Edmund Tomaszewski

Wieloletnia i sezonowa dynamika niżówek w rzekach środkowej Polski

WYDAWNICTWO
UNIWERSYTETU
ŁÓDZKIEGO

Edmund Tomaszewski

Wieloletnia i sezonowa dynamika niżówek w rzekach środkowej Polski

WYDAWNICTWO
UNIWERSYTETU
ŁÓDZKIEGO

ŁÓDŹ 2012

Edmund Tomaszewski – Katedra Hydrologii i Gospodarki Wodnej
Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, 90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88
e-mail: edtom@uni.lodz.pl

RECENZENCI

Elżbieta Bajkiewicz-Grabowska, *Paweł Jokiel*

REDAKTORZY WYDAWNICTWA UŁ

Katarzyna Gorzkowska, *Dorota Stępień*

SKŁAD I ŁAMANIE

Edmund Tomaszewski

OKŁADKĘ PROJEKTOWAŁA

Agata Tomaszewska

Na okładce wykorzystano ilustracje autorstwa

Piotra Moniewskiego, *Edmunda Tomaszewskiego*

Badania wykonano w ramach projektu badawczego 4638/B/P01/2010/38
pt. „Wieloletnia i sezonowa zmienność niżówek i odpływów niżówkowych w środkowej Polsce
– uwarunkowania genetyczne i potencjalne skutki w gospodarce wodnej”

© Copyright by Uniwersytet Łódzki, Łódź 2012

Wydane przez Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
Wydanie I. 6034/2012

ISBN 978-83-7525-771-7
https://doi.org/10.18778/7525-771-7

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
90-131 Łódź, ul. Lindleya 8
www.wydawnictwo.uni.lodz.pl
e-mail: ksiegarnia@uni.lodz.pl
tel. (42) 665 58 63, faks (42) 665 58 62

Druk: Quick Druk

Natura stale z nami rozmawia,
ale nie zdradza nam swych tajemnic.

Johann Wolfgang von Goethe

SPIS TREŚCI

Wykaz symboli 7
Wstęp 9
1. Proces rozwoju suszy i jego uwarunkowania 13
2. Metody identyfikacji susz hydrologicznych i niżówek rzecznych 23
3. Kilka uwag o rozwoju badań nad niżówkami rzecznymi 37
   3.1. Wybrane problemy badawcze w powojennej Polsce 37
   3.2. Współczesne kierunki badań na świecie 44
4. Materiał badawczy 49
   4.1. Obszar badań 49
   4.2 Materiały źródłowe 54
5. Cele i metody badań 59
   5.1. Dobór kryteriów identyfikacji niżówki i jej parametrów 59
      5.1.1. Uwarunkowania genetyczne 60
      5.1.2. Uwarunkowania czasowe 65
   5.2 Główne obszary badawcze 68
   5.3. Parametry związane z oceną niedoborów odpływu niżówkowego 70
   5.4. Parametry dynamiki rozwoju epizodów niżówkowych 75
   5.5. Statystyczne miary zmienności parametrów niżówek 78
   5.6. Kilka uwag o sposobach prezentacji wyników 80
6. Niedobory odpływu niżówkowego 83
   6.1. Zmienność wieloletnia 83
      6.1.1. Struktura niedoborów i ich dyspersja 83
      6.1.2. Tendencje 95
      6.1.3. Zróżnicowanie przestrzenne niedoborów odpływu niżówkowego w warunkach skrajnie łagodnej i surowej suszy hydrologicznej 98
      6.1.4. Jednorodność genetyczna 103
      6.1.5. Synchroniczność 108
      6.1.6. Inercja 112
   6.2. Zmienność sezonowa 119
      6.2.1. Struktura niedoborów i ich dyspersja w półroczach 119
      6.2.2. Zróżnicowanie przestrzenne w kolejnych miesiącach roku hydrologicznego 135
      6.2.3. Podobieństwo miesięczne 148
      6.2.4. Inercja 152
      6.2.5. Pora i poziom koncentracji suszy hydrologicznej 158

7. Dynamika rozwoju epizodów niżówkowych 169
7.1. Czas trwania i częstość występowania 169
7.2. Faza recesji przepływu 180
7.3. Faza wzrostu przepływu 191
7.4. Stabilność i struktura wewnętrzna 200
8. Ryzyko zagrożenia suszą hydrologiczną 209
9. Typy reżimu odpływu niżówkowego na obszarze środkowej Polski 219
9.1. Uwagi wstępne 219
9.2. Typy zmienności wieloletniej 225
9.3. Typy zmienności sezonowej 228
Podsumowanie 233
Bibliografia 237
Załączniki 249
Summary 255
Spis tabel 259
Spis rysunków 261

WYKAZ SYMBOLI

Przepływy charakterystyczne i miarodajne

WNQ – wysoki niski przepływ
SNQ – średni niski przepływ
ZNQ – zwyczajny niski przepływ
NNQ – najniższy niski przepływ
$\mathbf{Q}_{70, 90, 95}$ – przepływy okresowe z krzywej czasów trwania wraz z wyższymi
$\mathbf{Q}_{n}$ – przepływ nienaruszalny
$\mathbf{Q}_{gr}$ – przepływ graniczny niżówki

Charakterystyki niedoboru odpływu niżówkowego

Vn – objętość niedoboru odpływu niżówkowego
Ln – liczba dni z przepływem niżówkowym
Hn – wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego
DWn – deficyt względny niedoboru odpływu niżówkowego
WnG – współczynnik niedoboru odpływu fazy głębokiej niżówki
Czn – częstotliwość pojawiania się przepływów niżówkowych
SWNL – sezonowy współczynnik niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim
IS – indeks sezonowości suszy hydrologicznej
WPK – wskaźnik pory koncentracji suszy hydrologicznej

Charakterystyki epizodów niżówkowych

VN – objętość niżówki
TN – czas trwania niżówki
DWN – względny deficyt niżówki
TMN – odstęp międzyniżówkowy
WGN – wskaźnik gęstości niżówek
TR – czas recesji przepływu niżówkowego
TW – czas wzrostu przepływu niżówkowego
TeR – tempo recesji odpływu niżówkowego
TeW – tempo wzrostu odpływu niżówkowego
WP – wskaźnik położenia minimalnego przepływu niżówki
WSN – wskaźnik stabilności niżówki

TN_{95} – czas trwania niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95%
TNg_{95} – czas trwania fazy głębokiej niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95%
VN_{95} – objętość niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95%
DWN_{95} – deficyt względny niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95%
P (ŚrTN x 5) – prawdopodobieństwo nieprzekroczenia pięciokrotnego czasu niżówki średniej
P (ŚrTN x 10) – prawdopodobieństwo nieprzekroczenia dziesięciokrotnego czasu niżówki średniej
P (Qn) – prawdopodobieństwo nienaruszenia przez dobowy niedobór odpływu zasobów nienaruszalnych
TN (Qn) – czas potrzebny do zajścia zdarzenia P (Qn)

Miary statystyczne

Śr – średnia arytmetyczna
Me – mediana
Max – maksimum
Min – minimum
OS – odchylenie standardowe
Cv – współczynnik zmienności
Zm – wskaźnik średniej zmiany z roku na rok
r – współczynnik korelacji liniowej
R^2 – współczynnik determinacji
α – poziom ufności statystyki testowej
RA1 – współczynnik autokorelacji
LA – liczba efektywnych współczynników autokorelacji w kolejnych przesunięciach

Indeksy

g – faza głębokiej niżówki
R – rok
Z – półrocze zimowe
L – półrocze letnie
M – miesiąc

WSTĘP

Zasoby wodne Polski i poszczególnych jej regionów były już przedmiotem niejednego opracowania. I będą zapewne tak długo analizowane, jak długo będzie stawiane pytanie – czy wody wystarczy dla wszystkich? O randze tych badań świadczą statystyki, które stawiają Polskę w ostatniej piątce krajów europejskich pod względem wielkości zasobów wodnych i to bez względu na rodzaj zastosowanego wskaźnika. Sytuację tę pogarsza jeszcze fakt, że zasoby dyspozycyjne nie uwzględniają zapasów wody związanych z przepływem nienaruszalnym oraz częścią wód nienadających się do wykorzystania z powodów jakościowych. Dyskusje obejmujące szerokie kręgi społeczne wzmagają się szczególnie po serii dwóch czy trzech lat, w których opady i przepływy rzeczne wykazują znaczące odchylenia ujemne od średniej wieloletniej. Często zadawane jest wtedy pytanie, czy łachy piaszczyste pojawiające się w dnach koryt rzecznych lub jachty osadzone w czaszach opróżnionych zbiorników przepływowych są syndromem nadchodzących zmian, prowadzących do katastrofalnej w skutkach degradacji zasobów wodnych, czy może to tylko kolejna odmiana cyklu lub fluktuacji klimatycznej, wymagającej głębszego rozpoznania? Percepcja społeczna rodząca takie dyskusje zależy przede wszystkim od przestrzennej skali występującego zjawiska oraz relacji pomiędzy jego skutkami, mającymi bezpośredni lub pośredni wpływ na daną społeczność. Kundzewicz i Jania (2007) zwracają uwagę na istnienie syndromu „krótkiej pamięci" społeczeństw, która będzie faworyzowała lokalne zdarzenia o gwałtownym przebiegu, szybko wywołującym bezpośrednie skutki (np. powodzie), a globalne zmiany klimatyczne i środowiskowe będą pozostawać w świadomości jako bardziej odległe i tym samym „mniej szkodliwe". Zapewne dlatego problem suszy hydrologicznej powszechnie jest zauważany dopiero w fazie jej pełnego rozwoju, gdy rzeki odsłaniają koryto niskiej wody, a w sklepach zaczyna brakować wody butelkowanej.

Zapiski o długotrwałych i dotkliwych suszach hydrologicznych na ziemiach polskich są datowane już od wczesnego średniowiecza (Dębski 1970, Fal 2004). Znajdują się w nich informacje o możliwości „suchego" przekroczenia doliny Wisły pod Toruniem czy też o całkowitym wyschnięciu cieków w pewnych regionach

kraju. Podobne zjawiska w czasach historycznych nawiedzały m.in. Poznań (Kaniecki 2004), a na Górnym Śląsku potęgowane były odwadnianiem wgłębnym wyrobisk i kopalń (Czaja 1999). Bardzo ciekawe wyniki badań przedstawili hydrolodzy szwajcarscy, którzy dowiedli występowania głębokich, zimowych niżówek rzecznych w górnej części dorzecza Renu na przestrzeni 450 lat (Pfister i in. 2006). Trudno tu dokonać precyzyjnego, parametrycznego porównania pomiędzy zapiskami faktów z odległej przeszłości i wynikami badań bazujących na pomiarach ostatnich kilkudziesięciu lat. Niemniej wzmianki o objawach i stopniu uciążliwości społecznej opisywanych incydentów pozwalają wnosić, iż zjawiska te często miały charakter ekstremalny. A to z kolei dowodzi, iż poszukiwanie prawidłowości w wieloletniej zmienności szeregów czasowych niedoborów odpływu może istotnie rozszerzyć dotychczasową wiedzę hydrologiczną, bazującą głównie na wartościach przeciętnych i zmienności sezonowej oraz pomóc w udoskonalaniu metodyki prognozowania i przeciwdziałania zjawisku suszy hydrologicznej.

Jeśli przyjąć założenie, że sumaryczna objętość wody na Ziemi jest stała, a niewielkie ilości wodoru ulatujące w przestrzeń kosmiczną są zaniedbywalnie małe, to pojawianie się głębokich i częstych deficytów zasobów wodnych w pewnych regionach globu musi wywoływać reperkusje ilościowe i czasowe, objawiające się nadwyżkami wody w innych częściach świata. Wielu uczonych dowodzi, że proces ten nabiera w ostatnich latach szczególnie wysokiego tempa. Zwiększa się dynamika oraz częstotliwość zjawisk ekstremalnych, a jednocześnie utrwala się pewien porządek przestrzenny – wnętrza kontynentów nawiedzane są suszami, wybrzeża zaś powodziami. Oznacza to, iż na terenach już dotkniętych poważnym deficytem wody, niedobór jej zasobów będzie stale się powiększał (McMahon, Finlayson 2003, Jokiel 2004, Kundzewicz 2008). Powyższe uwagi dotyczą przede wszystkim tych kontynentów, których interior jest położony w obrębie stref zwrotnikowych. W przypadku Europy porządek przestrzenny omawianych zjawisk nie jest już tak wyraźny. Surowość i częstotliwość susz hydrologicznych ostatnich lat nie wykazuje istotnych tendencji wzrostowych czy spadkowych. W zbiorze czynników determinujących zmienność tego zjawiska występują zarówno elementy przyrodnicze (głównie zmienność opadów i trend temperatury), jak i antropogeniczne. Warto dodać, iż nie wykryto w skali tego kontynentu żadnych istotnych tendencji przestrzennych w grupie badanych charakterystyk (Hisdal i in. 2001). W świetle scenariuszy zmian klimatycznych, publikowanych w ostatnich latach, brak wyraźnych tendencji w występowaniu niżówek w rzekach europejskich świadczyć może o bardzo istotnej roli gospodarki wodnej w kształtowaniu tej ostatniej fazy suszy. Podejmowane działania nie zmieniają wprawdzie bezwzględnej wielkości rocznego odpływu, lecz mogą bardzo istotnie ingerować w jego rozkład czasowy (sezonowy), łagodząc okresy deficytowe zapasami zgromadzonymi w czasie nadwyżek odpływu. Dlatego poziom i intensywność gospodarki wodnej często różnicuje w sposób bardzo istotny reżim przepływów niżówkowych sąsiednich

dorzeczy, posiadających niemal identyczne warunki fizycznogeograficzne, w tym hydroklimatyczne. W efekcie obserwowany jest brak wyraźnej współzmienności czasowej i przestrzennej pomiędzy warunkami opadowymi i termicznymi a charakterystykami przepływów niżówkowych. Oddzielne zagadnienie stanowią epizody zimowe, jednak w skali kontynentalnej oraz z gospodarczego punktu widzenia nie mają one tak dużego znaczenia.

Naturalna zmienność elementów klimatycznych w oczywisty sposób wpływa na odpływ i zasoby wodne, a tym samym na pojawianie się ich okresów deficytowych. Jednak wykazanie powiązań pomiędzy zmiennością klimatu i przepływu rzecznego bywa często bardzo trudne i niejednoznaczne z powodu pojawiających się wątpliwości związanych z założeniem stacjonarności procesu odpływu (Mitosek 1999). Niemniej występowanie serii lat suchych i wilgotnych, znajdujących swoje odzwierciedlenie w wielkości zasobów wodnych, nie ulega najmniejszej wątpliwości (Jokiel, Kożuchowski 1989, Stachý 2011).

