,16	-0,73	0,33	0,48 (*)	-
83.	Wyżnica	Bór	2,10	1,94	1,23	4,28	0,79	1,22	1,50	0,38	0,46 (*)	-
84.	Kamienna	Wachoczek	2,00	1,79	1,29	3,70	0,73	1,13	0,82	0,33	0,00	-
85.	Wieprz	Zwierzyniec	3,25	3,06	2,34	4,81	0,73	0,87	-0,14	0,22	0,26	- (*)
86.	Łabuńka	Krzak	1,53	1,47	0,87	2,67	0,56	0,80	-0,15	0,36	0,07	-
87.	Radomka	Słowików	1,16	1,08	0,70	1,86	0,33	0,67	-0,50	0,28	0,35	-
88.	Czarna Malenicka	Dąbrowa	1,58	1,48	0,48	3,12	0,58	0,77	1,55	0,37	0,19	-
89.	Narew	Bednary	1,31	1,33	0,36	1,91	0,42	-0,48	-0,32	0,32	0,34	-
90.	Narewka	Narewka	1,45	1,38	0,95	1,92	0,29	0,00	-0,73	0,20	0,32	-
91.	Sokolda	Sokolda	1,90	1,98	0,81	2,35	0,40	-1,31	1,54	0,21	-0,04	-
92.	Biebrza	Szabin	1,88	1,87	1,00	2,73	0,53	0,09	-1,23	0,28	-0,03	+
93.	Rospuda (Netta)	Raczki	4,54	4,48	3,31	6,55	0,84	0,81	0,40	0,19	0,26	+
94.	Szczerka	Szczerka	0,79	0,80	0,34	1,27	0,29	0,14	-1,25	0,37	0,31	+
95.	Brzozówka	Karpowicze	1,06	1,15	0,23	1,82	0,47	-0,10	-1,00	0,44	-0,15	-
96.	Rozoża	Myszyniec	1,04	0,89	0,26	2,25	0,58	0,86	-0,11	0,56	0,22	+
97.	Orz	Czarnowo	0,83	0,74	0,37	1,62	0,29	1,19	1,72	0,35	0,21	+
98.	Orzyc	Krasnosielc	1,20	1,18	0,26	2,24	0,52	0,09	-0,59	0,43	-0,11	-
99.	Włodawka	Okuninka	0,94	0,97	0,50	1,78	0,32	0,74	1,18	0,34	0,35	-
100.	Narzec	Bocki	0,98	0,95	0,29	1,78	0,36	0,70	1,28	0,37	0,07	+
101.	Brok	Kaczkowo Nowe	0,52	0,49	0,19	0,93	0,20	0,11	-0,17	0,38	-0,03	-
102.	Liwiec	Zalwice	0,76	0,77	0,21	1,52	0,36	0,37	-0,40	0,48	0,34	-
103.	Lydynia	Lubieradz	1,25	1,23	0,78	1,99	0,32	0,40	-0,04	0,25	0,03	-
104.	Ochnia	Kutno	0,32	0,35	0,02	0,67	0,18	-0,01	-0,64	0,58	0,39	-
105.	Rawka	Kęszyc	2,08	1,94	1,43	3,07	0,50	0,71	-0,57	0,24	0,65 (*)	- (*)
106.	Utrata	Krubice	1,17	1,24	0,80	1,51	0,21	-0,51	-1,00	0,18	0,36	+
107.	Skrwa	Parzeń	1,11	1,08	0,64	1,89	0,34	0,90	0,79	0,30	0,08	-
108.	Wel	Lidzbark	3,53	3,76	1,79	4,91	0,95	-0,24	-1,06	0,27	0,22	-
109.	Brdą	Ciecholewy	6,41	6,10	4,54	8,40	1,08	0,52	-0,37	0,17	0,16	-
110.	Wda	Czarna Woda	3,69	3,95	2,13	4,98	0,74	-0,57	-0,32	0,20	0,22	+
111.	Osa	Lisnowo	1,38	1,22	0,55	2,65	0,61	0,78	-0,06	0,44	0,22	+
112.	Wierzyca	Bożepole Szlacheckie	2,91	2,56	1,74	5,27	1,13	1,04	-0,09	0,39	0,24	-
113.	Wąska	Pasiek	1,37	1,18	0,89	3,08	0,52	2,14	5,38	0,38	-0,10	+
114.	Drwęca Warmińska	Omota	2,08	2,06	0,72	3,73	0,68	0,44	1,24	0,32	0,27	+
115.	Elma	Piaseczno	1,08	0,93	0,43	2,83	0,60	1,51	2,49	0,56	0,36	+
116.	Sajna	Bykowo	0,99	0,97	0,22	2,54	0,54	1,19	2,47	0,55	0,43 (*)	+
117.	Jarka (Goldapa)	Jurkiszki	1,52	1,52	0,73	2,77	0,54	0,62	0,27	0,35	0,54 (*)	+
118.	Goldapa	Banie Mazurskie	2,59	2,46	1,73	4,42	0,75	0,95	0,33	0,29	0,40	+
119.	Strwiąż	Krościenko	2,65	2,51	1,40	4,25	0,86	0,33	-0,98	0,33	0,33	-

(*) - wartości statystycznie istotne na poziomie 5 %; + - trend dodatni; - - trend ujemny

Wyniki dopasowania teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa do szeregów niskich rocznych przepływów z lat 1971–1990.
Weryfikacja zgodności dopasowywanej funkcji do rozkładu empirycznego przeprowadzona została wg kryterium odległości Kolmogorowa D_{max} na poziomie $\alpha=5\%$