Jednym ze sposobów powiększania retencyjności dorzeczy jest budowa zbiorników wodnych. Pozwalają one gromadzić nadwyżki odpływu w okresach wilgotnych i wykorzystywać je w czasie deficytów. Stopień wyrównania odpływu rzecznego w Polsce szacowany jest jedynie na około 6% (*Stan i wykorzystanie…* 1996). Wartość ta nie należy do zbyt wysokich, gdyż np. w Bułgarii zbiorniki gromadzą około 15% rocznego odpływu rzecznego. Potencjalne możliwości Polski w tej materii również sięgają 15%, jednak mogą być zrealizowane głównie na obszarach górskich. Zatem skuteczna walka z suszą hydrologiczną, skutkującą powstawaniem niżówek rzecznych, nie może bazować jedynie na pasywnych działaniach związanych ze zbiornikowym retencjonowaniem wody, lecz inicjować wprowadzanie kompleksowych strategii ograniczających jej skutki (Żelaziński i in. 1998, Wilhite i in. 2007). Optymalizacja takich procedur winna uwzględniać możliwie pełne spektrum charakterystyk zmienności sezonowej i wieloletniej, tak aby stawiane prognozy dawały realny czas na podjęcie aktywnych działań, skutecznie ograniczających negatywne efekty suszy już od pierwszej fazy rozwoju tego zjawiska.

O coraz szerszym postrzeganiu szkodliwych efektów suszy świadczyć może fakt, iż znalazła ona swoje miejsce w wykazie zagrożeń okresowo występujących w Polsce, opublikowanym przez Rządowe Centrum Bezpieczeństwa (*Zagrożenia okresowe…* 2010). Susza jest tu sklasyfikowana jako zjawisko stanowiące zagrożenie dla ludzi, środowiska naturalnego oraz gospodarki. Opracowanie zawiera ogólny opis stadiów rozwoju suszy, jak również wskazuje główne obszary jej występowania, ze szczególnym wskazaniem pasa nizin i części pojezierzy. Również w strategii zagospodarowania przestrzennego kraju, w odniesieniu do skutków zmian klimatycznych, proponowane są działania przeciwdziałające skutkom suszy (Starkel, Kundzewicz 2008). Jako szczególnie zagrożony pod tym względem jest wymieniany pas nizin, proponowane zaś zabiegi to melioracje rolne (z silnie zaakcentowaną dwukierunkowością działania) oraz powiększanie małej retencji. Warto zauważyć, że relatywnie

ubogie zasoby wodne nie stanowią tu największego problemu. Dużo większe zagrożenie niesie bardzo specyficzny rozwój zjawiska suszy istotnie potęgowany zabiegami agrotechnicznymi, na skalę niespotykaną w innych częściach kraju. Już bowiem w fazie suszy atmosferycznej zachodzi konieczność uzupełniania niedoboru opadów w celu zapewnienia optymalnego wzrostu roślin. Uruchamiane zostają zatem lokalne zasoby wód podziemnych i powierzchniowych, co inicjuje początek suszy hydrologicznej na długo przed jej naturalnym czasem pojawienia się. Zagadnienie poważnego zagrożenia suszą na obszarach nizinnych umiarkowanej strefy klimatycznej, zarówno w kontekście intensywnej produkcji rolnej, jak i zmian klimatycznych oraz ich wielokierunkowych uwarunkowań w niemal każdej skali przestrzennej, zajmuje coraz szersze miejsce w literaturze przedmiotu (Kundzewicz 2000, Jokiel 2004, Mioduszewski 2008, Nagarajan 2009, Mishra, Singh 2010, Potopa i in. 2012).

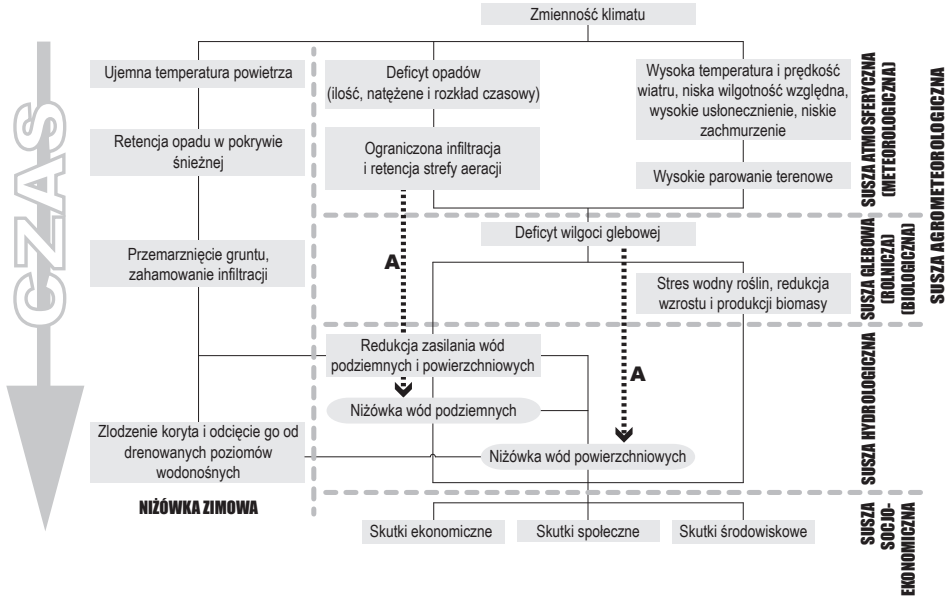
Surowa susza hydrologiczna przynosi poważne straty i szkody użytkownikom oraz konsumentom wody. Wielu badaczy na świecie wyróżnia w związku z tym jeszcze jedną kategorię – suszę socjoekonomiczną (Wilhite 2005, Mishra, Singh 2010, Sene 2010). Ma ona miejsce wtedy, gdy wielkość strat wywołanych deficytem wody jest odczuwalna dla systemu ekonomicznego całego kraju lub regionu, a w skrajnej sytuacji prowadzi do niepokojów politycznych lub rozruchów społecznych. Oczywiście wcześniej pojawiać się będą pewne symptomy związane z niedoborem wody dla rolnictwa czy energetyki wodnej – skutki ekonomiczne. Braki wody w gospodarce komunalnej i konieczność jej doraźnego transportowania wywoływać będzie skutki socjalne, a w przypadku degradacji ekosystemów wodnych, zwłaszcza podczas zakwitu toksycznych glonów i pogarszaniu jakości wody, można będzie mówić również o skutkach środowiskowych. Określenie progowych charakterystyk suszy socjoekonomicznej może być bardzo przydatne przy określaniu tempa i barier rozwoju społeczno-gospodarczego, jak również stopnia wrażliwości społecznej na funkcjonowanie pod presją niedostatku lub reglamentowania wody.

Niemal wszystkie prognozy i scenariusze zmian zachodzących w hydrosferze dowodzą, że problemy z wodą dopiero się zaczną. Susze hydrologiczne są zjawiskami ekstremalnymi o bardzo specyficznym rozwoju. Z jednej strony dość łatwo jest oszacować objętość ich deficytu, gdyż charakteryzują się bardzo dużą inercją, z drugiej zaś trudno przewidzieć, kiedy się skończą – również z powodu dużej inercji. Ich stosunkowo mała dynamika sprawia, że pierwsze fazy rozwojowe niżówki są w czasie realnym niedoceniane lub wręcz bagatelizowane. Jeśli zjawisko rozwija się dalej, łańcuch negatywnych konsekwencji nagle zaczyna przyrastać w postępie geometrycznym i wtedy już wiadomo, że wielkość zasobów wodnych zlewni nieprędko powróci do stanu przeciętnego. Dlatego w badaniach nad niżówkami rzecznymi winno się zwracać uwagę na wszelkie cechy zmienności i tempa rozwoju w każdym dostępnym do zbadania horyzoncie czasowym, tak aby możliwe było wczesne diagnozowanie symptomów epizodów niżówkowych, wywołujących szczególnie niebezpieczne skutki gospodarcze i społeczne.

1. PROCES ROZWOJU SUSZY I JEGO UWARUNKOWANIA

Susza jest jednym z najbardziej niekorzystnych skutków zmienności pogodowej i klimatycznej. Zjawisko to definiowane jest zazwyczaj jako okres wyjątkowo suchy (bezopadowy) i na tyle długi, by deficyt wody wywołał poważne zaburzenia struktury bilansu wodnego na danym obszarze (Stenz 1952, Przedpełska 1971, Maunder 1992, Dingman 2002, Nagarajan 2009). Warto jednak zauważyć, że susze występują niemal we wszystkich strefach klimatycznych. Sposób ich identyfikacji oraz oszacowanie stopnia surowości ma zazwyczaj charakter względny, gdyż zależy od ogólnego stopnia uwilgotnienia oraz wybranych cech zmienności pogody i klimatu danego obszaru. W zależności od skali badań, dostępności danych oraz celu, jakiemu ma służyć analiza, w definicji suszy pojawiają się różne elementy przyrodnicze (np. niedobór opadów i ich rozkład czasowy, warunki ewapotranspiracyjne i anemometryczne) oraz odniesienia do wywoływanych przez nią skutków związanych z warunkami wzrostu roślin, stratami gospodarczymi, zagrożeniem dla życia i zdrowia czy degradacją siedlisk i ekosystemów wodnych (Yevjevich 1967, Hisdal, Tallaksen i in. 2001, Zelenhasic 2002, Tallaksen, van Lanen 2004, Wilhite 2005, Mishra, Singh 2010, Sene 2010).

Zjawisko suszy niemal zawsze inicjowane jest przez niedobór opadów (rys. 1). Zdaniem Dębskiego (1952, 1970), deficyt opadowy rozpocznie proces rozwoju suszy dopiero wtedy, gdy wystąpi on w okresie typowej alimentacji wód podziemnych wodami opadowymi lub gdy na skutek różnych czynników stan retencji gruntowej będzie niespotykanie niski. Oprócz samej sumy opadów, niebagatelne znaczenie odgrywa tu również ich rozkład czasowy i natężenie. Deszcze ulewne i nawalne będą dość szybko transformowane w spływ powierzchniowy i podpowierzchniowy. Ich znaczenie dla zasilania zbiorników wód podziemnych jest znikome, gdyż wody te w postaci odpływu bezpośredniego błyskawicznie trafiają do cieku, tworząc mniejszą lub większą falę wezbraniową, i opuszczają zlewnię. W przypadku opadów o mniejszym natężeniu decydującą rolę odgrywa rozkład impulsów opadowych. Najwydajniejszy z punktu widzenia alimentacji wód podziemnych jest opad ciągły. Jeśli jednak będzie on występował w postaci kilku odosobnionych epizodów, to zawsze początkowa część opadu w trakcie



Rys. 1. Schemat rozwoju suszy z uwzględnieniem warunków zimowych i kierunków akceleracji antropogenicznej (A) (wg Sene 2010, zmodyfikowano suszę hydrologiczną, dodano proces formowania niżówki zimowej oraz kierunki akceleracji).

Sequence of drought occurrence accounting winter conditions and directions of anthropogenic acceleration (A) (after Sene 2010, modified the hydrological drought, added winter drought appearance and acceleration directions).

każdego epizodu zostanie zużyta na intercepcję, której pojemność w sezonie wegetacyjnym jest największa. Zatem w porównaniu do opadu ciągłego, ilość wody zatrzymana w procesie intercepcji będzie powiększona o krotność liczby zanotowanych impulsów. Niedobory zasilania deszczowego inicjują wtedy pierwsze zmiany związane z ograniczeniem procesu infiltracji, zasilania wód podziemnych i odpływu.

Ograniczenia w dostawie wód opadowych do zbiorników wód podziemnych potęgowane są zazwyczaj procesem ewapotranspiracji. Jego natężenie zależy przede wszystkim od temperatury powietrza i prężności pary wodnej. Pośrednio będą one kształtowane przez: kierunek i prędkość wiatru, stopień zachmurzenia, usłonecznienie oraz właściwości napływających mas powietrza. Ponadto bardzo duże znaczenie będzie miała struktura roślinności (wielkość liści, piętrowość, specyfika gospodarki wodnej poszczególnych gatunków) oraz faza jej rozwoju w cyklu wegetacyjnym. Ogólny deficyt wody będą pogłębiały inne składowe parowania terenowego (o ile występują) i związane z nimi czynniki geograficzne: albedo powierzchni, ukształtowanie terenu, odległość od zbiorników wodnych, ekspozycja stoków, wyniesienie nad poziomem morza, przeważające kierunki wiatrów.

Tę fazę rozwojową suszy Dębski (1952) proponuje nazywać **suszą atmosferyczną**. Określenie to powszechnie przyjęło się w polskiej literaturze przedmiotu. Można niekiedy spotkać się z pojęciem suszy meteorologicznej, jednak wydaje się ono niepotrzebnym zapożyczeniem z literatury anglojęzycznej. Omawiany etap rozwoju suszy nie wywołuje bezpośrednio konsekwencji gospodarczych czy środowiskowych, więc używanie słowa „meteorologiczny" manifestuje jedynie, w czyjej gestii pozostaje badanie owej fazy.

Kontynuacja okresu bezopadowego i procesu recesji zasilania, w dalszym etapie przenosi się do litosfery i objawia stopniową utratą wilgoci glebowej. Początkowo redukowane są zasoby wody wolnej. Wody wsiąkowe kończą swoją wędrówkę w strefie aeracji, zawieszone zaś albo parują, albo poprzez podsiąk kapilarny transpirowane są przez rośliny. W kolejnym etapie redukcji ulegają wody kapilarne, począwszy od nadkapilarnych poprzez kapilarne aż do subkapilarnych. W skrajnym przypadku zanikają też wody błonkowate. O stopniu utraty wilgoci glebowej kompleksowo informuje potencjał kapilarny. Jest on wielkością dynamiczną, charakteryzującą aktualne zdolności retencyjne gruntu. Może być wyrażany za pomocą wartości ciśnienia ssącego gleby. Zależność owego ciśnienia od stopnia uwilgotnienia gleby pozwala na skonstruowanie krzywej pF dla różnych typów gruntu (Eagelson 1978, Soczyńska (red.) 1997). Analiza takich krzywych pozwala określić poziom wilgoci, przy którym zanikają w gruncie wody wolne (poziom polowej pojemności wodnej, pF = 2) lub gleba osiąga punkt trwałego więdnięcia (absolutny brak wody dla roślin, pF = 4,2), a w końcu poziom wody higroskopowej (pF = 4,7).

Poza konsekwencjami dla rolnictwa i środowiska biotycznego, etap ten istotnie ogranicza możliwość odnawiania zasobów wód podziemnych. Jeśli bowiem w fazie przesuszenia gruntu wystąpi opad, to praktycznie nie ma on szans na dotarcie do strefy saturacji. Infiltracja właściwa (przesiąkanie) jest bowiem możliwa dopiero wtedy, gdy grunt osiągnie poziom polowej pojemności wodnej. Przy wartościach pF wyższych od 2 zachodzi proces uzupełniania zapasów wilgoci glebowej, a jest on niezmiernie powolny; tym wolniejszy, im wyższa wartość pF. W efekcie kształtuje się tzw. front zwilżania, tworzący granicę pomiędzy wodą wsiąkającą i przesiąkającą. Dopiero gdy dojdzie on do zwierciadła wody podziemnej, rozpoczyna się proces infiltracji efektywnej. Zanim to jednak nastąpi, nadwyżki wody opadowej (lub cała woda opadowa) spływać mogą po powierzchni, tworząc spływ ponadinfiltracyjny lub przedinfiltracyjny, który zasila koryta cieków. Jeśli woda płynąca po powierzchni lub tuż pod nią zostanie zatrzymana w formie retencji depresyjnej, to najprawdopodobniej szybko wyparuje, zważywszy na warunki meteorologiczne towarzyszące suszy lub zostanie pobrana przez „spragnione" systemy korzeniowe roślin.

Dla tej fazy Dębski (1952) proponuje nazwę: wysychanie gleby. Jednak mając na względzie konsekwencje w nazewnictwie, dość powszechnie przyjęło się

dla niej określenie **suszy glebowej**. Warto zwrócić uwagę, że nazwa ta odnosi się do procesu przyrodniczego, generującego deficyt wody. W kontekście skutków ekonomicznych jest używane pojęcie suszy rolniczej (Mitosek 1952, Wilhelmi i in. 2002). Funkcjonuje ono wtedy, gdy omawiana faza wywołuje wymierne straty związane z degradacją i patologią wzrostu roślin lub występuje w okresie intensywnych prac polowych. Swego czasu Lambor (1965) wprowadził pojęcie suszy biologicznej, jednak odnosiło się ono głównie do okresu, w którym poziom wilgoci glebowej osiąga punkt trwałego więdnięcia. Silne powiązania pomiędzy opadami i warunkami wzrostu większości roślin sprawiły, że używano również pojęcia suszy agrometeorologicznej (Przedpełska 1971). Głównym celem tego podejścia było zdefiniowanie takich indykatorów suszy atmosferycznej, które precyzyjnie identyfikowałyby sytuacje niebezpieczne dla wzrostu roślin.

Ciągły brak zasilania opadowego oraz postępujące „uszczelnianie" przypowierzchniowej warstwy gruntu sprawia, że w tej fazie ubytki wód podziemnych nabierają istotnego znaczenia. Odcięte od zasilania opadowego poziomy wodonośne są cały czas drenowane przez cieki i źródła, wskutek czego wciąż obniża się ich zwierciadło, a za nim systematycznie postępuje recesja, będących w związku hydraulicznym, stanów wód powierzchniowych. Tempo sczerpywania zasobów strefy aktywnej wymiany w tym okresie, zwanym fazą reżimu własnego, zależy prawie wyłącznie od stopnia wypełnienia zbiorników wód podziemnych. Obserwowana wówczas recesja przepływu rzecznego lub wydajności źródeł bardzo precyzyjnie jest opisywana krzywymi wysychania (Natermann 1958, Wołoszyn, Radczuk 1972, Jokiel 1987, 1994, 1996, Balco 1990, Tallaksen 1995, Smakhtin 2001). Stanowią one bardzo użyteczne narzędzie prognostyczne zarówno w odniesieniu do samej wielkości przepływu, jak również do oceny potencjału zasobności wodnej zlewni oraz czasu trwania okresu niżówkowego. Niezmiernie ważne jest w tym przypadku, od jakiego poziomu zasobności zlewni rozpoczyna się faza sczerpywania, a to z kolei determinowane jest warunkami hydrometeorologicznymi okresu poprzedzającego. Okres ten może mieć wymiar zarówno sezonowy, jak i wieloletni. W pierwszym przypadku istotną rolę będzie odgrywało wystąpienie niżówki względem okresów typowego zasilania w łagodnych warunkach ewapotranspiracyjnych (opady jesienne, roztopy wiosenne oraz nabierające coraz większego znaczenia odwilże śródzimowe lub deszcze w czasie łagodnych zim). W ujęciu wieloletnim szczególnie niebezpieczne jest wystąpienie suszy w środku lub pod koniec tzw. serii lat suchych, kiedy zasobne, głębokie zbiorniki wód podziemnych, stanowiące bazę drenażową rzeki, są w fazie zaawansowanej recesji. Zważywszy na fakt, że tempo ich odnawiania jest niezmiernie powolne, może dojść do takiej redukcji zasilania podstawowego (bazowego, długookresowego), że koryta cieków zaczną wysychać. Zjawisko to początkowo dotykać będzie mniejszych cieków, lecz po pewnym czasie może objąć swym zasięgiem większe rzeki. Na tym etapie susza osiąga znaczne rozmiary przestrzenne i jest odczuwal-

na w skali regionalnej, krajowej, a nawet kontynentalnej. Drastyczne braki wody dotykają wtedy gospodarkę oraz ludność w skali całych państw.

Opisaną powyżej fazę suszy przyjęto nazywać **suszą hydrologiczną** (Hisdal, Tallaksen i in. 2001, Dingman 2002, Wilhite 2005, Nagarajan 2009, Sene 2010). W jej obrębie wydziela się często niżówkę wód podziemnych oraz niżówkę wód powierzchniowych (niżówkę rzeczną) (Farat i in. 1995, Hisdal, Tallaksen i in. 2001, Tallaksen, van Lanen 2004). Obie fazy są w zasadzie synchroniczne, jednakże występuje pewne opóźnienie niżówki rzecznej względem niżówki wód podziemnych. Za rozdzieleniem obu pojęć przemawia również fakt, iż zjawiska przez nie opisywane są generowane w odmiennym środowisku, inna jest metodyka ich badania oraz różny zbiór elementów, które od nich zależą. Dębski (1952, 1970) również wydziela tu 2 fazy: obniżania poziomów wody gruntowej oraz wysychania źródeł i małych cieków, a także powstawania głębokich niżówek w rzekach. Odpowiadają one obu zdefiniowanym wcześniej typom niżówki, lecz warto zauważyć, że autor nie łączy ich w jeden etap suszy, lecz wskazuje jedynie, iż ich badanie winno pozostać w domenie hydrologów.

Niżówka jest zatem pewnym przejawem suszy hydrologicznej. Może być więc traktowana jako genetyczny wskaźnik stopnia jej rozwoju. Na przykład Strzeboń-ska-Ratomska (1994) wyróżnia suszę wód gruntowych i suszę rzeczną. Jednak, co ciekawe, epizody identyfikowane pod względem wielkości niedoboru wody (wartością krytyczną jest rzędna przepływu lub stanu wód gruntowych, oszacowana na podstawie prawdopodobieństwa nieosiągnięcia ze zbioru minimów rocznych) dzielone są przez autorkę na niżówki i susze. Podobną uwagą można opatrzyć opracowanie Tokarczyk (2010), gdzie kolejnym klasom wskaźnika, przyjętego za estymator rozwoju suszy hydrologicznej, przypisuje się najpierw pojęcie niżówki (krótko- i długotrwałej), a potem suszy hydrologicznej (umiarkowanej, silnej i ekstremalnej). Pojawia się zatem pewna niekonsekwencja metodyczna, albowiem pod względem stopnia natężenia zjawiska wyróżnia się niżówki głębokie i płytkie. O suszach zaś można powiedzieć, że są łagodne lub surowe. O ile przyjęte przez autorki kryteria identyfikacji nie budzą żadnych wątpliwości, to ustawianie pojęcia niżówki i suszy na jednej skali natężenia zjawiska może skutkować niedomówieniami interpretacyjnymi. Z kolei w opracowaniu zaprezentowanym przez Farata i współautorów (1995), susza wód powierzchniowych jest zjawiskiem identyfikowanym przestrzennie. Występuje bowiem wtedy, gdy na co najmniej 10 analizowanych posterunkach wodowskazowych odnotowano jednocześnie niżówkę rzeczną. A przecież można wyróżnić niżówkę lub suszę o zasięgu lokalnym, regionalnym, krajowym czy kontynentalnym. Już na podstawie dwóch przytoczonych powyżej przykładów można zauważyć, że próby utożsamienia terminu „susza" z epizodem o większym natężeniu mogą doprowadzić do wielu nieporozumień, zwłaszcza w kontekście ogólnie przyjętego schematu rozwoju tego zjawiska (rys. 1).

Stosunkowo mało miejsca w literaturze poświęcono zagadnieniu formowania się niżówek w okresie zimowym, zwłaszcza przy temperaturze spadającej poniżej 0°C. W skali globalnej problem ten należy prawdopodobnie uznać za marginalny. Jednak w niektórych regionach niżówki takie mogą stanowić istotny problem dla gospodarki wodnej. Prawdopodobnie dlatego większość takich opracowań powstaje w krajach o surowym klimacie, np. alpejskich, środkowoeuropejskich, skandynawskich czy Kanadzie (Kašpárek, Novický 1997, Laaha 2002, Pfister i in. 2006, Fang, Pomeroy 2007, van Loon i in. 2010). Warto zauważyć, że susza zimowa nie wiąże się z brakiem wody, lecz z jej „uwięzieniem" w postaci śniegu i lodu. Oznacza to, że ma ona charakter wybitnie sezonowy, a potencjał zasobów wodnych zdeponowany zostaje „na miejscu". Wyjątek stanowią tu oczywiście obszary wieloletniej zmarzliny oraz te, które są położone powyżej granicy wiecznego śniegu. W pierwszym etapie rozwoju zjawiska gromadzi się pokrywa śnieżna, unieruchamiając zasoby wodne dostarczane w postaci opadów. W tym czasie może jeszcze zachodzić proces infiltracji wywoływany okresowymi odwilżami lub nadtapianiem spągu pokrywy śnieżnej w procesie regelacji (Embelton, Thornes (red.) 1985, Verma 2011). Przy utrzymującej się ujemnej temperaturze powietrza dochodzi do stopniowego przemarzania gruntu. W efekcie dość skutecznie, jednak nie całkowicie, zahamowany zostaje proces infiltracji. Jak bowiem dowodzą eksperymenty prowadzone przez Posta i Dreibelisa (Soczyńska (red.) 1997), heksagonalna i stalaktytowa struktura lodu umożliwia przenikanie pewnej ilości wody w głąb zamarzniętego profilu glebowego. Odcięcie poziomów wodonośnych od źródeł zasilania sprawia jednak, że ich zasoby systematycznie wyczerpują się wskutek drenażu korytowego i, analogicznie do półrocza letniego, rozwija się niżówka wód podziemnych. W efekcie, cieki reagują systematyczną recesją odpływu – rozwija się niżówka rzeczna. Przy silnych mrozach może dojść do zjawiska istotnie pogłębiającego deficyt odpływu. Powstaje ono w wyniku zamarzania brzegów i dna koryta rzecznego, które zostaje całkowicie odcięte od źródeł zasilania. Przepływ ulega wówczas gwałtownej recesji i często prowadzi do wyschnięcia koryta. Niżówki zimowe kończą się zazwyczaj w porze topnienia śniegu. Nieco inaczej jest w przypadku surowych, lecz bezśnieżnych zim. Kašpárek i Novický (1997) zwracają uwagę, że brak roztopów przy długotrwałym okresie rozmarzania gruntu ogranicza alimentację wód podziemnych opadami deszczu występującymi wiosną. Bezwładność tego procesu sprawia, iż jego pojawianie się jest mocno skorelowane z występowaniem długotrwałych okresów posusznych w półroczu letnim.

Bardzo ciekawą typologię susz hydrologicznych, podporządkowaną czynnikom rządzącym procesem ich rozwoju, zaprezentowali ostatnio van Loon i van Lanen (2011). Na podstawie badań w kilku zlewniach położonych w różnych częściach Europy zidentyfikowali oni 6 typów zjawiska:

- klasyczna susza wywołana niedoborem deszczu (*classical rainfall deficit drought*) – zdeterminowana niedoborami opadu w fazie suszy atmosferycz-

nej, systematycznie rozwijająca się w suszę hydrologiczną. Występowała we wszystkich badanych zlewniach i niemal w każdej porze roku;

- susza pomiędzy porą deszczową i śnieżną (*rain-to-snow-season drought*) – rozpoczyna się letnimi i/lub jesiennymi niedoborami opadów. Suszę atmosferyczną przerywają opady zimowe, jednak przy temperaturze poniżej 0°C magazynowane są one w pokrywie śnieżnej i niżówka przedłuża się aż do roztopów wiosennych. Tego typu epizody zaobserwowano na obszarach położonych w wysokich szerokościach geograficznych oraz znacznie wyniesionych nad poziom morza, z wyraźnie zaakcentowanym okresem zalegania pokrywy śnieżnej;
- susza pomiędzy porą wilgotną i suchą (*wet-to-dry-season drought*) – rozpoczyna się suszą atmosferyczną wywołaną brakiem opadów, zazwyczaj zimowych. Kończy się okresem opadowym, zazwyczaj latem, jednak zasilanie deszczowe tracone jest wtedy na ewapotranspirację. W efekcie obserwuje się głębokie niżówki letnie, zazwyczaj w zlewniach klimatu śródziemnomorskiego;
- susza wywołana ochłodzeniem w okresie występowania pokrywy śnieżnej (*cold snow season drought*) – wygenerowana zostaje przez nietypowo niską temperaturę w okresie zimy, często towarzyszącą niedoborowi opadów. Wyróżniono tu 3 podtypy, uwzględniające specyfikę sytuacji meteorologicznej na początku i końcu epizodu niżówkowego oraz warunki, w których temperatura oscyluje wokół 0°C;
- susza wywołana ociepleniem w okresie występowania pokrywy śnieżnej (*warm snow season drought)* – wygenerowana jest przez nietypowo wysoką temperaturę okresu zimowego, towarzyszącą czasem niedoborowi opadów. Czynnikiem determinującym są odwilże śródzimowe, które wywołują odprowadzenie wody z pokrywy śnieżnej po zamarzniętym gruncie, co skutkuje brakiem zasilania roztopowego wód podziemnych wiosną. Wyróżniono tu 2 podtypy zdeterminowane długością i czasem pojawiania się okresów ociepleń;
- susza złożona (*composite drought*) – zdeterminowana różnymi kombinacjami ww. zjawisk, a często nakładaniem się ich w czasie.

Około 50% zidentyfikowanych przez autorów epizodów stanowiły susze klasyczne wywołane niedoborem deszczu. Warto jednak zauważyć, że przebieg zjawiska w okresie zimowym, przy ujemnej temperaturze powietrza, ma również charakter bardzo złożony, a świadczy o tym 5 zdefiniowanych podtypów tego zjawiska.

W ostatnich latach zaczęto wyróżniać socjoekonomiczny etap rozwoju suszy (rys. 1). Umieszczany jest on na końcu schematu, ponieważ w tym stadium rozwojowym wszelkie skutki generują poważne straty i szkody gospodarcze, a niekiedy zdrowotne i ludzkie. Najpoważniejsze w skutkach są niedobory wody dla

gospodarki komunalnej. Stopniowe wyczerpywanie rezerw wody może prowadzić do znacznego pogorszenia stanu sanitarnego ludności, a w konsekwencji do podwyższenia zachorowalności lub niekiedy nawet wzrostu śmiertelności. Stan taki w dość krótkim czasie wywołuje gwałtowne reakcje społeczne. Początkowo są to zamieszki, które przeradzać się będą w rozruchy tłumione często przez siły porządkowe. Mogą one być zaczątkiem fundamentalnych przemian społecznych i politycznych w regionach świata dotkniętych suszą. Można chyba wyrazić pogląd, iż skala i natężenie społecznych skutków suszy wynika z relacji pomiędzy wielkością deficytu wody a wrażliwością społeczeństwa na jej reglamentowanie. W zakresie efektów ekonomicznych najbardziej narażone będą państwa, których systemy energetyczne bazują na hydroelektrowniach, zwłaszcza w strefie klimatów suchych (np. Egipt). Długotrwała susza może doprowadzić tam do załamania wszelkich dziedzin gospodarki. Ponadto znaczne straty będą notowane w zakresie produkcji żywności – konsekwencje suszy rolniczej. Zaznaczyć należy, iż nie bez znaczenia pozostają skutki środowiskowe. Degradacja ekosystemów wodnych ma często charakter nieodwracalny, zaś zaburzenie istniejącej równowagi może odbić się negatywnie na zasobach wodnych gromadzonych w kolejnych latach. Ponadto, wskutek zakwitania toksycznych glonów jakość wody może pogarszać się do takiego stopnia, iż nie będzie się ona nadawała do wykorzystania.