Results of distribution fitting of annual low flow series from period 1971–1990

Nr	Zlewnia	Wodowskaz	Typ rozkładu	Parametry rozkładu		Kwantyle rozkładu [$\text{dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$]								
				Dolne ograniczenie	Parametr skali	Parametr kształtu	1 %	2 %	5 %	10 %	11 %	50 %	90 %	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13		
1.	Psina	Bojanów	Log-normalny	-0.580	0.463	0.197	0.85	0.92	1.10	1.25	1.94	2.83		
2.	Ruda	Ruda Kozielecka	Log-normalny		0.069	0.265	2.14	2.24	2.42	2.60	3.40	4.51		
3.	Osobloga	Raclawice Śląskie	Gamma	-1.420	34.173	0.066	0.08	0.22	0.49	0.73	1.65	2.73		
4.	Biała	Dobra	Gamma	0.203	4.591	0.059	0.57	0.57	0.59	0.71	3.26	3.40		
5.	Mała Panew	Krupski Młyn	Gamma	-3.402	100.0	0.049	0.67	0.84	1.12	1.37	2.31	3.34		
6.	Nysa Kłodzka	Byszczycza Kłodzka	Log-normalny	-0.805	0.286	0.216	0.0004	0.19	0.50	0.77	2.04	3.65		
7.	Biała Łądecka	Zelazno	Fisher-Tippet III	0.231	1.535	2.613	1.51	1.70	2.13	2.56	4.46	6.66		
8.	Scinawka	Gorzuchów	Log-normalny	-0.880	0.860	0.170	1.39	1.55	1.78	2.00	2.90	4.03		
9.	Stobrawa	Wapienniki	Fisher-Tippet III	0.410	1.343	1.640	0.45	0.48	0.53	0.61	1.12	1.94		
10.	Budkowiczanka	Krzywa Góra	Log-normalny	-0.976	0.287	0.130	0.04	0.17	0.42	0.64	1.53	2.54		
11.	Ślęcza	Bialobrzecze	Log-normalny	-0.083	-1.620	0.393	-0.004	0.06	0.11	0.22	0.66	1.33		
12.	Flawa	Mościsko	Gamma	-0.070	6.235	0.063	0.17	0.24	0.34	0.48	1.03	1.82		
13.	Szrzegomka	Łazany	Log-normalny	-2.645	1.269	0.062	1.24	1.38	1.60	1.80	2.56	3.40		
14.	Kaczawa	Świerzawa	Log-normalny	-0.845	0.126	0.106	0.31	0.53	0.84	1.15	2.21	3.44		
15.	Nysa Szalona	Winnica	Log-normalny	-0.101	-1.151	0.440	0.03	0.08	0.13	0.20	0.55	1.16		
16.	Skora	Chojnów	Gamma	0.103	7.351	0.066	1.02	1.14	1.29	1.44	2.16	3.14		
17.	Orla	Korzenisko	Gamma	-0.116	4.132	0.130	0.0004	0.03	0.06	0.11	0.34	0.69		
18.	Bóbr	Wejanów	Log-normalny	-0.166	0.042	0.312	0.64	0.71	0.86	0.99	1.64	2.60		
19.	Łomnica	Łomnica	Log-normalny	-0.618	0.175	0.159	1.69	2.03	2.54	2.97	4.83	7.12		
20.	Ilanka	Maczków	Log-normalny	-1.998	1.070	0.079	1.20	1.34	1.57	1.79	2.58	3.45		
21.	Warta	Poraj	Fisher-Tippet III	0.319	0.977	1.503	0.90	0.95	1.05	1.21	2.13	3.74		
22.	Liswarta	Zawady	Fisher-Tippet III	0.518	2.292	2.994	0.78	0.86	1.02	1.18	1.87	2.62		
23.	Oleśnica	Niechmirów	Gamma	0.249	1.950	0.145	0.46	0.48	0.51	0.55	0.82	1.37		
24.	Grabia	Łask	Log-normalny	-4.566	1.684	0.060	0.26	0.43	0.66	0.89	1.74	2.66		
25.	Czarna Struga	Trabcezyn	Log-normalny	-0.030	-1.715	0.778	-0.001	0.02	0.05	0.09	0.35	1.09		
26.	Proсна	Gorzów Śląski	Gamma	-0.617	100.0	0.009	0.55	0.73	0.91	1.10	1.77	2.50		
27.	Niesób	Kuźnica Skakawska	Gamma	-0.968	100.0	0.012	0.04	0.16	0.33	0.49	1.14	1.79		
28.	Lutyńia	Raszewy	Gamma	0.021	1.294	0.297	0.06	0.07	0.09	0.15	0.58	1.59		
29.	Mogilnica	Konojad	Log-normalny	0.012	-1.843	0.775	0.06	0.06	0.09	0.11	0.26	0.67		
30.	Kopel	Głuszyna	Log-normalny	-0.119	-1.336	0.329	0.003	0.03	0.08	0.14	0.38	0.76		
31.	Welna	Pruśce	Fisher-Tippet III	0.043	1.071	1.453	0.10	0.13	0.20	0.28	0.77	1.51		
32.	Nołec	Łysek	Log-normalny	-0.047	-1.643	0.618	-0.001	0.03	0.07	0.13	0.49	1.24		
33.	Gąsawka	Żnin	Log-normalny	-0.079	-1.548	0.442	-0.003	0.07	0.14	0.28	0.92	2.13		
34.	Czernica	Czame	Log-normalny	0.186	0.261	0.217	2.36	2.48	2.68	2.85	3.60	4.62		
35.	Czarna	Okonek	Log-normalny	0.002	-2.303	0.340	0.48	0.48	0.58	0.67	0.96	1.54		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
36.	Plywnica	Plywnica	Log-normalny	-0.129	-0.070	0.154	1.81	1.91	2.05	2.22	2.78	3.51
37.	Pilawa	Zabrodzie	Fisher-Tippet III	3.014	5.623	2.318	2.65	2.76	2.95	3.14	3.90	4.69
38.	Głomia	Dobrzyca	Fisher-Tippet III	0.618	1.007	1.240	1.11	1.11	1.14	1.20	1.60	2.33
39.	Drawa	Drawsko Pomorskie	Fisher-Tippet III	-0.721	2.159	5.576	0.92	1.21	1.65	2.04	3.37	4.46
40.	Mysia	Dolsk	Gamma	0.114	1.385	0.306	0.17	0.18	0.21	0.25	0.58	1.32
41.	Płonia	Okunica	Log-normalny	-0.681	0.513	0.144	1.42	1.56	1.78	1.98	2.76	3.70
42.	Miała Ina	Morzycza	Gamma	-0.195	10.110	0.052	0.06	0.15	0.27	0.39	0.94	1.64
43.	Krapiel	Gogolewo	Log-normalny	-1.036	0.481	0.194	-0.005	0.11	0.30	0.49	1.23	2.20
44.	Gowienica	Widziensko	Log-normalny	0.008	-0.678	0.596	0.40	0.49	0.62	0.74	1.60	3.40
45.	Rega	Lobez	Fisher-Tippet III	0.861	2.460	2.900	1.95	2.10	2.36	2.63	3.73	4.91
46.	Parseta	Tychówko	Fisher-Tippet III	2.256	4.401	2.750	2.97	3.10	3.33	3.57	4.61	5.76
47.	Wierza	Broczyna	Fisher-Tippet III	1.328	2.919	4.652	4.83	5.09	5.49	5.88	7.30	8.61
48.	Studnica	Ciecholub	Fisher-Tippet III	0.714	2.527	6.706	5.16	5.47	5.92	6.36	7.69	8.73
49.	Leba	Miloszewo	Log-normalny	-0.376	-0.131	0.095	1.83	1.94	2.06	2.22	2.78	3.44
50.	Wisła	Skoczów	Log-normalny	0.229	-1.157	0.802	0.94	0.98	1.04	1.14	1.82	3.74
51.	Ilowica	Czechowice-Dziedzice	Log-normalny	0.061	-0.460	0.311	1.91	2.01	2.27	2.47	3.56	5.15
52.	Skawa	Osielec	Gamma	-1.113	87.0	0.019	0.61	0.78	1.02	1.27	2.13	3.11
53.	Wieprzówka	Rudze	Log-normalny	0.015	-2.793	0.792	0.13	0.19	0.19	0.26	0.52	1.17
54.	Raba	Stróża	Log-normalny	-0.608	0.758	0.248	0.92	1.04	1.26	1.46	2.38	3.60
55.	Szreniawa	Biskupice	Gamma	-4.859	100.0	0.065	0.32	0.54	0.88	1.19	2.36	3.62
56.	Uszwica	Borzęcin	Log-normalny	-3.660	1.431	0.028	0.98	1.09	1.25	1.43	1.96	2.57
57.	Czarny Dunajec	Nowy Targ	Log-normalny	-2.490	1.451	0.133	1.48	1.76	2.18	2.57	4.12	5.95
58.	Biały Dunajec	Szaflary	Log-normalny	-5.122	1.821	0.051	1.71	2.10	2.67	3.19	5.05	7.00
59.	Ochońca	Tylmanowa	Log-normalny	-0.017	-0.970	0.414	1.20	1.30	1.57	1.94	3.33	5.83
60.	Kamienica Nawojowska	Nowy Sącz	Log-normalny	-0.573	0.023	0.125	0.80	0.92	1.09	1.26	1.89	2.65
61.	Łososina	Jakubkowice	Gamma	0.057	4.807	0.116	0.57	0.63	0.77	0.92	1.66	2.75
62.	Biała Tarnowska	Grybów	Log-normalny	-0.354	-0.458	0.135	0.52	0.62	0.71	0.86	1.33	1.90
63.	Biała Nida	Miszek	Log-normalny	-0.171	-0.008	0.204	1.03	1.10	1.23	1.35	1.87	2.56
64.	Łososina	Bocheniec	Log-normalny	-1.282	0.596	0.112	0.40	0.53	0.77	0.97	1.77	2.70
65.	Czarna Nida	Morawica	Log-normalny	-1.053	0.746	0.193	0.38	0.49	0.64	0.78	1.40	2.19
66.	Breń	Wąmpierzów	Log-normalny	-6.770	2.076	0.042	0.70	0.82	1.01	1.18	1.82	2.48
67.	Wschodnia	Wilkowa	Gamma	-0.081	5.569	0.111	0.14	0.18	0.28	0.35	0.77	1.37
68.	Śkówka	Gorlice	Log-normalny	-0.206	-0.791	0.249	0.41	0.58	0.83	0.99	2.07	3.47
69.	Jasiołka	Jedlicze	Log-normalny	-0.359	-0.278	0.284	0.09	0.17	0.34	0.49	1.15	2.09
70.	Grabinka	Grabiny	Log-normalny	-0.598	-0.079	0.084	0.89	1.00	1.17	1.28	1.83	2.39
71.	Wielopolka	Brzeźnica	Log-normalny	0.169	-0.375	0.386	0.93	0.99	1.10	1.22	1.78	2.69
72.	Koprzywnicka	Koprzywnica	Log-normalny	-1.806	0.852	0.057	0.50	0.56	0.66	0.74	1.08	1.43
73.	San	Dwernik	Log-normalny	-0.897	0.555	0.198	0.48	0.63	0.87	1.09	2.03	3.26
74.	Ostawa	Zagórz	Log-normalny	0.145	-0.349	0.358	0.89	0.95	1.07	1.17	1.68	2.50
75.	Stopnica	Brzuszka	Log-normalny	-0.261	-0.433	0.225	0.69	0.87	1.10	1.33	2.25	3.47
76.	Wiar	Krówniki	Log-normalny	-0.915	0.654	0.158	0.53	0.61	0.72	0.84	1.28	1.83
77.	Lubaczówka	Zapalów	Log-normalny	-0.871	0.721	0.194	0.52	0.60	0.74	0.85	1.39	2.07
78.	Wisłok	Brzesko	Log-normalny	-0.351	-0.294	0.263	0.23	0.38	0.61	0.85	1.83	3.24
79.	Trzebošnica	Szarzyna	Log-normalny	-0.145	-0.602	0.276	0.56	0.68	0.80	0.96	1.61	2.57
80.	Tanew	Osuchy	Fisher-Tippet III	1.807	2.659	1.414	1.77	1.79	1.83	1.90	2.36	3.21