Warto zauważyć, że działalność człowieka ingeruje obecnie we wszystkie ogniwa i stadia rozwoju suszy. W niektórych przypadkach oddziaływanie to wywołuje swoistą akceleracją zjawiska (rys. 1). Już w fazie suszy atmosferycznej

Tab. 1. Przykłady współczesnych systemów wczesnego ostrzegania przed suszą

Examples of current drought early warning systems

Nazwa Name	Lokalizacja Location	Główne cele Main objectives
Drought Watch Service, Bureau of Meteorology	Australia	Wspólny punkt startowy wszystkich narodowych ostrzeżeń przed suszą oraz zjawiskami od suszy zależnymi
Beijing Climate Center (BCC), działający w ramach: China Meteorological Administration (CMA)	Chiny	Monitoring rozwoju suszy, publikowanie informacji w biuletynach tematycznych i serwisie internetowym
IGAD Climate Prediction and Applications Centre, Nairobi (ICPAC)	Afryka Wschodnia	Badania klimatu oraz wczesne ostrzeganie narodowych służb meteorologicznych i hydrologicznych
Crop Weather Watch Group	Indie	Ocena wpływu suszy na rolnictwo
National Integrated Drought Information System (NIDIS)	USA	Międzyagencyjna służba monitorowania, prognozowania i wczesnego ostrzegania przed suszą

Źródło: Sene (2010).

niedobory opadów inicjują reakcje agrotechniczne, mające na celu zapewnienie optymalnych warunków wzrostu roślin. W tym celu sięga się do lokalnych zasobów wód podziemnych, by zwiększyć irygację. Często realizowana jest ona przy użyciu deszczowni. Wskutek tego nadwyżki wody nie infiltrują z powrotem do zbiorników wód podziemnych, lecz są zużywane w procesie ewapotranspiracji. W konsekwencji, równolegle do suszy atmosferycznej rozwija się niżówka wód podziemnych, często z pominięciem fazy suszy glebowej. W kolejnym stadium rozwoju zjawiska wyczerpują się rezerwy wód podziemnych i w fazie suszy glebowej konieczne jest uruchamianie rezerw wód powierzchniowych. Natężenie suszy jest już jednak na tyle duże, że redystrybucja wody szybko przekształca się ze skali lokalnej w regionalną i prowadzi do niżówki rzecznej. W wyniku takiej ścieżki zdarzeń, w momencie kiedy zjawisko powinno osiągnąć „naturalny" początek suszy hydrologicznej, mamy już do czynienia z głęboką niżówką wód podziemnych i powierzchniowych.

W tych częściach świata, w których skutki suszy są szczególnie dotkliwe lub niebezpieczne, powołano systemy (sieci) wczesnego ostrzegania przed nią (tab. 1). Udoskonalają one i wprowadzają w życie metody krótkoterminowego i sezonowego prognozowania suszy. Rozwijany jest równocześnie zintegrowany system wczesnego ostrzegania i wymiany informacji pomiędzy sieciami. Przygotowywane są różne scenariusze rozwoju suszy oraz plany reagowania na poziomie państwowym i regionalnym. Oceniana jest także skala ryzyka różnych zdarzeń oraz możliwość ich ubezpieczania (Wilhite i in. 2000).

2. METODY IDENTYFIKACJI SUSZ HYDROLOGICZNYCH I NIŻÓWEK RZECZNYCH

Istnieje bardzo wiele metod identyfikacji i estymacji suszy hydrologicznej. Procedury proponowane przez różnych autorów często ewoluowały latami, co uwarunkowane było z jednej strony nowymi odkryciami naukowymi, z drugiej zaś – zmieniającymi się potrzebami odbiorców ich wyników. Nowe cele i wyzwania sprawiły, że zaobserwować można całą gamę podejść badawczych i założeń praktycznych. Ich przedstawienie wymaga zatem pewnego uporządkowania. Zdaniem autora, omawiane metody można podzielić ze względu na rodzaj informacji wprowadzanych do metody oraz stopień kompleksowości uzyskiwanych wyników. W konsekwencji wyodrębniają się dwie podstawowe grupy metod:

- **metody bazujące na szacowaniu składowych bilansu wodnego** – dające kompleksowy pogląd na występowanie suszy hydrologicznej. Ze względu na specyfikę wprowadzanych danych ułatwiają prowadzenie analiz przestrzennych w dowolnej skali. Relatywna łatwość uzyskiwania danych wejściowych sprzyja analizom długich szeregów czasowych. Właściwości genetyczne i statystyczne szeregów wynikowych pozwalają na jednoznaczne odniesienia do obserwowanych zmian klimatycznych. Nie uwzględniają jednak lokalnych czynników generujących lub modyfikujących zjawisko suszy hydrologicznej (warunki fizjograficzne, działania gospodarki wodnej);
- **metody bazujące na analizie przepływu rzecznego** – identyfikują zjawisko niżówki miejscowo, poddając ocenie reżim przepływów niżówkowych. Umożliwiają oszacowanie zasobów wodnych strefy aktywnej wymiany na każdym etapie rozwoju suszy. Dają realną możliwość prognozowania wielkości niedoboru odpływu oraz czasu jego trwania. Pozwalają na ocenę wpływu czynników środowiskowych na kształtowanie przepływów niżówkowych. Umożliwiają analizę działań gospodarki wodnej w kontekście redukcji deficytu odpływu. Z uwagi na krótki krok czasowy danych wejściowych, dostępność długich serii czasowych jest ograniczona. Możliwość przestrzennej ekstrapolacji wyników zdeterminowana jest rozmieszczeniem posterunków wodowskazowych oraz dostępnością danych.

Wśród metod opierających się na elementach bilansu wodnego największą popularność zdobyła sobie w ostatnich latach procedura zaproponowana przez Palmera (1965), a służąca oszacowaniu stopnia zagrożenia suszą glebową i hydrologiczną na terenie USA. Podstawą obliczeń jest uproszczony model bilansu wodnego, wykorzystujący przede wszystkim dane o opadach i temperaturze powietrza. Po kilku powszechnie zaakceptowanych modyfikacjach, polega ona na oszacowaniu różnicy pomiędzy opadem aktualnym i miarodajnym, wyznaczanym w funkcji ewapotranspiracji potencjalnej, deficytu wilgoci glebowej, potencjalnego odpływu i potencjalnych strat bilansowych. W efekcie obliczany jest wskaźnik surowości suszy Palmera (PDSI – Palmer Drought Severity Index) (Nagarajan 2009, Mishra, Singh 2011). Standaryzowanym wartościom wskaźnika, obliczanego zazwyczaj w kroku miesięcznym, odpowiada skala natężenia suszy (np. PDSI z przedziału od –0,5 do –1,0 oznaczają okres lekko suchy, natomiast poniżej –4,0 – ekstremalną suszę). Właściwości tej charakterystyki oraz stosunkowo łatwy do uzyskania, również na podstawie modeli matematycznych, zbiór danych wejściowych sprawiają, że metoda ta dobrze nadaje się do analiz długich szeregów czasowych oraz badania zmienności przestrzennej. Ponadto uzyskiwane wyniki można porównywać ze standaryzowanymi wielkościami odpływu (SRI – Standardized Runoff Index) (Jurak i in. 1998, Lloyd-Huges, Saunders 2002, Szwed 2002, Ntale, Gan 2003, Steinemann 2003, Paszczyk i in. 2007, Somorowska 2007, 2009, Huang i in. 2011).

Zastosowanie wskaźnika Palmera ma jednak pewne ograniczenia i niedogodności. Wielu badaczy zwraca uwagę, iż ze względu na rodzaj i specyfikę danych wyniki lepiej aproksymują fazę suszy rolniczej niż hydrologicznej (Mika i in. 2005, Mishra, Singh 2010). Były wprawdzie próby wprowadzenia wskaźnika suszy hydrologicznej Palmera (PHDI – Palmer Hydrological Drought Index), jednak nie przyjął się on zbyt powszechnie (Weber, Nkemdirim 1998). Ponadto przyjmuje się założenie, że cały opad spada w postaci deszczu, co stawia pod znakiem zapytania analizy wykonywane dla miesięcy zimowych. Dochodzi również do niedoszacowywania odpływu wynikającego z faktu, że model „uruchamia" go dopiero po nasyceniu wszystkich warstw glebowych. Wobec powyższych uwag, indeks Palmera wydaje się dobrym wskaźnikiem wejściowym, tzn. charakteryzującym potencjalne warunki rozwoju suszy hydrologicznej w początkowej fazie jej rozwoju. Stan rozwoju fazy poprzedzającej, czyli suszy atmosferycznej, bardzo dobrze odzwierciedla powszechnie uznany, standaryzowany wskaźnik opadu (SPI – Standardized Precipitation Index) (Mishra, Desai 2005, Moreira i in. 2006, Łabędzki 2007, Kumar i in. 2009, Gąsiorek, Musiał 2011). Jednak różnice wyników uzyskiwanych w oparciu o SPI i wskaźniki „palmerowskie" są na tyle istotne, że nie można stawiać znaku równości pomiędzy tymi charakterystykami (Guttman 1998).

Nieco inne podejście do zagadnienia suszy hydrologicznej prezentowane jest w metodyce służącej określeniu wskaźnika zaopatrzenia wodami powierzchnio-

wymi (SWSI – Surface Water Supply Index). U podstaw metody leży określenie miesięcznego prawdopodobieństwa nieprzekroczenia dla dostępnego szeregu obserwacji retencji zbiornikowej, opadów atmosferycznych, miąższości pokrywy śnieżnej (zimą) i odpływu (latem) (Shafer, Dezman 1982, Nagarajan 2009, Mishra, Singh 2010). Uzyskana tą drogą standaryzowana charakterystyka wskazuje na odchylenia w ilości dostępnych zasobów wód powierzchniowych. Jest zatem szczególnie użyteczna przy monitorowaniu zmian retencji na obszarach zurbanizowanych i poddanych silnej antropopresji, związanej z gospodarką komunalną, rolnictwem czy hydroenergetyką (Kwon, Kim 2010). Warto dodać, że metoda ta funkcjonuje obecnie w operacyjnych systemach przeciwdziałania suszy i jest szczególnie popularna w USA[1]. Sposób definiowania zasobów wód powierzchniowych oraz specyfika środowiska wodnego różnych obszarów sprawia, że uzyskiwane wyniki mogą jednak być czasami trudno porównywalne, zwłaszcza gdy będą brane pod uwagę zlewnie o różnej wielkości, odmiennym reżimie rzecznym i posiadające inną strukturę źródeł alimentacji. Istnieje jeszcze cała gama wskaźników odnoszących się do suszy atmosferycznej i rolniczej, jednak z uwagi na zakres niniejszego opracowania nie będą one omawiane.

Pojęcie niżówki dotąd nie zostało precyzyjnie zdefiniowane. Ogólnie przyjmuje się, że jest to pewien okres niskich stanów wody lub przepływów w rzece (Dębski 1970) lub przepływów utrzymujących się w suchych warunkach pogodowych (Smakhtin 2001). Ozga-Zielińska (1990) uważa, że brak powszechnej, jednoznacznej definicji tego zjawiska jest efektem względności pojęcia niżówki, która służy do zinterpretowania sytuacji hydrologicznej w odniesieniu do ilości przepływającej rzeką wody. Podobną uwagą można opatrzyć zagadnienie przepływów niżówkowych, które Lambor (1971) definiuje jako niższe od *maximum minimorum*, czyli najwyższej wartości z minimów rocznych w ciągu wieloletnim. Zatem definicja badanego zjawiska będzie zależała od zastosowanej procedury analizy przepływu rzecznego. Dotychczasowe metody identyfikacji niżówek rzecznych można podzielić na:

- **metody oceny przepływów niżówkowych** – służą ocenie reżimu przepływów niżówkowych. Estymują wartości charakterystyczne przepływu. Umożliwiają prognozę przepływów niżówkowych w fazie odpowiedzi swobodnej. Pozwalają na oszacowanie zasobów niżówkowych zlewni oraz tempa ich sczerpywania i odnawiania;
- **metody oceny niedoboru odpływu** – umożliwiają określenie deficytu wody i czasu jego trwania podczas epizodu niżówkowego. Pozwalają na jedno- i wielowymiarowe określanie prawdopodobieństwa występowania

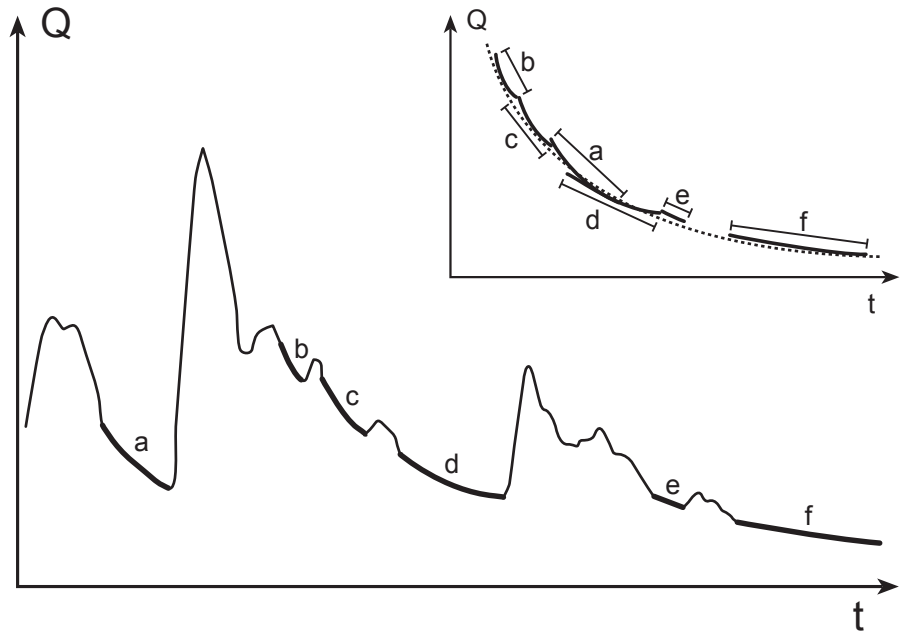
[1] U.S. Department of Agriculture – http://www.or.nrcs.usda.gov/snow/watersupply/swsi.html; Colorado Division of Water Resources – http://water.state.co.us/DWRDocs/Reports/Pages/SWSIReport.aspx; Water Resources Data System – http://www.wrds.uwyo.edu/wrds/nrcs/swsimap/swsimap.html.

niedoborów odpływu. Mogą być używane do analiz regionalnych. Są wykorzystywane jako wskaźniki rozwoju suszy hydrologicznej.

U podstaw współczesnych analiz przepływów niżówkowych leży konstrukcja krzywej czasów trwania przepływów. Wyraża ona zależność pomiędzy przepływem i sumowaną częstotliwością jego trwania wraz z wartościami niższymi lub wyższymi (Punzet 1991, Byczkowski 1996, Hisdal i in. 2004). Kształt tej krzywej jest bardzo dobrym estymatorem reżimu rzecznego, w tym reżimu niżówkowego. Krzywa oszacowana dla półroczy lub miesięcy pozwala też na ocenę zmian sezonowych. Na jej podstawie można określić charakterystyczne przepływy okresowe, będące wskaźnikami przepływów niżówkowych, np. $Q_{90\%}$, $Q_{80\%}$, $Q_{70\%}$ na krzywej wraz z wyższymi. Przepływy te przedstawione w postaci odpływu jednostkowego mogą służyć do analiz porównawczych (Punzet 1996, Bartnik 2005, 2010).

Kolejna grupa metod opiera się na analizach rocznych minimów przepływu. Na ich podstawie wyznaczane są przepływy charakterystyczne II stopnia (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1997). W grupie przepływów niżówkowych, na podstawie minimów rocznych (NQ) z wielolecia wyznacza się: WNQ – wysoki niski przepływ (maksymalna wartość NQ), SNQ – średni niski przepływ (prosta średnia arytmetyczna z NQ), ZNQ – zwyczajny niski przepływ (mediana z NQ) oraz NNQ – najniższy niski przepływ (minimalna wartość NQ). Przepływy te stały się podstawą wyznaczania wartości progowych w wielu metodach estymacji niedoboru odpływu oraz przepływów konwencjonalnych i miarodajnych, np. przepływu nienaruszalnego wg Kostrzewy (1977). Są też nieodzowne przy wykonywaniu projektów i ekspertyz hydrologicznych oraz w analizach reżimu rzecznego (Jokiel, Tomaszewski 2009). Ciekawe efekty uzyskuje się również, obliczając przepływy II stopnia na bazie minimów miesięcznych. Dość wymienić metody szacowania przeciętnych wartości odpływu podziemnego, zaproponowane przez Wundta (1953) czy Kille'go (1970), które na dobre zagościły w kanonie opracowań hydrologicznych. W celu zachowania większej porównywalności wyników wyznacza się niekiedy roczne minima przepływu na podstawie średnich n-dniowych (za długość okresu uśredniania przyjmuje się zazwyczaj n = 1, 7, 10 i 30 dni). Obliczane konsekutywnie stanowią bardzo użyteczną grupę wskaźników przepływów niżówkowych. Na ich podstawie można ocenić prawdopodobieństwo n-dniowego przepływu niżówkowego pojawiającego się co N-lat (Lambor 1971, Hisdal i in. 2004, Demuth, Gustard (red.) 2009, Mamun i in. 2010).

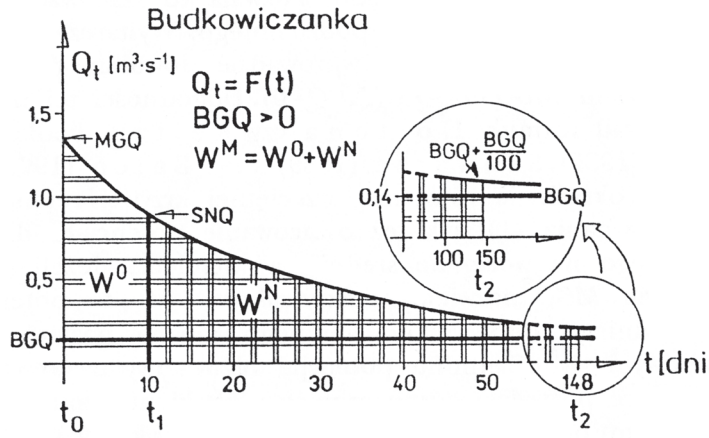
W fazie reżimu własnego obserwowana jest systematyczna recesja przepływu rzecznego. Zlewnia rzeczna znajduje się wtedy w fazie odpowiedzi swobodnej. Natężenie przepływu determinowane jest przede wszystkim stopniem wypełnienia zbiorników wód podziemnych strefy aktywnej wymiany. Stopniowe sczerpywanie zasobów zlewni skutkuje redukcją przepływu, który można opisać krzywą wysychania, aproksymowaną najczęściej równaniem wykładniczym (Natermann 1958, Wołoszyn, Radczuk 1972, Jokiel 1987, 1994, Balco 1990, Tallaksen 1995,



Rys. 2. Idea konstrukcji wzorcowej krzywej wysychania (wg Richter, Lillich 1975).
a, b, c… – odcinki wysychania.

Idea of master recession curve estimation (after Richter and Lillich 1975).
a, b, c… – recession segments.

Sujono i in. 2004). Na hydrogramie przepływu obserwuje się zazwyczaj jedynie odcinki wysychania (fragmenty krzywej), co spowodowane jest pojawianiem się kolejnych impulsów opadowych i epizodycznym przechodzeniem zlewni w fazę odpowiedzi wymuszonej. W celu prześledzenia procesu wysychania w całym przedziale zmienności konieczna jest konstrukcja wzorcowej krzywej wysychania (rys. 2). Powstaje ona dzięki zastosowaniu procedury analitycznej, u podstaw której leży ocena rzędnych przepływu dla początków wyselekcjonowanych odcinków wysychania oraz odpowiadających im n-dniowych ubytków przepływu. W efekcie uzyskuje się formułę analityczną, której najważniejszym parametrem jest współczynnik wysychania, obrazujący tempo sczerpywania zasobów strefy aktywnej wymiany. Ponadto określany jest punkt początkowy krzywej, utożsamiany bardzo często z maksymalnym przepływem pochodzenia podziemnego, wskazującym genetyczne położenie górnej granicy strefy przepływów niżówkowych (Dynowska 1974, Jokiel 1994). W niektórych równaniach uwzględnia się również granicę aproksymowanej funkcji, którą można utożsamić z rzędną przepływu bazowego (trudnosczerpywalnego). W praktyce wysokość oszacowanej rzędnej jest utożsamiana z zasobnością zbiornika dającego zasilanie długookresowe, którego



Rys. 3. Wzorcowa krzywa wysychania i potencjały zasobności – przykład Budkowiczanki (wg Jokiel 1994).

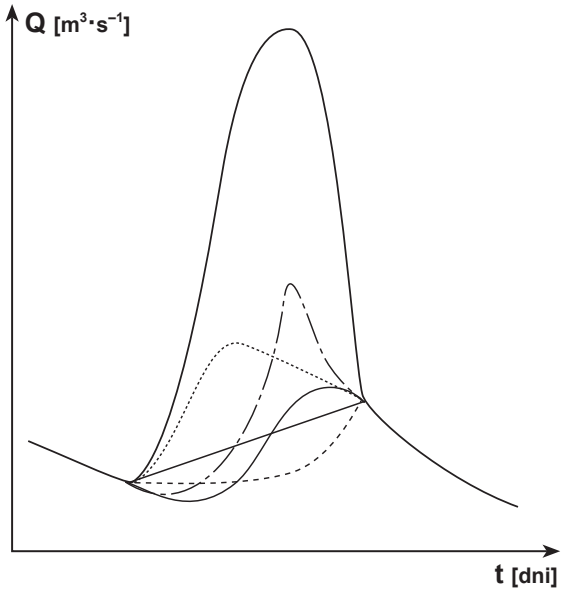
MGQ – maksymalny przepływ podziemny; SNQ – średni przepływ podziemny; BGQ – rzędna zbieżności krzywej wysychania (odpływ bazowy); W^O – potencjał okresowy; W^N – potencjał niżówkowy; W^M – potencjał maksymalny; t_1 – czas wysychania do poziomu SNQ; t_2 – czas wysychania do poziomu BGQ.

Master recession curve and resource potentials – the Budkowiczanka river example (after Jokiel 1994).

MGQ – maximum groundwater flow; SNQ – average groundwater flow; BGQ – convergence limit of a master recession curve (base flow); W^O – periodic potential; W^N – low-flow potential; W^M – maximum potential; t_1 – recession time to SNQ level; t_2 – recession time to BGQ level.

reżim wykazuje zmienność ponadsezonową (rys. 3). Zastosowana procedura daje realną możliwość prognozowania przepływów niżówkowych. Niektórzy autorzy zajmujący się tym zagadnieniem dowodzą, że najbardziej użyteczne są nie krzywe wzorcowe, lecz wiązki krzywych łamanych lub funkcje sklejane (Pietrygowa 1985, 1988, Pietrygowa, Bocheńska 1986a, b, Kasprzyk, Kupczyk 1998). Bardzo ciekawe charakterystyki reżimu niżówkowego można uzyskać, całkując krzywą wzorcową w zadanym przedziale (rys. 3). W efekcie otrzymuje się wielkość potencjału zasobności przy zadanej rzędnej przepływu, który wskazuje na ilość wody zgromadzonej w strefie aktywnej wymiany zlewni w danej chwili (Jokiel 1994). Można zatem oszacować wielkość potencjału niżówkowego oraz tempo sczerpywania i odnawiania zasobów wód podziemnych. Zautomatyzowanie procedury konstrukcji krzywej wzorcowej oraz charakterystyk pochodnych sprawiło, że w literaturze pojawiło się wiele tego typu analiz o charakterze regionalnym (Kryza, Kryza 1986, Jokiel 1992, 1994, Jokiel, Tomaszewski 1994, 1995, Wittenberg 1999, Brandes i in. 2005).

W praktyce krzywa wysychania niezmiernie rzadko ukazuje się w całości na hydrogramie przepływu, ponieważ jest przerywana okresami wzrostu przepływu, wywołanymi różnymi formami zasilania powierzchniowego i podpowierzchniowego. Z punktu widzenia genezy zjawiska, przepływy niżówkowe determinowane przez podziemną składową zasilania koryta rzecznego są kontynuowane w okresach wezbraniowych, lecz ich aktywność jest maskowana szybkimi formami odpływu (*quick flow*), w postaci odpływu bezpośredniego. Metodą umożliwiającą rozwiązanie tego problemu jest stosowana od dawna w hydrologii separacja hydrogramu przepływu, umożliwiająca identyfikację jego składowych i ich dynamiki podczas wezbrań (rys. 4). W trakcie wieloletnich badań powstało bardzo wiele schematów rozdziału hydrogramu, przyjmujących liczne założenia wstępne oraz wymagających niekiedy dodatkowych informacji o dynamice zwierciadła wód podziemnych (Linsley, Kohler, Paulhus 1958, Natermann 1958, Kudelin 1960, Kiciński 1961, 1963, Jokiel 1979, Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1984, Balek 1989, Chapman 1999, Tomaszewski 2007a, Eckhardt 2008). Jednak podstawowym mankamentem tych metod była konieczność wykonywania zabiegów subiektywnych, często o charakterze eksperckim. Wskutek tego wyniki uzyskiwane przez różnych autorów były mało porównywalne, a ponadto przy konieczności opracowania dużej bazy danych obliczenia stawały się niezmiernie uciążliwe. Dopiero upowszechnienie technik komputerowych zaowocowało powstaniem automatycznych algorytmów separacyjnych, wykorzystujących informacje zawarte wyłącznie w samym kształcie hydrogramu przepływu.



Rys. 4. Przykłady schematów rozdziału hydrogramu w okresie wezbrania (na podstawie różnych źródeł).

Examples of the flow hydrograph separation during flood wave (according to various authors).

W latach 90. XX w. popularne były propozycje badaczy amerykańskich (White, Sloto 1990, Sloto, Crouse 1996) oraz schemat numeryczny powstały w ramach projektu FRIEND (we wczesnej fazie projekt nosił nazwę FREND) (*FREND* 1989, Magnuszewski 1990). We wszystkich przypadkach pojawiał się jednak problem nadszacowywania odpływu podziemnego w obrębie fal wezbraniowych. Szczególnie dobrze był on widoczny, gdy pojawiały się wezbrania złożone, tzn. takie, w których krzywa opadania przechodziła bezpośrednio w kolejną krzywą propagacji, nie osiągając przy tym poziomu rzędnej rozpoczęcia procesu wysychania. Miejsce takiego przejścia stawało się tzw. punktem węzłowym i powodowało lokalną kulminację odpływu podziemnego. Modyfikacje procedury zaproponowane przez Tomaszewskiego (1995, 1998) poprawiły nieco działanie algorytmu, lecz nie były pozbawione działań subiektywnych, a to odbierało metodzie walor pełnej porównywalności. W konsekwencji zaproponowano nową procedurę, która w pełni automatycznie i w sposób zadowalający dokonywała separacji hydrogramu przepływu, z uwzględnieniem eksponencjalnych funkcji sczerpywania i odnawiania zasobów wód podziemnych (Tomaszewski 2001, 2005).

Charakterystyką, która znalazła powszechne zastosowanie przy ocenach reżimu niżówkowego jest współczynnik zasilania podziemnego (BFI – Base Flow Index). Oblicza się go z ilorazu średniego odpływu podziemnego i całkowitego w zadanym przedziale czasowym. Wartość współczynnika pośrednio wskazuje na zasobność wód podziemnych zlewni, a tym samym na stabilność reżimu niżówkowego. Jest on miarą dobrze nadającą się do analiz porównawczych oraz uzupełniania informacji hydrologicznej w zlewniach niekontrolowanych (Dynowska 1971a, 1984, Gutry-Korycka 1978, Jokiel 1994, Pociask-Karteczka (red.) 2003, Hisdal i in. 2004, Dow 2007, Patel 2007, Santhi i in. 2008).