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
81.	Biała Łada		Log-normalny	-2.399	1.152	0.061	1.56	1.73	2.04	2.36	3.42	4.53
82.	Bukowa	Ruda Jastkowska	Log-normalny	-5.695	1.918	0.056	0.43	0.57	0.78	0.98	1.71	2.49
83.	Wyznica	Bór	Fisher-Tippet III	0.563	1.047	1.194	1.17	1.19	1.23	1.32	1.89	3.17
84.	Kamienna	Wąchock	Fisher-Tippet III	0.524	0.873	1.187	1.24	1.26	1.29	1.36	1.83	2.88
85.	Wieża	Zwierzyniec	Log-normalny	0.274	-0.050	0.278	1.79	2.04	2.22	2.37	3.10	4.11
86.	Łabuńka	Krzak	Log-normalny	-0.260	-0.164	0.262	0.47	0.57	0.69	0.83	1.39	2.20
87.	Radomka	Słowików	Log-normalny	-0.304	0.353	0.289	0.42	0.48	0.58	0.68	1.11	1.75
88.	Czarna Małenicka	Dąbrowa	Log-normalny	-0.658	0.730	0.258	0.51	0.60	0.74	0.88	1.51	2.37
89.	Narzew	Bodnary	Log-normalny	-1.611	1.115	0.160	0.45	0.53	0.67	0.80	1.32	1.95
90.	Narzewka	Narzewka	Gamma	0.150	13.784	0.050	0.81	0.86	0.95	1.03	1.39	1.85
91.	Sokolda	Sokolda	Log-normalny	-1.546	0.891	0.086	0.96	1.07	1.22	1.36	1.90	2.52
92.	Biebrza	Sztabin	Log-normalny	-13.609	2.721	0.037	0.39	0.55	0.81	1.04	1.87	2.73
93.	Rospuda (Netta)	Raczki	Log-normalny	0.382	-0.171	0.261	2.99	3.10	3.31	3.49	4.34	5.55
94.	Szeberka	Szeberka	Log-normalny	-1.991	0.826	0.055	0.05	0.13	0.27	0.37	0.77	1.22
95.	Brzozówka	Karpowice	Log-normalny	-0.975	0.497	0.206	0.06	0.15	0.31	0.45	1.05	1.80
96.	Rozoga	Myszyniec	Log-normalny	-0.224	-0.802	0.305	-0.003	0.09	0.22	0.35	0.95	1.90
97.	Orzyc	Czarnowo	Log-normalny	0.033	-0.911	0.365	0.37	0.38	0.43	0.50	0.77	1.18
98.	Orzyc	Krasnosielec	Log-normalny	-1.986	1.262	0.212	0.13	0.24	0.40	0.56	1.22	2.09
99.	Włodawka	Okuninka	Log-normalny	-0.188	-0.361	0.268	0.34	0.37	0.46	0.55	0.91	1.41
100.	Nurzec	Boćki	Log-normalny	-0.308	-0.191	0.204	0.38	0.43	0.50	0.59	0.94	1.38
101.	Brok	Kaczkowo Nowe	Log-normalny	-3.610	1.383	0.039	0.04	0.10	0.18	0.25	0.53	0.81
102.	Liwiec	Zalwice	Log-normalny	-2.182	1.081	0.130	-0.004	0.07	0.19	0.30	0.75	1.26
103.	Lydynia	Lubierz	Log-normalny	-0.679	0.358	0.144	0.56	0.64	0.74	0.83	1.23	1.70
104.	Ochnia	Kutno	Log-normalny	-0.275	-0.846	0.199	-0.005	0.02	0.06	0.13	0.32	0.60
105.	Rawka	Kęszyce	Log-normalny	-0.117	0.910	0.255	1.06	1.13	1.28	1.40	1.99	2.80
106.	Utrata	Krubice	Log-normalny	-0.608	0.372	0.127	0.66	0.71	0.80	0.87	1.17	1.54
107.	Skrwa	Parzeń	Log-normalny	-0.057	0.532	0.291	0.53	0.57	0.65	0.73	1.08	1.58
108.	Wel	Lidzbark	Log-normalny	-1.052	1.096	0.192	1.58	1.76	2.07	2.36	3.55	5.07
109.	Brdy	Ciecholcwy	Log-normalny	0.048	1.386	0.169	4.19	4.38	4.69	4.95	6.16	7.63
110.	Wda	Czarna Woda	Log-normalny	-1.746	1.608	0.213	1.38	1.57	1.88	2.18	3.46	5.12
111.	Osa	Lisnowo	Log-normalny	-0.547	0.218	0.255	0.25	0.35	0.49	0.64	1.27	2.15
112.	Wierzwa	Bożepole Szlacheckie	Fisher-Tippet III	0.666	1.188	1.109	1.67	1.69	1.74	1.82	2.59	4.40
113.	Wąska	Pasłęk	Fisher-Tippet III	0.195	0.304	0.962	0.89	0.89	0.89	0.94	1.21	2.01
114.	Drwęca Warmińska	Ormeta	Log-normalny	-0.781	0.336	0.115	0.95	1.05	1.24	1.41	2.03	2.75
115.	Elma	Piaszczno	Log-normalny	-0.047	-1.348	0.457	0.17	0.22	0.35	0.43	0.91	1.83
116.	Sajna	Bykowo	Log-normalny	-0.220	-0.400	0.353	0.14	0.20	0.32	0.42	0.91	1.67
117.	Jarka (Goldapa)	Jurkiszki	Log-normalny	-0.248	-0.587	0.216	0.41	0.50	0.64	0.77	1.41	2.23
118.	Goldapa	Banie Mazurskie	Log-normalny	0.068	0.224	0.300	1.28	1.37	1.53	1.70	2.43	3.50
119.	Strwiąż	Krośnice	Log-normalny	-1.030	0.424	0.126	0.57	0.78	1.09	1.40	2.59	3.99

Średnie niskie odpływy jednostkowe (SNq_m) w latach 1971–1990
 Mean unitary low flow (SNq_m) from years 1971–1990

Nr	Zlewnia	Wodowskaz	SNq_m [dm ³ ·s ⁻¹ ·km ⁻²]												Wsp. zmienności szeregów Nq_m			
			XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI-VI	V-X	Rok	Wsp. zmienności szeregów Nq_m
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
1.	Pisna	Bojanów	2,98	3,14	3,08	3,13	3,34	3,35	2,91	2,65	2,48	2,65	2,54	2,71	3,17	2,66	2,91	0,34
2.	Ruda	Ruda Kozielecka	5,65	6,06	5,89	6,11	6,07	5,74	4,78	4,64	4,18	4,70	4,93	5,29	5,92	4,75	5,34	0,33
3.	Osobłoga	Racławice Śląskie	2,86	3,26	2,74	3,23	3,82	3,86	3,03	2,92	2,49	2,54	2,36	2,50	3,29	2,64	2,97	0,49
4.	Biała	Delba	2,42	2,48	2,27	2,55	2,78	2,47	1,93	1,83	1,71	1,75	2,08	1,98	2,50	1,88	2,19	0,42
5.	Mała Panew	Knipski Młyn	4,31	4,48	4,58	4,81	4,99	4,61	3,83	3,47	3,17	3,17	3,30	3,39	4,63	3,39	4,01	0,45
6.	Nysa Kłodzka	Byszczyca Kłodzka	5,02	6,78	5,13	5,09	6,53	10,98	6,71	5,45	4,27	5,56	4,68	4,10	6,59	5,13	5,86	0,71
7.	Biała Łądecka	Żelazno	7,14	6,86	7,23	6,85	7,83	13,54	11,81	11,66	9,51	8,06	7,42	6,27	8,24	9,12	8,68	0,53
8.	Ścinawka	Gorzuchów	4,16	5,00	4,68	4,94	6,03	6,99	5,13	4,50	4,07	4,08	3,56	3,57	5,30	4,15	4,73	0,44
9.	Siobrawa	Wapienniki	3,33	3,82	3,90	4,53	4,08	3,05	1,89	1,83	1,41	1,41	1,94	2,42	3,79	1,82	2,80	0,62
10.	Budkowiczanka	Krzywa Gór	3,44	3,95	3,77	3,76	4,08	3,45	2,53	2,25	2,00	2,04	2,20	2,68	3,74	2,28	3,01	0,54
11.	Ślęza	Białobrzecze	1,54	1,59	1,31	1,64	1,72	1,81	1,30	1,06	1,07	1,48	1,40	1,39	1,60	1,28	1,44	0,92
12.	Pława	Mościsko	2,17	2,66	2,42	2,42	3,04	3,29	2,35	2,12	1,66	2,14	1,78	1,59	2,67	1,94	2,30	0,71
13.	Strzegomka	Łazany	3,57	3,91	3,89	4,10	4,51	4,81	4,05	3,76	3,27	3,57	3,30	3,20	4,13	3,53	3,83	0,31
14.	Kaczawa	Świerzawa	4,47	5,55	4,81	5,30	5,83	6,21	4,52	3,73	3,42	3,68	3,49	3,63	5,36	3,74	4,55	0,47
15.	Nysa Szalona	Winnica	1,42	1,85	1,84	2,17	1,95	2,11	1,80	1,44	1,23	1,58	1,33	1,31	1,89	1,45	1,67	0,84
16.	Skora	Chojnów	3,83	3,88	3,37	3,37	3,79	3,55	3,23	3,02	2,76	4,27	3,15	3,28	3,63	3,28	3,46	0,62
17.	Orla	Korzęnsko	1,46	2,12	2,81	2,86	3,02	2,15	0,82	0,61	0,60	0,67	0,98	1,17	2,40	0,81	1,61	1,16
18.	Bóhr	Wojanów	3,65	6,03	5,07	5,54	5,73	7,78	4,40	3,60	3,27	3,34	2,77	2,66	5,64	3,34	4,49	0,62
19.	Łomnica	Łomnica	10,15	10,61	8,73	7,99	9,40	14,88	15,44	10,85	9,61	9,99	8,44	7,89	10,29	10,37	10,33	0,49
20.	Ilanka	Maczków	4,98	5,11	4,94	5,16	5,12	4,89	3,71	3,14	2,76	2,76	3,14	3,74	5,03	3,21	4,12	0,38
21.	Warta	Poraj	4,69	4,24	4,56	4,81	5,11	3,91	3,59	3,62	3,25	3,30	3,39	4,28	4,55	3,57	4,06	0,50
22.	Liswarta	Zawady	3,85	3,99	3,96	4,27	3,93	3,77	2,80	2,47	2,32	2,27	2,57	2,95	3,96	2,56	3,26	0,47
23.	Olesnica	Niechmierzów	2,70	3,04	3,06	3,40	3,48	2,79	1,62	1,40	1,21	1,25	1,26	1,54	3,08	1,58	2,23	0,73
24.	Grabia	Łask	3,72	4,79	4,36	4,86	4,85	4,21	2,91	2,52	2,38	2,30	2,49	2,85	4,47	2,58	3,52	0,47
25.	Czarna Struga	Trąbcezyn	2,23	3,37	3,38	3,40	3,72	2,35	1,07	0,69	0,72	0,65	0,97	1,20	3,08	0,88	1,98	0,94
26.	Prostna	Gorzów Śląski	3,81	3,99	3,88	4,01	3,84	3,41	2,57	2,36	2,21	2,38	2,64	2,96	3,82	2,52	3,17	0,36
27.	Niesób	Kuźnica Skakawska	3,12	3,61	3,49	3,71	3,45	3,04	2,07	1,59	1,32	1,50	1,64	1,96	3,40	1,65	2,53	0,54
28.	Lutyńia	Raszewy	1,98	3,23	3,17	3,17	3,27	2,42	1,25	0,97	0,98	0,98	1,16	1,42	2,87	1,13	2,00	0,80
29.	Mogilnica	Konojad	1,27	1,80	2,38	2,98	3,20	2,27	1,07	0,76	0,70	0,79	0,61	0,73	2,32	0,78	1,55	1,23

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
30.	Kopel	Głuszyna	1,77	2,43	2,75	3,23	3,07	2,75	1,35	0,88	0,89	0,72	0,87	1,05	2,67	0,96	1,81	1,01
31.	Wielna	Pruśce	2,35	3,07	4,14	3,90	4,09	4,12	2,45	1,60	1,56	1,46	1,46	1,57	3,61	1,68	2,65	0,85
32.	Notec	Łysek	2,13	2,58	3,20	3,46	4,27	3,69	1,84	1,30	1,20	1,27	1,18	1,41	3,22	1,37	2,29	0,93
33.	Gąsawka	Żnin	3,15	5,06	6,21	6,15	6,60	5,69	3,28	2,19	2,34	2,12	1,96	2,12	5,47	2,33	3,90	0,84
34.	Czernica	Czarnie	5,93	6,23	7,01	6,71	6,63	6,26	5,10	4,39	4,22	4,08	4,23	4,61	6,46	4,44	5,45	0,35
35.	Czarna	Okonek	2,57	3,38	3,31	3,22	3,29	3,17	2,08	1,61	1,34	1,27	1,49	1,91	3,16	1,62	2,39	0,53
36.	Płynica	Płynica	4,41	4,95	5,14	5,01	5,20	5,16	4,36	3,64	3,49	3,16	3,20	3,66	4,98	3,59	4,28	0,30
37.	Pława	Zabrodzie	5,21	5,89	6,43	6,41	6,42	6,61	5,67	4,86	4,54	4,31	4,27	4,51	6,16	4,69	5,43	0,27
38.	Głomia	Dobrzyca	3,70	4,54	4,66	4,78	5,13	4,51	3,13	2,38	2,45	2,27	2,21	2,47	4,55	2,49	3,52	0,56
39.	Drawa	Drawsko Pomorskie	5,38	6,83	8,16	8,51	7,74	8,21	5,42	4,64	4,40	4,10	4,46	4,46	7,47	4,58	6,03	0,50
40.	Mysła	Dolsk	1,66	2,53	3,74	4,29	4,56	4,51	2,80	1,43	1,14	1,11	1,09	1,26	3,55	1,47	2,51	0,81
41.	Plonia	Okunica	4,92	6,36	7,12	7,31	7,74	6,80	4,06	3,47	3,28	3,09	3,26	3,90	6,71	3,51	5,11	0,43
42.	Mala Ina	Morzyca	2,45	3,17	3,30	3,62	3,83	3,04	2,02	1,56	1,33	1,06	1,18	1,69	3,24	1,47	2,35	0,65
43.	Krapiel	Gogolewo	3,78	5,18	5,93	5,72	5,96	5,48	2,91	2,30	2,27	2,09	2,14	2,61	5,34	2,39	3,86	0,71
44.	Gowienica	Widziensko	5,33	5,55	6,01	5,98	5,95	5,54	3,43	2,67	2,35	2,21	2,45	3,49	5,73	2,77	4,25	0,59
45.	Rega	Łobiesz	6,64	6,88	6,92	7,08	7,19	6,91	5,45	4,53	4,59	4,18	4,56	5,09	6,94	4,73	5,83	0,34
46.	Parsęta	Tychówko	7,89	8,35	8,27	8,40	8,65	8,29	6,36	5,44	5,29	4,89	5,43	6,48	8,31	5,65	6,98	0,33
47.	Wieprza	Broczyna	10,56	10,31	10,33	9,85	9,81	9,83	8,52	7,87	7,80	7,72	8,24	9,05	10,11	8,20	9,16	0,25
48.	Studnica	Ciecholub	10,79	10,31	10,34	10,02	10,07	9,95	8,78	8,35	8,31	8,26	8,76	9,75	10,25	8,70	9,47	0,19
49.	Łeba	Miłoszewo	6,28	7,36	7,57	6,39	6,29	6,15	3,89	3,14	3,39	3,16	3,54	4,41	6,67	3,59	5,13	0,52
50.	Wisła	Skoczów	4,54	6,99	5,30	5,92	7,38	11,10	5,28	5,50	4,49	3,66	4,14	4,29	6,87	4,56	5,72	0,75
51.	Ilowica	Czechowice-Dziedzic	6,73	7,13	6,55	6,61	6,55	6,31	5,19	5,68	5,05	5,36	6,37	8,73	6,64	6,06	6,35	0,44
52.	Skawa	Ostielec	4,46	5,05	4,32	4,70	5,67	7,78	5,73	4,84	4,55	4,23	4,00	4,16	5,33	4,59	4,96	0,54
53.	Wieprzówka	Rudzie	2,54	2,82	1,96	1,92	2,79	3,35	1,66	2,26	1,93	2,35	1,91	2,65	2,56	2,13	2,35	0,94
54.	Raba	Sróźca	4,55	4,67	5,19	4,41	5,54	7,34	5,38	5,47	4,95	4,38	4,35	4,20	5,29	4,79	5,04	0,46
55.	Szreniawa	Biskupice	3,11	3,20	2,81	3,21	3,53	3,61	3,20	3,01	2,77	2,72	2,78	2,83	3,24	2,89	3,06	0,39
56.	Uszwica	Borzęcin	3,57	4,08	3,62	4,24	4,46	4,15	3,62	3,32	2,94	3,19	2,83	3,15	4,02	3,17	3,60	0,43
57.	Czamy Dunajec	Nowy Targ	7,56	6,28	6,10	5,62	7,39	15,63	17,26	15,38	12,32	10,23	9,03	8,84	8,10	12,18	10,14	0,56
58.	Biały Dunajec	Szaflary	9,91	8,18	7,28	5,93	7,49	16,91	20,09	19,83	17,61	15,23	13,22	12,52	9,28	16,42	12,85	0,52
59.	Ochołonica	Tyłmanowa	6,40	5,98	6,39	6,25	7,33	14,16	11,25	9,58	8,29	7,89	6,48	6,54	7,75	8,34	8,04	0,60
60.	Kamienica Nawojowska	Nowy Sącz	4,17	4,35	3,37	3,13	3,95	6,93	5,32	5,50	4,61	4,17	3,80	4,09	4,32	4,58	4,45	0,56
61.	Łososina	Jakubkowice	3,41	4,44	4,25	4,06	4,89	5,43	4,07	4,18	3,66	3,27	2,96	3,03	4,41	3,53	3,97	0,53
62.	Biała Tamowska	Grybów	3,09	2,78	2,96	2,84	3,16	4,20	3,51	3,42	2,98	2,37	2,15	2,43	3,17	2,81	2,99	0,56