W przeciwieństwie do analizy przepływów niżówkowych, oceny niedoboru odpływu bazują na analizie przebiegu hydrogramu przepływu względem pewnej przyjętej wartości progowej. Ich identyfikacja opiera się na kryteriach umownych (statystycznych, wodnogospodarczych) i nie może mieć jednoznacznej, uzasadnionej genetycznie definicji (Ozga-Zielińska 1990). O ile bowiem w fazie recesji przepływu kształt krzywej wysychania zdeterminowany jest głównie reżimem niżówkowym i wielkością zasilania podziemnego, to w fazie wznoszenia (wychodzenia z niżówki) dominującą rolę zaczyna odgrywać odpływ bezpośredni. W tym podejściu badawczym ogólna definicja niżówki wskazuje, iż jest to okres, w którym przepływy są niższe od pewnej wartości progowej (Yevjevich 1967, Zielińska 1964, Dębski 1970, Ozga-Zielińska 1990, Smakhtin 2001, Hisdal i in. 2004). W konsekwencji, podstawowym parametrem identyfikowanego zjawiska jest objętość niedoboru odpływu w okresie, w którym oscyluje on poniżej wartości progowej:

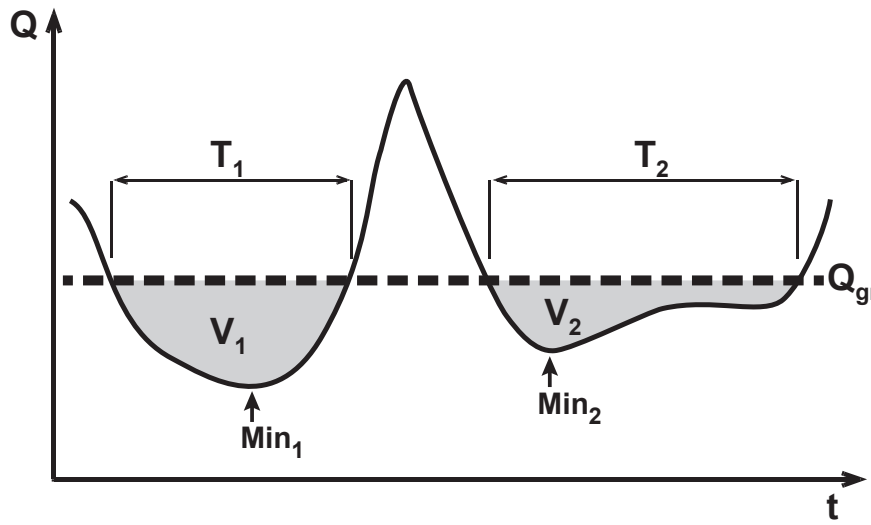
$$VN = \int_{t_0}^{t_n} \left(Q_{gr} - Q_t \right) dt \qquad (1)$$

gdzie:

VN – objętość niżówki,
t_0 – termin początku niżówki,
t_n – termin końca niżówki,
Q_{gr} – rzędna przepływu granicznego,
Q_t – rzędna przepływu w kroku czasowym t.

Ponadto bardzo ważny jest czas trwania epizodu niżówkowego oraz termin pojawienia się i rzędna przepływu minimalnego (rys. 5). Zatem przy definicji niżówki niezbędne będzie określenie jej dwóch podstawowych wymiarów:

- na skali rzędnych – przepływu określającego progową wartość odcięcia;
- na skali odciętych – ograniczeń czasowych związanych z możliwą agregacją identyfikowanych epizodów.



Rys. 5. Podstawowe parametry niżówki[1].

V – objętość niedoboru odpływu niżówkowego; T – czas trwania niżówki; Min – minimalny przepływ niżówki; Q_{gr} – przepływ graniczny niżówki; 1, 2 – numer kolejnej niżówki.

Basic low-flow parameters.

V – streamflow deficit volume; T – low-flow duration; Min – minimal low-flow discharge; Q_{gr} – threshold level; 1, 2 – number of successive low-flow.

[1] Wszystkie rysunki oraz zestawienia tabelaryczne, w których nie wskazano źródła, zostały wykonane przez autora.

Istnieje bardzo wiele metod wyznaczania rzędnej przepływu granicznego. W zależności od dostępności danych, zakresu czasowego i przestrzennego prowadzonych analiz oraz celu, jakiemu ma służyć badanie, można wyróżnić 4 podejścia oparte na:

- wyznaczaniu przepływów charakterystycznych I i II stopnia;
- analizie rozkładu rocznych minimów odpływu;
- wyznaczaniu przepływów charakterystycznych okresowych na bazie krzywych sum czasów trwania przepływów;
- wyznaczaniu przepływów charakterystycznych konwencjonalnych, przystosowanych do określonych potrzeb i wymagań gospodarki wodnej oraz ochrony i kształtowania środowiska.

Przepływy charakterystyczne II stopnia, będące podstawą analiz niżówek rzecznych, ugruntowały się bardzo dobrze na przestrzeni ponad pół wieku w polskiej szkole hydrologii. Ich właściwości statystyczne i przyrodnicze zostały znakomicie rozpoznane, dzięki czemu w szerokim zakresie służyły opracowaniom podporządkowanym różnym celom. Wartości progowe odpowiadające WNQ, SNQ czy ZNQ dobierane były w zależności od cech reżimu badanych rzek, warunków fizycznogeograficznych dorzeczy lub potrzeb wodnogospodarczych (Zielińska 1964, Farat i in. 1995, Fal 2007, Tomaszewski 2007b, Jokiel 2010). Niektórzy autorzy szacowali wartości progowe na podstawie średniej z minimów miesięcznych (Tlałka 1979, 1982, Jokiel, Tomaszewski 2009). Specyfika warunków klimatycznych i środowiska geograficznego sprawiała, że badacze musieli niekiedy sięgać do przepływów głównych I stopnia, gdyż dopiero na podstawie ich przebiegu w całym przedziale zmienności można było dokonać szacunku wartości progowej. Na przykład dla obszaru Karpat przyjmowano wskaźnik 0,75 · ZQ (Chełmicki, Bieńkowski 2005), a dla Nowej Zelandii 0,75 · SQ (Clausen, Pearson 1995). Nieco rzadziej do określania wartości granicznych wykorzystywano cechy rozkładu empirycznego minimów rocznych. Dla obszaru Karpat zabiegu takiego dokonała Strzebońska-Ratomska (1994), wyznaczając 90. i 50. percentyl w niemalejącym ciągu minimów rocznych. Dyskusję metodyczną na ten temat, w aspekcie długości serii obserwacyjnej, prowadził Zaidman i in. (2003), natomiast na terenie Czech zagadnienie wpływu rozkładu uśrednionych minimów rocznych na przebieg niżówek analizował Fiala z zespołem (2010).

W wielu państwach świata szczególne uznanie znalazło podejście związane z krzywą czasu trwania przepływów wraz z wyższymi (FDC – Flow Duration Curve). Prowadzono wiele badań symulacyjnych, z których wynika, że najlepsze przepływy graniczne niżówki uzyskuje się, stosując percentyle z przedziału 70–95% (Hisdal, Tallaksen i in. 2001, Smakhtin 2001, Hisdal i in. 2004, Hisdal 2009). Elastyczność w doborze kryterium oraz fakt wykorzystywania pełnej informacji hydrologicznej płynącej z kształtu krzywej czasu trwania przepływu sprawia, iż to podejście znajduje coraz więcej zwolenników na świecie i w Polsce (Zelenhasic,

Salvai 1987, Tallaksen i in. 1997, Tokarczyk 2001, Dubicki 2002, Kasprzyk 2002, 2005, 2010, Ciepielowski, Kazanowska 2007, Tomaszewski 2009a, b, 2011a, b, Fleig i in. 2010, Tabrizi i in. 2010, Hannaford i in. 2011). Warto dodać, że niektóre wartości progowe niżówki oszacowane tą metodą mają wyraźne uzasadnienie genetyczne oraz odznaczają się dużą stabilnością związaną z wydłużaniem lub skracaniem długości ciągu obserwacyjnego (Tomaszewski 2011c). Zagadnieniu temu zostanie poświęcony jeden z kolejnych rozdziałów pracy.

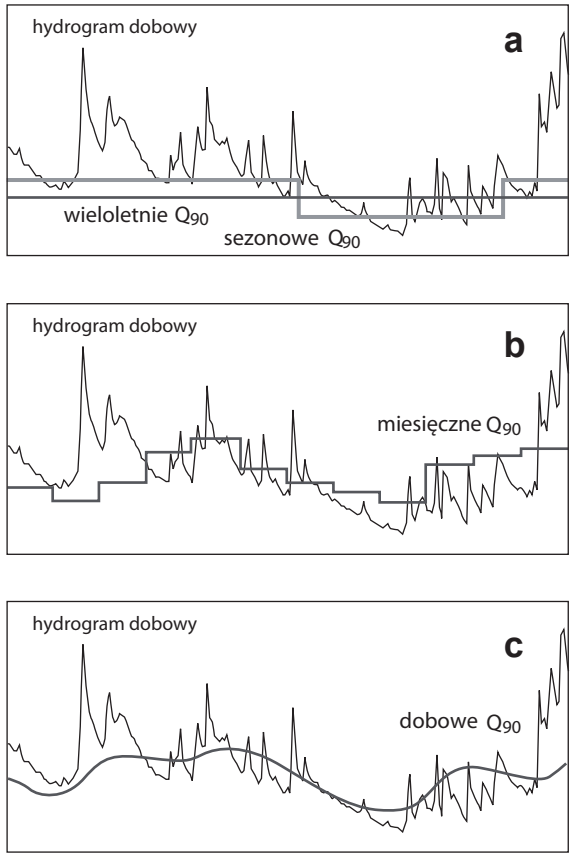
W odniesieniu do przepływów konwencjonalnych, wartości graniczne okresów niżówkowych odpowiadają takiej rzędnej, która zawiera ilość wody zdefiniowaną przepływem nienaruszalnym oraz potrzebami wszystkich konsumentów i użytkowników korzystających z danego cieku lub w danej zlewni (Ozga-Zielińska 1990). Ponadto, wartość graniczna może być ustawiona na poziomie minimalnego przepływu żeglownego lub innego przepływu gwarantującego prawidłową pracę urządzeń hydrotechnicznych.

Ustalony poziom odcięcia niżówki przyjmowany jest zazwyczaj jako stały w roku i w badanym wieloleciu. Jeśli jednak reżim przepływów wykazuje istotne zróżnicowanie genetyczne lub opracowanie wymaga oceny różnic sezonowych, można zdefiniować wartość progową zmienną w czasie (rys. 6). Bardzo często używa się wówczas wartości progowych szacowanych oddzielnie dla półrocza zimowego i letniego (Tlałka 1982, 1984, Laaha 2002, Laaha, Blöschl 2006, Pfister i in. 2006, Tomaszewski 2008). Można również estymować poziom odcięcia w kroku miesięcznym, a nawet dobowym (Hisdal 2009). W zasadzie w każdym interwale czasowym dowolnie wykorzystuje się przedstawione powyżej kryteria z wyjątkiem kroku dobowego, gdzie dla poszczególnych, jednoimiennych dni roku tworzone są oddzielne (365) krzywe czasów trwania przepływu. Warto zauważyć, że objętości niedoboru odpływu uzyskiwane w kroku miesięcznym lub dobowym nie estymują już zjawiska suszy hydrologicznej, lecz pewne odchylenia lub anomalie niżówkowe. Tracą zatem na użyteczności w kontekście zastosowań wodnogospodarczych, lecz wprowadzają nowy ładunek informacji, związany z wyjaśnianiem sezonowej zmienności reżimu niżówkowego.

Przy użyciu zaprezentowanych kryteriów dokonywano również waloryzacji stopnia surowości suszy hydrologicznej lub głębokości niżówki rzecznej. Przyjmowano, że po przekroczeniu granicy WNQ (czasami $Q_{70\%}$) rozpoczyna się faza niżówki płytkiej, poniżej zaś przepływu SNQ (ZNQ, $Q_{90\%}$, $Q_{95\%}$) ma miejsce faza niżówki głębokiej (Dębski 1970, Strzebońska-Ratomska 1994, Hisdal i in. 2004, Tomaszewski 2007c, 2011c). Takie podejście pozwala wydzielić tę fazę niżówki (suszy hydrologicznej), która genetycznie związana jest wyłącznie z recesją odpływu podziemnego i ma duży wpływ na powstawanie szkodliwych gospodarczo i niebezpiecznych społecznie deficytów wody.

W skali czasowej przyjęto definiować pewien minimalny czas trwania epizodu niżówkowego, uważanego za istotny. Zacytowani w tym rozdziale autorzy

określali tę wartość w bardzo szerokim przedziale od 5 do 30 dni. Określenie progu minimalnej długości niżówki jest istotne przy analizach rozkładu prawdopodobieństwa jej parametrów. Jednak zobiektywizowana interpretacja fizyczno-geograficzna przyjmowanych przedziałów czasowych jest praktycznie niemożliwa. Nawet pojawiające się stwierdzenia, iż czas ten zależy od wielkości rzeki lub zlewni, typu reżimu rzecznego czy celu wykonywanego opracowania, nie pozwala na sformułowanie żadnych ogólnych prawidłowości, przez co ten etap metody obarczony jest niezwykle dużą dozą subiektywizmu. Można tu nawet postawić tezę przeciwną. Odrzucając bowiem niżówki krótkie, tracimy informację o początkowych i końcowych stadiach tego zjawiska. A przecież z punktu widzenia gospodarki wodnej w okresie bilansowym istotna jest cała suma niedoboru odpływu. Zdarzają się bowiem całe serie krótkich i płytkich niżówek, które w zestawieniu rocznym mogą stanowić istotną objętość niedoboru odpływu. W tym kontekście należy również rozpatrywać postulat o konieczności odrzucania niżówek, których objętość jest mniejsza od 0,5% maksymalnej zaobserwowanej niżówki (Zelenhasic, Salvai 1987). Warto zwrócić uwagę, że operując pojęciem niżówki płytkiej



Rys. 6. Skale zmienności przepływu granicznego niżówki (wg Stahl za Hisdal 2009).
Przepływ graniczny: a – stały w wieloleciu lub zmienny sezonowo; b – zmienny miesięcznie; c – zmienny dobowo.
Changeability scales of a threshold level (according to Stahl after Hisdal 2009).
Threshold level: a – fixed in multi-year or seasonally varying; b – monthly varying; c – daily varying.

i głębokiej, można odpowiednio dostosować kryteria identyfikacji tak, aby uzyskiwać wiarygodne wyniki dotyczące ryzyka występowania suszy hydrologicznej, jak też pełnej oceny poziomu i zmienności niedoborów odpływu niżówkowego.

Ostatnia kwestia wymagająca zdefiniowania wiąże się z agregacją epizodów zależnych. Otóż rozwijająca się niżówka może zostać przerwana na krótko impulsem opadowym (zimą roztopowym), w efekcie którego przepływ podniesie się na jakiś czas powyżej wartości progowej. Sytuacje takie mają miejsce, gdy zlewnia znajduje się w fazie dobrze rozwiniętej suszy glebowej lub późniejszej. Występujący wtedy krótkotrwały opad nie zasila zbiorników wód podziemnych, tylko drogą powierzchniową lub podpowierzchniową szybko trafia do cieku. Na hydrogramie przepływu obserwuje się niewielką falę wezbraniową, po przejściu której przepływ szybko powraca do poziomu sprzed zaistniałego incydentu. Pozwala to wnioskować, że mamy do czynienia wciąż z tym samym epizodem niżówkowym. Z uwagi na fakt, iż kształt krzywej recesji może być zaburzany również działaniem innych czynników, analiza przebiegu hydrogramu w celu sprawdzenia, czy dana niżówka jest kontynuacją poprzedniej, byłaby niejednoznaczna i bardzo pracochłonna. Dlatego definiuje się długość okresu, który nie powoduje istotnego przerwania niżówki. Podobnie jak w przypadku minimalnego czasu trwania niżówki, wartość ta jest przyjmowana arbitralnie i trudno ją zinterpretować w odniesieniu do cech fizycznogeograficznych. Cytowani powyżej autorzy przyjmowali dla tego parametru wartości z przedziału 3–15 dni.