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
63.	Biała Nida	Mniszek	4.03	3.59	3.47	3.63	3.68	3.79	2.62	2.66	2.95	2.90	3.28	4.20	3.70	3.10	3.40	0.51
64.	Łososina	Bochenice	3.81	3.80	3.03	3.69	3.46	3.05	2.40	2.33	2.29	2.39	2.59	3.04	3.47	2.51	2.99	0.47
65.	Czarna Nida	Morawica	2.77	2.89	2.96	2.97	3.22	3.08	2.01	1.90	1.89	1.81	2.04	2.24	2.98	1.98	2.48	0.53
66.	Breń	Wampierzów	3.26	3.72	3.31	3.67	3.74	3.69	2.82	2.66	2.49	2.62	2.71	2.84	3.57	2.69	3.13	0.44
67.	Wschodnia	Wilkowa	1.98	2.00	2.27	2.36	2.40	1.85	1.28	1.50	1.20	1.41	1.57	1.88	2.14	1.47	1.81	0.58
68.	Sekówka	Gorlice	4.32	5.61	4.48	5.14	6.75	8.07	5.06	4.98	5.47	3.62	3.62	4.04	5.73	4.46	5.10	0.61
69.	Jasiołka	Jedlicze	3.34	3.68	3.30	3.78	5.19	5.60	3.94	3.40	3.21	2.23	2.26	2.79	4.15	2.97	3.56	0.67
70.	Grabinka	Grabiny	4.48	4.91	4.09	4.22	4.30	3.80	3.06	2.91	2.70	2.38	2.65	3.01	4.30	2.78	3.54	0.49
71.	Wielopólka	Brzeźnica	3.41	3.82	3.45	3.50	3.93	3.73	3.00	2.56	2.65	2.64	2.40	2.71	3.64	2.66	3.15	0.57
72.	Koprzywianka	Koprzywica	2.27	2.13	2.00	2.12	2.48	2.48	1.73	1.56	1.36	1.31	1.41	1.65	2.25	1.50	1.87	0.44
73.	San	Dwernik	5.98	6.01	4.58	4.23	6.40	13.66	8.19	6.86	5.37	4.30	3.87	4.63	6.81	5.54	6.17	0.72
74.	Ostawa	Zagórz	4.32	5.17	4.08	4.33	5.57	7.73	5.69	5.41	4.43	2.87	2.86	3.52	5.20	4.13	4.66	0.61
75.	Stopnica	Brzuska	4.60	5.30	5.82	5.59	6.16	6.99	5.83	4.97	5.13	3.97	3.47	3.42	5.74	4.47	5.10	0.57
76.	Wiar	Krówniki	2.91	2.85	2.43	2.64	3.62	4.54	3.75	3.43	3.15	2.26	2.05	2.31	3.16	2.83	3.00	0.63
77.	Łubieżówka	Zapałów	2.92	3.03	2.69	2.77	3.33	3.26	2.36	2.28	1.90	1.70	1.72	2.10	3.00	2.01	2.50	0.50
78.	Wisłok	Brzesko	3.53	4.14	4.07	3.98	4.84	6.85	4.89	4.25	4.33	3.08	3.38	3.41	4.57	3.89	4.23	0.59
79.	Trzebošnica	Szarzyna	3.08	3.06	3.13	3.20	3.65	3.71	2.88	2.53	2.40	2.22	2.15	2.54	3.30	2.45	2.88	0.42
80.	Tanew	Osuchy	4.00	3.87	3.71	3.77	4.80	4.66	3.68	3.57	3.82	3.21	2.99	3.89	4.14	3.53	3.83	0.60
81.	Biała Łada	Biłgoraj	4.80	4.61	4.76	5.09	5.11	4.82	4.17	4.42	4.30	4.18	4.16	4.42	4.86	4.27	4.57	0.29
82.	Bukowa	Ruda Jaskłowska	3.56	4.40	4.51	5.59	5.54	4.16	3.02	2.69	2.51	2.34	2.34	2.96	4.63	2.64	3.64	0.62
83.	Wyznica	Bór	3.76	3.59	3.26	3.44	3.47	3.67	2.71	2.60	2.48	2.50	2.72	3.25	3.53	2.71	3.12	0.48
84.	Kamienna	Wąchock	3.72	4.02	4.01	4.26	4.48	4.28	3.37	2.95	2.78	2.69	2.81	3.17	4.13	2.96	3.55	0.49
85.	Wieprz	Zwierzyńc	5.02	4.86	4.63	4.52	4.80	5.50	4.40	4.18	3.91	3.72	3.77	4.22	4.89	4.03	4.46	0.34
86.	Łabunka	Krzak	3.30	3.23	3.03	2.96	3.26	3.75	2.44	2.42	2.10	1.92	2.28	3.11	3.26	2.38	2.82	0.56
87.	Radomka	Słowików	2.89	2.85	2.69	3.03	3.24	2.87	1.81	1.59	1.54	1.57	1.92	2.40	2.93	1.80	2.36	0.54
88.	Czarna Malenicka	Dąbrowa	3.76	3.40	3.41	3.77	4.09	3.65	2.53	2.44	2.45	2.35	2.75	3.19	3.68	2.62	3.15	0.51
89.	Nawew	Bodnary	4.07	3.71	3.46	3.04	3.42	6.84	2.89	2.45	2.12	2.16	2.25	2.90	4.09	2.46	3.28	0.73
90.	Narewka	Narewka	3.91	3.62	3.66	3.25	3.60	5.82	3.09	2.43	2.05	1.85	2.11	2.70	3.98	2.37	3.17	0.62
91.	Sokolna	Sokolna	4.80	4.78	4.04	3.58	4.01	4.51	2.97	2.62	2.53	2.48	3.01	3.88	4.29	2.92	3.60	0.45
92.	Biebrza	Szabin	4.89	4.24	4.20	3.66	3.79	5.67	3.49	2.76	2.70	2.58	2.69	3.69	4.41	2.98	3.70	0.54
93.	Rospuda (Netta)	Raczki	7.08	7.94	8.30	7.58	7.39	10.08	7.27	6.09	5.52	5.48	5.62	5.91	8.06	5.98	7.02	0.38
94.	Szeberka	Szeberka	2.83	2.29	2.17	2.01	2.21	3.52	1.93	1.59	1.42	1.15	1.28	1.71	2.51	1.51	2.01	0.71
95.	Brzożówka	Karpowicze	3.34	3.22	3.24	2.98	3.14	3.39	1.71	1.55	1.49	1.50	1.93	2.60	3.22	1.80	2.51	0.56
96.	Rozoga	Myszyniec	3.59	3.65	3.37	3.61	4.00	4.71	2.76	2.22	1.84	1.62	2.05	2.54	3.82	2.17	3.00	0.60
97.	Orz	Czarnowo	2.28	2.30	2.20	2.16	2.41	2.69	1.56	1.21	1.16	1.01	1.45	1.90	2.34	1.38	1.86	0.58

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
98.	Orzyc	Krasnosiele	3,71	3,46	3,31	3,79	3,80	4,11	2,15	1,90	1,71	1,67	2,02	2,67	3,70	2,02	2,86	0,59
99.	Wtodawka	Okuminka	3,00	3,29	2,72	2,36	3,06	4,14	2,27	1,62	1,33	1,37	1,64	2,23	3,13	1,74	2,44	0,78
100.	Nurzec	Bocki	3,30	3,22	2,75	2,80	3,20	3,53	2,02	1,61	1,39	1,35	1,80	2,54	3,14	1,78	2,46	0,52
101.	Brok	Kaczkowo Nowe	1,77	1,74	1,55	1,63	1,80	2,29	1,10	0,83	0,81	0,68	0,88	1,33	1,80	0,94	1,37	0,78
102.	Liwiec	Zalwice	2,76	2,84	2,42	2,44	2,67	2,80	1,43	1,37	1,17	1,01	1,53	2,20	2,66	1,45	2,05	0,60
103.	Lydynia	Luberadz	3,09	3,27	3,07	3,38	3,53	3,65	2,10	1,66	1,67	1,58	1,83	2,17	3,33	1,83	2,58	0,57
104.	Ochnia	Kunno	1,20	1,63	1,51	1,83	1,96	1,50	0,75	0,55	0,54	0,62	0,69	0,75	1,60	0,65	1,13	1,08
105.	Rawka	Kęszyce	3,83	3,63	3,39	3,51	4,04	3,82	2,93	2,53	2,43	2,32	2,68	3,34	3,70	2,70	3,20	0,34
106.	Utrata	Krubice	2,44	2,51	2,34	2,51	2,81	2,75	1,83	1,54	1,38	1,26	1,54	1,87	2,56	1,57	2,06	0,47
107.	Skruwa	Parzeń	2,74	3,11	2,83	2,92	3,68	3,53	1,96	1,56	1,64	1,49	1,58	1,96	3,13	1,70	2,42	0,62
108.	Wel	Lidzbark	6,25	6,37	6,55	6,44	6,77	6,99	5,07	4,19	4,03	4,29	4,61	5,24	6,56	4,57	5,57	0,36
109.	Buda	Ciecholewy	10,36	11,12	10,43	10,02	10,06	9,65	8,38	7,08	6,71	7,15	7,92	9,00	10,28	7,71	8,99	0,23
110.	Wda	Czarna Woda	5,72	6,43	6,34	6,21	5,69	5,27	4,49	4,53	4,26	4,84	4,57	4,65	5,94	4,56	5,25	0,29
111.	Osa	Lisnowo	3,42	4,30	4,64	4,47	5,12	5,49	3,38	2,36	2,12	2,29	2,02	2,28	4,57	2,41	3,49	0,70
112.	Wierzycza	Bożepole Szlacheckie	6,04	6,92	7,01	6,71	6,52	6,12	4,13	3,77	3,96	3,87	4,15	5,07	6,55	4,16	5,36	0,39
113.	Wąska	Pasłęk	5,34	5,34	5,25	4,99	5,11	4,93	2,56	1,87	1,77	1,75	2,64	3,68	5,16	2,38	3,77	0,72
114.	Drwęca Warmińska	Ormeta	5,48	5,51	4,25	4,71	5,09	5,40	3,63	2,80	2,41	2,38	2,89	3,69	5,07	2,97	4,02	0,54
115.	Elma	Piaseczno	5,00	5,34	5,38	5,36	5,20	5,51	2,79	1,88	1,55	1,24	2,00	2,48	5,30	1,99	3,64	0,80
116.	Sajna	Bykowo	3,90	4,72	4,56	4,18	3,85	4,33	2,21	1,66	1,78	1,48	1,74	2,02	4,26	1,81	3,04	0,85
117.	Jarka (Gołdapa)	Jurkiszki	4,86	4,25	5,09	4,60	4,18	7,38	3,17	2,30	2,11	1,87	2,53	3,53	5,06	2,58	3,82	0,72
118.	Grołdapa	Banie Mazurskie	6,43	6,01	6,36	5,78	5,83	8,22	4,36	3,29	3,38	3,28	4,12	4,88	6,44	3,88	5,16	0,59
119.	Sierwiąż	Krościenko	5,41	6,13	6,46	5,76	6,73	8,38	6,63	6,83	6,47	4,33	4,52	4,95	6,48	5,62	6,05	0,53
		minimum	1,20	1,59	1,31	1,63	1,72	1,50	0,75	0,55	0,54	0,62	0,61	0,73	1,60	0,65	1,13	0,19
		maksimum	10,79	11,12	10,43	10,02	10,07	16,91	20,09	19,83	17,61	15,23	13,22	12,52	10,29	16,42	12,85	1,23
		średnia	4,16	4,50	4,38	4,42	4,77	5,39	3,92	3,45	3,16	2,99	3,06	3,44	4,60	3,34	3,97	0,57

Współczynniki autokorelacji oraz wyniki analizy sezonowości minimum odpływu z lat 1971–1990
Autocorrelation coefficients and analysis of seasonality results of month low flow from period 1971–1990

Nr	Zlewnia	Wodowskaz	Współczynniki autokorelacji przy kolejnych przesunięciach – $R_{i,k}$												Liczba istotnych wsp. autokorel.	Miesiąc pojawiania się odpływów niskich			Indeks sezonowości	
			k=1 k=2 k=3 k=4 k=5 k=6 k=7 k=8 k=9 k=10 k=11 k=12													największych	17	18		19
			4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15						
1.	Peina	3	0.83*	0.65*	0.54*	0.46*	0.42*	0.38*	0.36*	0.37*	0.38*	0.36*	0.33*	0.31*	12+	III	VIII	7,11		
2.	Ruda		0.72*	0.56*	0.38*	0.28*	0.21*	0.19*	0.13*	0.16*	0.19*	0.16*	0.23*	0.29*	12+	I	VII	8,25		
3.	Osobloga		0.43*	0.26*	0.16*	0.17*	0.16*	0.19*	0.08	0.11	0.17*	0.16*	0.14*	0.12	6	III	IX	10,43		
4.	Biała		0.57*	0.45*	0.39*	0.28*	0.19*	0.18*	0.19*	0.20*	0.20*	0.21*	0.24*	0.28*	12+	II	VII	9,48		
5.	Maća Panew		0.68*	0.47*	0.28*	0.17*	0.07	0.01	-0.01	-0.03	0.02	0.06	0.12	0.17*	4	II	VIII	12,55		
6.	Nysa Kłodzka		0.39*	0.19*	0.13*	0.19*	0.09	0.03	0.07	0.15*	0.11	0.15*	0.10	0.27*	4	IV	X	19,16		
7.	Biała Łądecka		0.56*	0.33*	0.16*	0.04	0.02	-0.07	-0.04	-0.04	-0.01	0.05	0.14*	0.22*	3	V	XI	15,20		
8.	Ścinawka		0.48*	0.25*	0.17*	0.11	0.05	-0.07	-0.02	-0.02	0.01	0.11	0.11	0.21*	3	III	X	13,06		
9.	Stobrawa		0.57*	0.36*	0.11	-0.07	-0.21*	-0.20*	-0.18*	-0.09	-0.01	0.16*	0.28*	0.31*	2	I	VII	23,91		
10.	Budkowiczanka		0.74*	0.53*	0.39*	0.23*	0.12	0.06	0.08	0.17*	0.27*	0.36*	0.42*	0.44*	4	I	VII	16,45		
11.	Ślęza		0.72*	0.56*	0.46*	0.41*	0.39*	0.32*	0.27*	0.25*	0.20*	0.19*	0.15*	0.11	11	I	VII	19,05		
12.	Piława		0.47*	0.23*	0.19*	0.14*	0.14*	0.11	0.10	0.19*	0.28*	0.19*	0.18*	0.17*	5	III	IX	18,48		
13.	Strzegomka		0.62*	0.45*	0.36*	0.26*	0.16*	0.09	0.07	0.12	0.14*	0.13*	0.16*	0.17*	5	III	X	7,78		
14.	Kaczawa		0.61*	0.42*	0.32*	0.23*	0.15*	0.07	0.07	0.12	0.12	0.14*	0.17*	0.23*	5	II	IX	14,17		
15.	Nysa Szalona		0.51*	0.36*	0.36*	0.25*	0.20*	0.15*	0.06	0.07	0.09	0.14*	0.07	0.13*	6	III	IX	16,82		
16.	Skora		0.23*	0.16*	0.18*	0.17*	0.31*	0.09	0.09	0.08	0.11	0.08	0.06	0.05	5	XII	VI	7,99		
17.	Orla		0.59*	0.36*	0.13*	-0.02	-0.09	-0.11	-0.14	-0.11	-0.02	0.09	0.17*	0.13*	3	II	VIII	33,86		
18.	Bóbr		0.39*	0.22*	0.16*	0.04	-0.06	-0.15*	-0.13*	0.03	-0.01	0.12	0.15*	0.24*	3	III	IX	21,68		
19.	Łomnica		0.51*	0.21*	0.09	0.03	0.07	-0.02	-0.04	-0.04	-0.11	-0.14*	-0.03	0.07	2	V	X	14,44		
20.	Ilanka		0.77*	0.51*	0.26*	0.01	-0.18*	-0.27*	-0.24*	-0.10	0.10	0.30*	0.45*	0.47*	3	I	VII	12,82		
21.	Warta		0.69*	0.58*	0.55*	0.49*	0.41*	0.34*	0.38*	0.33*	0.33*	0.38*	0.38*	0.38*	12+	I	VII	10,41		
22.	Liswana		0.69*	0.53*	0.34*	0.21*	0.09	0.07	0.09	0.12	0.19*	0.30*	0.36*	0.39*	4	I	VII	12,57		
23.	Oleśnica		0.63*	0.39*	0.18*	0.03	-0.12	-0.20*	-0.18*	-0.13*	-0.02	0.12	0.25*	0.25*	3	II	VIII	24,48		
24.	Grabia		0.70*	0.45*	0.22*	0.04	-0.14*	-0.20*	-0.20*	-0.08	0.07	0.24*	0.34*	0.40*	3	II	VIII	19,26		
25.	Czarna Struga		0.68*	0.39*	0.10	-0.09	-0.24*	-0.30*	-0.28*	-0.19*	-0.02	0.12	0.26*	0.30*	2	I	VII	38,52		
26.	Proсна		0.66*	0.43*	0.20*	0.02	-0.11	-0.19*	-0.15*	-0.06	0.05	0.24*	0.39*	0.44*	3	I	VII	13,34		
27.	Niesób		0.64*	0.36*	0.10	-0.13*	-0.29*	-0.38*	-0.33*	-0.18*	0.04	0.24*	0.40*	0.40*	2	I	VII	22,29		
28.	Lutynia		0.65*	0.40*	0.15*	-0.04	-0.19*	-0.25*	-0.22*	-0.13*	0.00	0.17*	0.27*	0.31*	3	I	VII	32,00		
29.	Mogilnica		0.69*	0.41*	0.24*	0.13*	0.05	-0.02	-0.05	-0.03	0.03	0.15*	0.27*	0.23*	4	II	IX	37,13		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
30.	Kopel	Gluszyna	0,76*	0,51*	0,29*	0,10	-0,05	-0,12	-0,11	-0,05	0,04	0,15*	0,23*	0,20*	3	II	VIII	34,53
31.	Wielna	Prusice	0,78*	0,54*	0,33*	0,16*	0,04	-0,01	-0,02	0,02	0,11	0,18*	0,24*	0,23*	4	II	IX	31,41
32.	Noteć	Lyszek	0,79*	0,53*	0,30*	0,12	0,01	-0,04	-0,05	-0,03	0,02	0,09	0,17*	0,20*	3	II	IX	35,66
33.	Gasawka	Znin	0,82*	0,56*	0,33*	0,13*	0,00	-0,06	-0,05	0,03	0,16*	0,27*	0,35*	0,37*	4	II	IX	35,23
34.	Czernica	Czame	0,75*	0,56*	0,33*	0,12	-0,02	-0,11	-0,11	-0,04	0,07	0,20*	0,27*	0,26*	3	II	VIII	11,45
35.	Czarna	Okonek	0,70*	0,39*	0,13*	-0,14*	-0,32*	-0,38*	-0,34*	-0,18*	0,01	0,20*	0,34*	0,40*	8	II	VIII	21,78
36.	Płynica	Płynica	0,76*	0,51*	0,28*	0,06	-0,10	-0,19*	-0,19*	-0,09	0,03	0,18*	0,30*	0,37*	3	II	IX	10,66
37.	Pława	Zabrodzie	0,78*	0,54*	0,30*	0,08	-0,06	-0,13*	-0,11	-0,01	0,10	0,26*	0,36*	0,35*	3	II	IX	9,61
38.	Glomna	Dobrzyca	0,63*	0,37*	0,24*	0,03	-0,14*	-0,22*	-0,15*	-0,08	0,04	0,17*	0,22*	0,28*	3	II	VIII	20,08
39.	Drawa	Drawsko Pomorskie	0,76*	0,51*	0,24*	0,05	-0,08	-0,16*	-0,17*	-0,11	0,03	0,17*	0,27*	0,29*	3	II	IX	17,97
40.	Mysla	Dolisk	0,80*	0,52*	0,24*	0,00	-0,16*	-0,24*	-0,23*	-0,11	0,08	0,30*	0,47*	0,51*	3	III	IX	35,13
41.	Płonia	Okunica	0,74*	0,42*	0,12	-0,15*	-0,39*	-0,49*	-0,44*	-0,27*	-0,01	0,29*	0,53*	0,59*	2	II	VIII	20,11
42.	Miała Jna	Morzycza	0,70*	0,40*	0,15*	-0,04	-0,18*	-0,26*	-0,26*	-0,15*	0,04	0,24*	0,37*	0,35*	3	II	VIII	26,54
43.	Krapiel	Gogolewo	0,64*	0,33*	0,11	-0,06	-0,14*	-0,17*	-0,17*	-0,10	0,01	0,18*	0,29*	0,31*	2	II	VIII	28,02
44.	Gowienica	Widzińsko	0,70*	0,47*	0,24*	0,06	-0,06	-0,11	-0,09	-0,01	0,16*	0,31*	0,43*	0,46*	3	I	VIII	23,64
45.	Rega	Łobiesz	0,73*	0,45*	0,24*	0,06	-0,08	-0,16*	-0,14*	-0,05	0,08	0,21*	0,29*	0,32*	3	II	VIII	11,89
46.	Paręta	Tychówko	0,63*	0,36*	0,11	-0,09	-0,22*	-0,26*	-0,22*	-0,18*	-0,02	0,15*	0,26*	0,30*	2	I	VIII	12,00
47.	Wieprza	Broczyna	0,73*	0,38*	0,42*	0,25*	0,15*	0,07	0,04	0,06	0,13*	0,17*	0,26*	0,29*	5	I	VII	5,40
48.	Studnica	Ciecholub	0,66*	0,46*	0,21*	0,05	-0,06	-0,12	-0,10	-0,04	0,07	0,21*	0,33*	0,41*	3	I	VI	4,15
49.	Łeba	Miloszewo	0,58*	0,28*	0,04	-0,16*	-0,28*	-0,31*	-0,28*	-0,18*	0,00	0,14*	0,28*	0,37*	2	I	VII	20,02
50.	Wisła	Skoczów	0,29*	0,11	0,02	0,02	-0,11	-0,12	-0,11	0,03	-0,02	0,05	0,02	0,11	1	V	X	11,83
51.	Ilownica	Czechowice-Dziedzice	0,49*	0,41*	0,32*	0,25*	0,19*	0,24*	0,13*	0,19*	0,17*	0,20*	0,18*	0,19*	12	VI	XI	11,41
52.	Skawa	Osielec	0,47*	0,26*	0,14*	0,10	0,06	0,04	0,02	0,07	0,00	0,06	0,04	0,04	3	III	X	13,05
53.	Wieprzówka	Rudzc	0,31*	0,20*	0,07	0,18*	0,09	0,09	0,04	0,04	-0,03	-0,03	-0,10	-0,04	2	V	VIII	14,68
54.	Raba	Stroża	0,30*	0,23*	0,19*	0,09	0,04	-0,01	0,03	0,03	0,02	0,05	0,06	0,05	3	V	X	12,20
55.	Szczeniawa	Biskupice	0,79*	0,64*	0,57*	0,55*	0,52*	0,50*	0,45*	0,39*	0,37*	0,40*	0,39*	0,39*	12+	V	IX	12,30
56.	Uszwica	Borzęcin	0,57*	0,41*	0,21*	0,12	0,05	0,00	-0,01	-0,01	0,07	0,08	0,09	0,01	3	IV	IX	14,48
57.	Czarny Dunajec	Nowy Targ	0,57*	0,23*	-0,04	-0,21*	-0,29*	-0,26*	-0,23*	-0,14*	-0,04	0,19*	0,40*	0,45*	2	IV	XI	9,26
58.	Biały Dunajec	Szaflary	0,59*	0,30*	-0,02	-0,24*	-0,34*	-0,37*	-0,30*	-0,17*	-0,01	0,24*	0,48*	0,54*	2	V	XII	13,34
59.	Ochońca	Tyłmanowa	0,53*	0,26*	0,10	0,03	-0,04	-0,06	-0,07	0,00	0,08	0,16*	0,24*	0,29*	2	IV	XI	9,44
60.	Kamienica Nawojowska	Nowy Sącz	0,36*	0,14*	0,05	-0,01	-0,01	0,00	0,00	0,03	-0,06	0,01	0,05	0,06	2	V	XI	15,55
61.	Łososina	Jakubkowice	0,36*	0,23*	0,04	0,00	-0,02	-0,02	-0,04	-0,02	-0,06	0,03	0,04	0,03	2	IV	X	11,76
62.	Biała Tamowska	Grybów	0,38*	0,20*	0,06	0,01	0,04	-0,06	-0,03	-0,13*	-0,12	0,00	-0,01	0,02	2	IV	X	11,82
63.	Biała Nida	Mniszek	0,71*	0,50*	0,33*	0,20*	0,13*	0,10	0,03	-0,01	-0,02	0,00	0,03	0,02	5	III	V	12,19