3. KILKA UWAG O ROZWOJU BADAŃ NAD NIŻÓWKAMI RZECZNYMI

3.1. Wybrane problemy badawcze w powojennej Polsce

Obserwacje niżówek rzecznych prowadzone były od zarania dziejów. Najstarsze zapiski o katastrofalnie niskich stanach wody na ziemiach polskich dotyczą lat: 988, 1121, 1332, 1473 (Mikulski 1963). Jednak współczesna metodyka oceny tego zjawiska zaczęła kształtować się dopiero w latach 50. XX wieku. Przyczyną aktywnego zainteresowania zagadnieniami wszelkich przejawów suszy był wyjątkowo długi i dotkliwy okres posuszny, który objął lata 40. i 50. Odczuwano wówczas konsekwencje deficytu wody na skalę wcześniej niespotykaną. Ograniczenia w dostępie do wody objęły sferę społeczną, gospodarczą i przyrodniczą. Szczególny niepokój budziły braki wody w rolnictwie i zaopatrzeniu komunalnym. Sytuacja hydrometeorologiczna kraju była na tyle niepokojąca, że w październiku 1952 roku zorganizowano w Warszawie Zjazd Hydrometeorologiczny poświęcony zagadnieniu susz w Polsce. Prezentowane tam referaty obejmowały wszystkie przyrodnicze i gospodarcze etapy rozwoju suszy. Dyskutowano zarówno nad genezą i uwarunkowaniami obserwowanych zjawisk, jak i nad praktycznymi możliwościami zapobiegania lub ograniczania ich skutków. W sferze hydrologicznej, w bardzo ciekawym wykładzie Dębski (1952) przedstawił schemat faz rozwoju suszy z uwzględnieniem niżówki wód podziemnych i rzecznych. Dyskusji podlegały nie tylko zagadnienia związane z dynamiką rozwoju poszczególnych jej etapów, lecz również aktualne możliwości prognozowania niżówek w oparciu o rachunek prawdopodobieństwa, długoterminowe obserwacje lustra wody gruntowej oraz związki korelacyjne. Ponadto zajmowano się zagadnieniem sposobu prowadzenia melioracji wodnych i ich wpływem na proces stepowienia wybranych obszarów Polski (Lambor 1952). Przeprowadzono również analizę doświadczeń w zakresie walki z suszą hydrologiczną w państwach ościennych (Matusewicz 1952, Mikulski 1952). Warto zauważyć, że wiele zaprezentowanych wtedy idei i metod jest wciąż rozwijanych i uzupełnianych, a nazwiska ich twórców trwale wpisały się do kanonu polskiej hydrologii.

Metodyczne rozwiązania dotyczące identyfikacji niżówek i ich podstawowych parametrów przedstawione zostały już w poprzednim rozdziale. Warto jednak zwrócić uwagę na poznawcze i aplikacyjne aspekty prowadzonych badań. Pierwszą bodajże mapę prezentującą w skali Polski typowe okresy występowania niżówek przedstawił Mikulski (1963, 1998). Podstawą analizy były roczne minima stanów wody oraz określenie ich częstotliwości miesięcznej. Autor dokonał przestrzennej interpretacji uzyskanych wyników, odwołując się do warunków fizycznogeograficznych oraz cech reżimu rzecznego. Na tej podstawie przedstawił prostą typologię okresów niżówkowych: letnie, letnio-jesienne, zimowe, opisując wydzielone typy. Prace nad tym zagadnieniem były kontynuowane (Stachý, Biernat, Dobrzyńska 1979, Biernat 1987). Na podstawie serii 20-letnich (1951–1970) przepływów dobowych ze 148 przekrojów zidentyfikowano epizody niżówkowe dla wartości progowej SNQ. Na mapie typowych okresów ich występowania dokonano dalszego rozdziału, wyróżniając niżówki wczesnozimowe i zimowe oraz oddzielając letnie od jesiennych. Na uwagę zasługuje fakt, że przy delimitacji przestrzennej wyłączono ekstrapolację wyników uzyskanych z posterunków wodowskazowych zlokalizowanych na dużych rzekach tranzytowych i przedstawiono je w innej konwencji graficznej.

Kolejne opracowania wykonywane w skali Polski charakteryzowały się znacznie mniejszą liczbą wodowskazów wykorzystywanych w opracowaniu, przy jednoczesnym wydłużeniu serii pomiarowych, obejmujących przepływy dobowe. W kompleksowym opracowaniu dotyczącym susz na obszarze Polski w okresie 1951–1990 wykorzystano do identyfikacji niżówek rzecznych dane z 50 posterunków wodowskazowych (Farat i in. 1995). W pierwszym etapie autorzy rozpoznali okresy posuszne w badanym okresie, a później w ich obrębie dokonywali oceny suszy atmosferycznej, niżówki wód powierzchniowych oraz podziemnych. Niżówki rzeczne ($Q < SNQ$, trwające minimum 20 dni) klasyfikowane były jako susze wód powierzchniowych, jeśli wystąpiły jednocześnie w co najmniej 10 przekrojach. W każdym z wyselekcjonowanych okresów dokonywano opisu sytuacji hydrometeorologicznej, przedstawiano zasięg przestrzenny zjawiska oraz oceniano czas jego trwania i natężenie. W podsumowaniu dokonano ogólnego zestawienia liczbowego uzyskanych wyników. W podobnym układzie, choć nieco bardziej szczegółowo, analizowano krótsze, lecz intensywne okresy posuszne, np. 1982–1992, 2003 (Bobiński, Meyer 1992, Mierkiewicz, Sasim 2005). Ocenie poddawano wówczas sytuację synoptyczną oraz brano pod uwagę duży zbiór posterunków pomiarowych. W niektórych tego typu analizach dokonywano oszacowania zasobów wodnych, oceniano stan zaopatrzenia ludności w wodę w okresie deficytu oraz wyceniano poniesione straty finansowe (Drab, Bukowiec 2004).

Pracę o suszach hydrologicznych w ujęciu regionalnym, w skali Europy Środkowej, przedstawił Kasprzyk (2004, 2005). Dzięki współpracy z programem NE FRIEND w ramach grupy Low Flow, uzyskał on dane o przepływach dobowych

pochodzących z wybranych posterunków wodowskazowych w Czechach i na Słowacji. Łącznie z danymi z Polski dysponował grupą 70 wodowskazów (1966–1995), w których zidentyfikował niżówki, przyjmując przepływ graniczny na poziomie $Q_{70\%}$ (z krzywej czasów trwania przepływów wraz z wyższymi) i minimalny czas trwania wynoszący 10 dni. Analizie poddał podstawowe parametry niżówek: objętość, czas trwania, terminy pojawiania się i zaniku oraz relacje pomiędzy czasem trwania niżówek zimowych i letnich. Ocenił także ich zmienność przestrzenną i czasową oraz dokonał grupowania hierarchicznego względem ich objętości, częstotliwości i sezonowości.

Warto zwrócić uwagę na opracowania, w których analizowano rzędne przepływów niżówkowych, wykorzystywanych bardzo często przy identyfikacji niżówek. Takich prac było wprawdzie wiele, jednak warto przytoczyć te, które pojawiły się ostatnio i obejmują całą Polskę oraz prezentują różnorodne podejścia metodyczne. Opracowanie Bartnika (2005) ukazuje zróżnicowanie przestrzenne całej gamy przepływów niskich, szacowanych zarówno empirycznie, jak i probabilistycznie, w układzie rocznym i sezonowym. Z kolei praca Sobolewskiego (2008) obejmuje m.in. zagadnienie skrajnie niskich odpływów z obszaru Polski. Obaj autorzy wskazują na pewne prawidłowości w zmienności przestrzennej i czasowej analizowanych zjawisk oraz próbują poszukiwać czynników, które je determinują, zarówno w podejściu regionalnym, jak i genetycznym. Cytowani autorzy wskazują również na obszary zmienności statystycznie niewyjaśnionej, pojawiające się w analizowanych przez nich seriach czasowych.

Badanie współzmienności pomiędzy wybranymi parametrami niżówek i cechami środowiska geograficznego ma bardzo długie tradycje. Już bowiem Dębski (1952) stwierdził korelacyjną zależność pomiędzy niżówkami letnimi i wielkością odpływu podczas poprzedzającej je jesieni. Cel takich badań był początkowo czysto pragmatyczny i wiązał się z formułowaniem bardzo prostych prognoz empirycznych oraz możliwością dokonywania przybliżonych szacunków w zlewniach niekontrolowanych. W późniejszych czasach, dzięki zastosowaniu zaawansowanych technik statystycznych, możliwa była waloryzacja zbioru czynników determinujących badane zjawisko, dzięki czemu stosowane modele posiadały już walor poznawczy. Tlałka i Wełna (1982) badali zależności średniego letniego odpływu niżówkowego rzek karpackich od wyniesienia nad poziomem morza, stopnia zalesienia i gęstości sieci rzecznej. Najlepsze dopasowanie funkcji liniowej uzyskali dla regresji wielokrotnej, uwzględniającej wszystkie trzy czynniki, jednak z tym zastrzeżeniem, że wysokość bezwzględna wnosiła do modelu znacznie więcej informacji niż pozostałe składniki. Badania na szerszej próbce parametrów w zlewniach Karpat wykazały, że jedynie wysokość zlewni (średnia lub środkowa) może istotnie korelować z charakterystykami okresów niżówkowych (Tlałka 1982). Na podstawie zmienności sezonowej niżówek w zlewniach cząstkowych Grajcarka Kostuch (2004) stwierdził, iż stopień lesistości może mieć wpływ na

wielkość i częstotliwość niżówek poprzez oddziaływanie na zdolności retencyjne zlewni. Do podobnych wniosków, lecz na drodze analizy potencjałów zasobności i dynamiki strefy aktywnej wymiany w 21 małych zlewniach górskich, doszedł Tomaszewski (1994).

Ciekawe wnioski płyną z analizy oddziaływania zbiorników wodnych na przepływy niżówkowe. Chełmicki i Bieńkowski (2005) dowiedli na podstawie analizy przepływów dobowych Dunajca w 2003 roku, że Zespół Zbiorników Wodnych Czorsztyn-Niedzica i Sromowce Wyżne w istotny sposób zmniejszył sumę niedoborów niżówkowych, zarówno w półroczu zimowym, jak i letnim. Oddziaływanie suszy hydrologicznej na reżim jezior nie przebiega już tak jednoznacznie. Jańczak i in. (1994), badając reakcję 30 jezior występujących w dorzeczu Odry na suszę lat 1989–1992, zidentyfikowali 3 typy reakcji. Znaczna część badanych obiektów charakteryzowała się stopniową recesją stanu wody i równie długą fazą jego wznoszenia. Jednak były i takie zbiorniki, które po fazie recesji nie odnawiały swoich zasobów. Spośród hipotez postawionych przez autorów najbardziej przekonująca jest ta, która wykazuje związek hydrauliczny wybranych jezior z bardzo rozległymi zbiornikami wód podziemnych, w których tempo odnawiania zasobów jest powolne i skutkuje chwilowym brakiem reakcji na zasilanie po okresie posusznym. Do podobnych wniosków w trakcie studiów nad jeziorami północno-wschodniej Polski doszła Bajkiewicz-Grabowska (2002). W ostatnim z przedstawionych typów nie zaobserwowano żadnej reakcji lustra wody na rozwój suszy hydrologicznej. Tu z kolei sugerowany był związek małych jezior z głębokimi i zasobnymi poziomami wodonośnymi, np. sandrowymi, których reżim wykazuje zmienność znacznie przekraczającą skalę czasową obserwowanej suszy.

Nieco inne podejście do tego zagadnienia przedstawił Tomaszewski (2011a). Ocenił zjawisko wieloletniego kształtowania się niedoborów odpływu w przekrojach zamykających zlewnie jeziorne w dolnej części dorzecza Warty. Badane obiekty różniły się wielkością, stopniem jeziorności oraz sposobem wykształcenia systemów rzeczno-jeziornych. Autor zwrócił uwagę m.in. na fakt, iż w zlewniach z jeziorami współczynnik zmienności rocznych niedoborów odpływu był wyższy niż w dorzeczach pozbawionych takich obiektów. Wynika z tego, iż teza o wyrównywaniu odpływu w zlewniach jeziornych nie może być automatycznie przenoszona na wszystkie inne charakterystyki reżimu odpływu. Zlewnie jeziorne potrafią bowiem popadać w głębokie niżówki, ale to, co je odróżnia od innych to fakt, że bardzo szybko z nich wychodzą, zazwyczaj w następnym roku – stąd wysoki współczynnik zmienności rocznej sumy niedoborów odpływu niżówkowego. Misy jeziorne szybko reagują na zasilanie i uzupełniają zasoby pojawiające się po zakończeniu okresu suchego, podczas gdy w zlewniach, w których rzeki drenują jedynie zbiorniki wód podziemnych, okres odnawiania zasobów trwa o wiele dłużej.

Parametry epizodów niżówkowych były również badane w kontekście bardziej złożonych cech determinujących, takich jak sposób użytkowania terenu

lub stopień podatności zlewni na powstawanie deficytów odpływu (Kasprzyk, Kupczyk 1998, Kasprzyk 2002). Jednak dowiedziono jedynie wyraźnego wpływu działalności górniczej na stopień surowości suszy hydrologicznej, natomiast brak wyraźnej zależności od innych typów użytkowania powierzchni był tłumaczony nakładaniem się czynników naturalnych i antropogenicznych. Ponadto wykazano dużą zależność niżówek od cech klimatycznych i warunków hydrogeologicznych, ze szczególnym uwzględnieniem charakterystyk strefy aktywnej wymiany.

Niżówki były elementem badań nad typologią reżimów rzecznych. Na przykład Dynowska (1971b) uwzględniła w swoim opracowaniu charakterystyki bazujące na średniej z minimów miesięcznych. Występowanie okresów niżówkowych było jednym z kryteriów wyróżniania okresów hydrologicznych w dorzeczu Odry i rzek Przymorza (Rotnicka 1988). Na podstawie pentadowego rozkładu stanów wody w wieloleciu 1951–1970 i analizy struktury diagramu macierzy podobieństw, autorka dokonała identyfikacji i klasyfikacji okresów hydrologicznych, bazując na metodzie grupowania hierarchicznego Warda. We wszystkich typach wielookresowych (5 z 6 wydzielonych przez autorkę typów) sezonowość wyraźnie jest akcentowana przez niżówki o różnej objętości i różnym czasie trwania. Wybrane charakterystyki niżówkowe były również uwzględniane w wektorze parametrów charakteryzujących sezonową strukturę odpływu w dorzeczu Warty (Wrzesiński 1999). Używając analizy czynnikowej, autor oszacował składowe główne oraz dokonał grupowania hierarchicznego w celu waloryzacji cech zlewni, estymujących istotne determinanty i procesy względem sezonowych właściwości odpływu rzecznego. W efekcie zidentyfikował podstawowe sezony hydrologiczne oraz wskazał parametry zlewni istotnie wpływające na kształtowanie epizodów niżówkowych. Minima odpływu oraz okresy niżówkowe były również podstawą oceny stabilności reżimu i entropii odpływu rzek polskich i europejskich (Wrzesiński 2009, 2010). Podobnie jak w poprzednim opracowaniu tegoż autora, wykonane analizy typologiczne doprowadziły do przestrzennej i czasowej oceny badanych zagadnień oraz ich genetycznych uwarunkowań, związanych z indeksem oscylacji północnoatlantyckiej czy reżimotwórczymi fazami i formami odpływu.