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
64.	Łososina	Uoczeniec	0,68*	0,50*	0,42*	0,32*	0,25*	0,21*	0,15*	0,14*	0,19*	0,26*	0,27*	0,29*	12+	IV	VI	14,69
65.	Czarna Nida	Morawica	0,72*	0,52*	0,40*	0,31*	0,24*	0,17*	0,12	0,09	0,13*	0,19*	0,23*	0,24*	6	IV	VIII	12,40
66.	Breń	Wanpierzów	0,67*	0,48*	0,30*	0,23*	0,13*	0,06	0,01	0,03	0,03	0,05	0,12	0,14*	5	IV	VIII	11,92
67.	Wschodnia	Wilkowa	0,62*	0,45*	0,29*	0,22*	0,16*	0,11	0,05	0,00	0,04	0,10	0,13*	0,14*	5	V	VII	13,56
68.	Sękówka	Carlice	0,37*	0,19*	0,11	0,10	0,04	-0,03	-0,05	0,02	0,01	0,03	0,06	0,09	2	III	X	10,40
69.	Jasiołka	Jedlicze	0,53*	0,29*	0,16*	0,07	-0,01	-0,07	-0,09	-0,07	-0,06	0,04	0,18*	0,20*	3	IV	X	8,48
70.	Grabinka	Grabany	0,61*	0,35*	0,20*	0,11	0,00	-0,07	-0,04	-0,07	-0,03	0,06	0,19*	0,21*	3	V	VII	13,52
71.	Wielopólka	Brzeźnica	0,74*	0,55*	0,52*	0,49*	0,30*	0,20*	0,20*	0,18*	0,14*	0,15*	0,21*	0,24*	12+	IV	VIII	9,93
72.	Koprzywnicka	Koprzywnica	0,66*	0,43*	0,25*	0,20*	0,14*	0,05	0,05	0,05	0,10	0,17*	0,29*	0,37*	5	VI	VIII	12,10
73.	San	Dwemik	0,36*	0,04	-0,09	-0,08	-0,06	-0,04	-0,10	-0,10	-0,12	0,06	0,25*	0,40*	1	IV	X	11,22
74.	Oslawa	Zagórz	0,45*	0,22*	0,08	0,01	-0,04	-0,10	-0,12	-0,10	-0,09	0,01	0,16*	0,22*	2	V	X	12,67
75.	Stopnica	Brzuska	0,62*	0,40*	0,26*	0,19*	0,14*	0,05	0,00	0,00	0,03	0,13*	0,21*	0,19*	5	V	X	13,27
76.	Wiar	Krówniki	0,65*	0,39*	0,23*	0,21*	0,15*	0,07	0,07	0,06	0,06	0,10	0,19*	0,21*	5	VI	X	13,80
77.	Lubaczówka	Zapalów	0,65*	0,43*	0,30*	0,23*	0,16*	0,07	0,03	0,05	0,09	0,12	0,23*	0,32*	5	V	VIII	12,37
78.	Wisłok	Brzesko	0,37*	0,11	0,04	-0,04	-0,07	-0,13*	-0,07	-0,07	0,01	0,08	0,14*	0,24*	1	V	X	9,54
79.	Trzebošnica	Szarzyna	0,67*	0,46*	0,31*	0,23*	0,09	0,04	0,04	0,07	0,11	0,17*	0,27*	0,33*	4	V	IX	11,54
80.	Tanew	Osiuchy	0,61*	0,49*	0,45*	0,33*	0,17*	0,17*	0,11	0,04	0,04	0,06	0,09	0,10	6	III	IX	11,43
81.	Biała Lada	Biłgoraj	0,78*	0,64*	0,57*	0,49*	0,43*	0,39*	0,37*	0,31*	0,33*	0,34*	0,55*	0,34*	12+	V	VIII	12,25
82.	Bukowa	Ruda Jastkowska	0,66*	0,41*	0,19*	0,08	0,00	-0,08	-0,13*	-0,13*	-0,02	0,05	0,17*	0,20*	3	V	VIII	12,06
83.	Wyźnica	Bór	0,88*	0,78*	0,69*	0,62*	0,58*	0,53*	0,50*	0,48*	0,47*	0,49*	0,51*	0,52*	12+	IV	VII	11,71
84.	Kamienna	Wąchock	0,68*	0,54*	0,38*	0,23*	0,13*	0,07	0,04	0,06	0,08	0,14*	0,18*	0,20*	5	IV	VIII	10,81
85.	Wieprz	Zwierzyniec	0,80*	0,64*	0,52*	0,44*	0,38*	0,29*	0,25*	0,21*	0,21*	0,22*	0,27*	0,29*	12+	IV	VIII	11,32
86.	Łabunka	Krzak	0,77*	0,59*	0,45*	0,36*	0,29*	0,25*	0,17*	0,13*	0,13*	0,17*	0,21*	0,25*	12+	V	VII	11,24
87.	Radomka	Słowików	0,68*	0,45*	0,28*	0,18*	0,12	0,06	-0,02	-0,04	0,05	0,16*	0,25*	0,27*	4	IV	VII	12,36
88.	Czarna Maleniecka	Dąbrowa	0,62*	0,50*	0,36*	0,31*	0,25*	0,15*	0,07	0,05	0,06	0,09	0,14*	0,10	6	V	VII	12,69
89.	Narew	Bodnary	0,41*	0,20*	0,09	0,14*	0,08	-0,03	-0,07	-0,09	-0,13*	-0,12	-0,03	0,25*	2	V	IX	12,41
90.	Narewka	Narewka	0,48*	0,20*	0,09	0,04	0,02	-0,05	-0,10	-0,13*	-0,11	-0,05	0,09	0,33*	2	V	IX	13,77
91.	Sokolka	Sokolka	0,66*	0,35*	0,19*	0,13*	0,06	0,05	0,03	0,01	-0,02	0,09	0,27*	0,39*	4	IV	VI	10,75
92.	Biebrza	Sztubin	0,54*	0,24*	0,08	0,06	0,03	0,00	-0,11	-0,15*	-0,14*	-0,11	0,00	0,16*	2	V	VIII	9,72
93.	Kospuda (Neta)	Raczk	0,59*	0,36*	0,16*	0,08	0,01	-0,03	-0,08	-0,07	-0,07	0,00	0,10	0,30*	3	V	IX	15,49
94.	Szczetka	Szczetka	0,51*	0,23*	0,10	0,07	0,10	-0,01	-0,05	-0,08	-0,04	0,00	0,08	0,24*	2	V	VIII	17,14
95.	Brzozówka	Karpowice	0,59*	0,36*	0,17*	0,04	-0,07	-0,15*	-0,17*	-0,14*	-0,07	0,05	0,18*	0,30*	3	IV	VII	12,22
96.	Rozoga	Myszyniec	0,64*	0,37*	0,17*	0,05	-0,03	-0,10	-0,14*	-0,15*	-0,05	0,04	0,16*	0,23*	3	IV	VIII	13,75
97.	Orz	Czarnowo	0,61*	0,31*	0,14*	0,05	0,02	-0,01	-0,10	-0,10	0,01	0,11	0,25*	0,35*	3	IV	VII	10,93
98.	Orzyc	Krasnosielec	0,59*	0,34*	0,20*	0,05	-0,07	-0,13*	-0,18*	-0,15*	-0,06	0,05	0,16*	0,24*	3	V	VII	14,16

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
99.	Włodawka		0.64*	0.37*	0.21*	0.19*	0.12	0.07	-0.02	-0.06	-0.07	-0.01	0.07	0.17*	4	VI	VIII	12.32
100.	Nurzec	Boćki	0.58*	0.23*	0.04	-0.02	-0.08	-0.11	-0.13*	-0.14*	-0.08	0.05	0.24*	0.38*	2	V	VII	11.53
101.	Brok	Kaczkowo Nowe	0.60*	0.25*	0.10	0.04	0.02	-0.01	-0.08	-0.10	-0.04	0.04	0.11	0.20*	2	V	VIII	14.12
102.	Liwiec	Zalwice	0.58*	0.26*	0.06	-0.02	-0.07	-0.12	-0.18*	-0.18*	-0.08	0.02	0.15*	0.24*	2	V	VII	16.36
103.	Łydymia	Luberalz	0.54*	0.31*	0.17*	0.05	-0.10	-0.12	-0.15*	-0.11	-0.03	0.08	0.17*	0.23*	3	V	VIII	14.87
104.	Ochnia	Kutno	0.60*	0.36*	0.17*	0.08	-0.02	-0.01	-0.04	-0.08	-0.03	0.06	0.11	0.06	3	III	VIII	16.52
105.	Rawka	Kęszyce	0.70*	0.46*	0.30*	0.22*	0.19*	0.17*	0.14*	0.13*	0.17*	0.28*	0.43*	0.52*	12+	IV	VII	13.27
106.	Urnia	Krubiec	0.54*	0.28*	0.08	-0.05	-0.12	-0.15*	-0.17*	-0.16*	-0.04	0.10	0.22*	0.24*	2	IV	VIII	11.07
107.	Skwa	Parzeń	0.56*	0.35*	0.21*	0.10	0.00	-0.07	-0.07	-0.08	0.00	0.08	0.20*	0.25*	3	V	VIII	12.05
108.	Wel	Lidzbark	0.74*	0.48*	0.26*	0.13*	0.03	-0.04	-0.11	-0.09	0.00	0.10	0.22*	0.28*	4	IV	VIII	13.15
109.	Broda	Ciecholowy	0.82*	0.55*	0.27*	0.04	-0.13*	-0.22*	-0.21*	-0.11	0.05	0.22*	0.38*	0.44*	3	IV	VII	11.79
110.	Wda	Czarna Woda	0.71*	0.47*	0.26*	0.14*	0.06	0.03	0.01	0.03	0.08	0.20*	0.33*	0.38*	4	IV	VII	14.60
111.	Osa	Lisnowo	0.73*	0.49*	0.31*	0.13*	0.00	-0.09	-0.13*	-0.08	0.01	0.12	0.22*	0.27*	4	V	IX	12.99
112.	Wierzyca	Bożepole Szlacheckie	0.70*	0.46*	0.24*	0.04	-0.11	-0.13*	-0.10	0.00	0.17*	0.28*	0.38*	0.42*	3	IV	VII	10.56
113.	Wąska	Pasłęk	0.56*	0.27*	0.05	-0.10	-0.21*	-0.22*	-0.27*	-0.22*	-0.11	0.04	0.13*	0.21*	2	III	VII	14.01
114.	Drwęca Warmińska	Omela	0.58*	0.32*	0.17*	0.03	-0.09	-0.12	-0.13*	-0.10	-0.03	0.07	0.17*	0.24*	3	IV	VII	14.66
115.	Elma	Piaszczno	0.62*	0.31*	0.08	-0.10	-0.23*	-0.31*	-0.28*	-0.21*	-0.05	0.08	0.21*	0.29*	2	IV	VIII	12.38
116.	Sajna	Bykowo	0.65*	0.36*	0.13*	0.01	-0.07	-0.13*	-0.18*	-0.17*	-0.05	0.06	0.15*	0.21*	3	IV	VII	12.22
117.	Jarka (Goldapa)	Jurkiszki	0.42*	0.21*	0.04	-0.05	-0.05	-0.09	-0.14*	-0.15*	-0.06	0.00	0.09	0.31*	2	V	VIII	11.89
118.	Goldapa	Banie Mazurskie	0.55*	0.26*	0.05	-0.02	-0.04	-0.08	-0.11	-0.14*	-0.09	-0.03	0.09	0.22*	2	IV	VIII	12.02
119.	Strwiąż	Krościenko	0.49*	0.22*	0.04	-0.01	-0.01	-0.01	0.02	0.02	0.05	0.02	0.10	0.17*	2	IV	X	9.72

* - istotność statystyczna na poziomie $\alpha = 0,01$; testowano za pomocą statystyki testowej Q Boxa-Ljunga; 12+ - ponad dwanaście istotnych współczynników autokorelacji