Niezmiernie ważnym zagadnieniem jest ocena ryzyka zagrożenia suszą hydrologiczną. Prawdopodobieństwo nieprzekroczenia charakterystycznych rzędnych przepływów niżówkowych szacowane było od dawna. Jednak dzięki podstawom metodycznym podanym przez Zelenhasic i Salvai (1987) oraz nieco udoskonalonym przez Zelenhasic (2002), można było oceniać również objętość maksymalnych niedoborów odpływu niżówkowego i czasów trwania epizodów niżówkowych. Badania teoretyczne i aplikacyjne nad tym zagadnieniem w Polsce prowadził Jakubowski. W efekcie powstał program komputerowy, bazujący na dyskretno-ciągłym typie rozkładu. Zmienną dyskretną są tu zdarzenia wystąpienia niżówki estymowane rozkładem Poissona i Pascala. Funkcja ciągła dotyczy gęstości prawdopodobieństwa niedoborów odpływu i czasu trwania niżówki

(rozkłady Gamma, Weibulla, logarytmiczno-normalny, Johnsona, podwójny wykładniczy i uogólniony Pareto). Przy testowaniu zgodności rozkładu rzeczywistego z teoretycznym uwzględnia się statystykę χ^2 i kryterium Akaike (Jakubowski, Radczuk 2004). Automatyzacja całej procedury doprowadziła do wielu opracowań aplikacyjnych. Ocenie poddawano maksymalny czas trwania niżówek letnich w środkowej Polsce (Tomaszewski 2008), czas trwania i deficyt odpływu w województwie świętokrzyskim (Kasprzyk 2010). Wykonywano też analizy dla pojedynczych obiektów hydrologicznych (np. Kazanowska, Banasik 2011). W ostatnim czasie rozważane jest zastosowanie dwuwymiarowych rozkładów do oceny niżówek ekstremalnych. Wykorzystuje się do tego celu funkcję *copula* oraz zgeneralizowany rozkład Pareto (Jakubowski 2005, 2006, 2008, 2010, 2011).

Na uwagę zasługuje kilka opracowań o charakterze regionalnym. Stosunkowo dobrze zbadany jest region karpacki. Na podstawie serii badawczej 1961–1970 Tlałka (1982) oceniła przestrzenną i czasową zmienność wybranych parametrów niżówek letnich i przepływów niżówkowych w dorzeczu górnej Wisły. Ocenie poddała prawdopodobieństwo pojawiania się najniższych niskich odpływów. Sprawdziła również, w jakim stopniu zagrożone jest utrzymanie nienaruszalnego przepływu hydrobiologicznego w związku z pojawianiem się minimów odpływu w badanym okresie. W oparciu o taksonomiczną metodę sum różnic oraz diagram podobieństwa Czekanowskiego, autorka zidentyfikowała w Karpatach 6 typów niżówek, choć właściwie należałoby je nazwać typami reżimu niżówkowego, gdyż dokonano ich delimitacji przestrzennej. Podstawowymi cechami różnicującymi wydzielone typy była głębokość niżówki, jej zmienność i czas trwania. Badania na tym terenie kontynuowała Strzebońska-Ratomska (1994, 1995). Uwzględniając serię badawczą 1961–1990, dokonała oceny niżówek rzecznych na tle innych etapów rozwoju suszy. Niżówki wód powierzchniowych przebadane zostały w zakresie częstości pojawiania się oraz niedoborów odpływu. Wskazano również na tempo, zasięg i kierunki rozwoju wybranych epizodów niżówkowych. Ponadto autorka zdefiniowała wskaźnik rozwoju suszy hydrologicznej i przeprowadziła aplikacyjną analizę przydatności tej charakterystyki do prognozowania rozwoju zjawiska.

Kilka opracowań dotyczyło regionu środkowej Polski. Oceniano w nich długość, częstotliwość oraz niedobór odpływu niżówkowego w kontekście zmienności wieloletniej, typologicznych zależności między badanymi parametrami oraz identyfikacji trendów czasowych (Tomaszewski 2009a, b, 2011b, Jokiel 2010). Analizie poddano również relacje pomiędzy płytką i głęboką fazą niżówki oraz ustosunkowano się do tempa rozwoju i zaniku epizodów niżówkowych (Tomaszewski 2007b, c). Określono stopnień jednorodności genetycznej warunków determinujących powstawanie niedoborów odpływu i wskazano terminy zerwań jednorodności w relacjach pomiędzy objętością deficytu i czasem jego trwania w drugiej połowie XX wieku. Oceniono zjawisko inercji w wieloletnich i sezono-

wych szeregach niedoborów odpływu niżówkowego. Wskazano na przestrzenne zróżnicowanie stopnia sezonowości badanego zjawiska (Tomaszewski 2009a, b, 2011b). W międzyrzeczu Wisły i Pilicy badania niżówek prowadził Kasprzyk (2009), który poddał ocenie ich długość, termin występowania oraz intensywność.

W górnej i środkowej części dorzecza Odry analizy prowadził zespół pod kierunkiem Dubickiego (2002). Na podstawie krzywych opadania i wysychania przepływów oraz wykorzystując metodę przepływu granicznego, zidentyfikowano parametry epizodów niżówkowych i oszacowano prawdopodobieństwo ich pojawiania się. Dokonano przestrzennej analizy uzyskanych wyników oraz podjęto próbę regionalizacji hydrologicznej. Przebadano także wybrane zależności regionalne, ukazujące się w zbiorze obliczonych parametrów. Podobne badania w Kotlinie Kłodzkiej prowadziła Tokarczyk (2001). Adynkiewicz-Piragas (2005) ocenił związki hydrauliczne wód powierzchniowych i podziemnych w warunkach suszy hydrologicznej w górnej i środkowej części dorzecza Odry. Analizie poddał również zagadnienie korelacji i wieloletniej zmienności badanych charakterystyk. Prowadząc badania na tym samym obszarze, Molkwa i Radczuk (2005) ocenili przydatność analizy stanów wody do diagnozowania przebiegu suszy hydrologicznej.

Ciekawej analizy zmienności niżówek wzdłuż biegu górnej i środkowej Wisły dokonała Fal (2007). Wykazała, że z biegiem rzeki rośnie ich częstotliwość, lecz jednocześnie skraca się przeciętny czas trwania. Ponadto zauważyła, że w większych zlewniach rośnie znaczenie niżówek letnich oraz wzrastają przeciętne niedobory odpływu. W ujęciu wieloletnim dochodziło do grupowania niżówek w seriach lat posusznych: początek lat 50., 60. i pierwsza połowa 90. Zwrócono również uwagę, że objętość i częstość niżówek w drugiej połowie XX wieku maleje w porównaniu z okresem 1921–1950. Coraz częściej pojawiają się opracowania, w których niżówki charakteryzowane są w jednym przekroju wodowskazowym lub w jednej zlewni i służą poszerzeniu informacji o badanych cechach reżimu rzecznego, zasobów wodnych, dynamiki poszczególnych form odpływu czy charakterystycznych cechach obiegu wody (Kazanowska 2006, Kazanowska, Chudy 2006, Ciepielowski, Kazanowska 2007, Jokiel, Tomaszewski 2009, Kazanowska, Banasik 2009, Michalczyk i in. 2010).

Warto zauważyć, że w ostatnich latach w Polsce rozwijane są badania wspomagające operacyjne systemy oceny zagrożenia suszą, uwzględniające wskaźniki i modele niżówek rzecznych (Tokarczyk, Szalińska 2010). Na uwagę zasługują propozycje Tokarczyk (2010). Wprowadziła ona pojęcie wskaźnika suszy hydrologicznej, który pełni funkcję estymatora jej rozwoju. Charakterystyka ta jest obliczana na podstawie iloczynu niedoboru odpływu i czasu trwania epizodu niżówkowego, który jest dzielony przez analogiczny iloczyn, lecz określony dla epizodu o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95%. Do standaryzowanych wartości wskaźnika przypisano klasy opisujące natężenie zjawiska. Ponadto autorka oszacowała

parametry krzywych opadania i wysychania przepływów oraz ich pochodne, jak również wskaźnik klimatycznego bilansu wodnego. Na podstawie grupy uzyskanych charakterystyk zbudowała także kilka prostych modeli regresyjnych.

3.2. Współczesne kierunki badań na świecie

Badania niżówek rzecznych na świecie mają bardzo bogatą tradycję. Niezmiernie trudno przedstawić to zagadnienie nawet w sposób syntetyczny, gdyż zróżnicowanie warunków klimatycznych oraz potrzeb gospodarki wodnej na świecie jest tak duże, że prowadzone dotąd analizy obejmowały bardzo szerokie spektrum metod, podejść badawczych, horyzontów czasowych i przestrzennych oraz uwarunkowań aplikacyjnych. Niemniej, we współczesnych analizach niżówek rzecznych zarysowuje się kilka dość jasno określonych nurtów badawczych:

- czasowe i przestrzenne analizy obejmujące zagadnienia dynamiki rozwoju zjawiska, jego zmienności wieloletniej, korelacji przestrzennych, analiz regionalnych i prób regionalizacji;
- ocena i waloryzacja czynników determinujących niżówki rzeczne, ze szczególnym uwzględnieniem wpływu klimatu i warunków pogodowych;
- badanie cech rozkładu prawdopodobieństwa różnych parametrów niżówek;
- prognozowanie niżówek i ich atrybutów.

W analizach szeregów czasowych badane serie przepływów dobowych osiągają obecnie horyzont od 70 do 100 lat. Studia nad wieloletnią zmiennością, fluktuacjami i tendencjami niżówek rzecznych wskazują na pojawianie się 2 lub 3 cykli różnej długości (od 30 do 70 lat), odznaczających się względną jednorodnością wewnętrzną (Wu i in. 2008). Bardzo rzadko notuje się istotny wzrost lub spadek częstotliwości pojawiania się lub głębokości niżówek w całym okresie badawczym. Obserwowane zmiany dotyczą przede wszystkim wewnętrznej struktury badanego zjawiska oraz relacji pomiędzy wielkością deficytu odpływu i liczbą dni z przepływem niżówkowym. W przypadku ekstremalnie głębokich niżówek zaobserwowano na terenie Kanady istotne tendencje do przesuwania się pory ich występowania, ale w ujęciu sezonowym i przy uwzględnieniu różnych typów genetycznych (Burn i in. 2010). Zwraca się jednak uwagę na znaczne ograniczenia w analizach wieloletnich tendencji zjawisk ekstremalnych z powodu występowania niestacjonarności w badanych szeregach. Wiele uwagi poświęca się natomiast wieloletnim zmianom sezonowych właściwości odpływu niżówkowego. Na przykład w Czechach dokonano kompleksowej analizy zmienności parametrów deficytu odpływu niżówkowego na tle zmian rocznych minimów 7-dniowych (Fiala i in. 2010). Zaobserwowane tendencje wykazywały istotne uwarunkowania sezonowe, jak również związki z wybranymi cechami środowiska fizycznogeograficznego. Bardzo ciekawe wyniki uzyskuje się także na podstawie badań hydrolo-

giczno-historycznych i tzw. back-processingu. Przykładem może być opracowanie Pfistera i współautorów (2006), w którym dokonano analizy występowania niżówek zimowych w dorzeczu górnego Renu. Uzyskane rekonstrukcje pozwoliły na ocenę częstotliwości i natężenia badanego zjawiska, jak również wzbogaciły metodycznie stosowane dotąd procedury używane w analizach historycznych.

Znaczny udział w badaniach przepływów niżówkowych zajmuje analiza przestrzennego zróżnicowania i współzależności badanych parametrów. Bardzo ciekawe opracowanie dla Nowej Zelandii wykonali Clausen i Pearson (1995). Zbadali oni przestrzenne korelacje związane z częstotliwością pojawiania się maksymalnych niedoborów odpływu niżówkowego, a jednorodność uzyskanych wyników testowali metodą L-momentów rozkładu. Ponadto analizie poddano zagadnienie wpływu wybranych charakterystyk odpływu niżówkowego na kształtowanie przestrzennej zmienności niedoborów odpływu i czasu ich trwania. Zagadnienia te są analizowane również w skali kontynentalnej. Na przykład dla Europy wykonano badanie koherencji suszy hydrologicznej, estymowanej m.in. niżówką rzeczną, na bazie wyznaczonych wcześniej regionów o zbieżnym reżimie przepływów niżówkowych (Hannaford i in. 2011). Sprawdzono przy okazji użyteczność różnych regionalnych charakterystyk suszy dla badań prowadzonych w tak dużej skali. Siłę oddziaływań przestrzennych oceniono m.in. badaniami krosskorelacyjnymi (Gudmundsson i in. 2010). Wykazano, że przepływy niżówkowe w Europie istotnie korelują na znacznie większe odległości (> 800 km) niż przepływy maksymalne (< 400 km). Ponadto, przepływy niżówkowe na krótszych dystansach zachowują się niesynchronicznie, co uwypukla znaczenie warunków hydrogeologicznych w okresach posusznych, istotnie modyfikujących tempo i przebieg recesji odpływu. Analizy wielkoskalowych trendów przestrzennych, wykonanych dla obszaru USA, nie wykazały żadnych istotnych statystycznie tendencji, a interpretacja wyników uzyskanych w odniesieniu do mniejszych regionów była niejednoznaczna interpretacyjnie (Douglas i in. 2000). Bardzo ciekawy kierunek rozwijających się ostatnio badań obejmuje synchroniczne analizy rozwoju niżówki w czasie i przestrzeni (Tallaksen i in. 2009). Efekty modelowania pozwalają na konkluzje dotyczące ważniejszych czynników determinujących przebieg tego zjawiska w skali trójwymiarowej. Elementy modelu odgrywające najważniejszą rolę w rozwoju niżówki to przebieg i zasięg opadów, tempo odnawiania zasobów wód podziemnych oraz zmienność przepływów. Wskazano również na właściwości bazy danych, która mogłaby w przyszłości pomóc w analizie badanego zjawiska na szerszą skalę.

Ważne miejsce w badaniach nad niżówkami zajmują analizy prowadzące do regionalizacji zjawiska suszy hydrologicznej. Wnioski płynące z tego typu studiów mają zarówno charakter poznawczy, jak i aplikacyjny (Rossi i in. 1992). Wykorzystuje się do tego celu m.in. korelację kanoniczną (Tsakiris i in. 2011), gdzie oprócz samych parametrów przepływów niżówkowych uwzględnia się charakterystyki

fizjograficzne. Metoda nie daje wprawdzie bardzo dokładnych wyników, lecz pozwala na wiarygodne przenoszenie informacji hydrologicznej do zlewni niekontrolowanych. Podobne badania, lecz oparte głównie na regresji wielokrotnej i ważonej analizie skupień, wykonano dla północno-zachodniej części Włoch (Vezza i in. 2010). W delimitacji regionalnej bardzo przydatne są proste wskaźniki, bazujące na sezonowych cechach przepływów niżówkowych (Laaha, Blöschl 2006). Interesujące podejście do tego zagadnienia zaprezentowały Hisdal i Tallaksen (2003). Dysponując miesięcznymi seriami opadów i przepływów dla wybranych posterunków duńskich, dokonały ich transformacji liniowej w oparciu o metodę empirycznej funkcji ortogonalnej. Uzyskane wyniki zostały ekstrapolowane przy pomocy kriggingu do 260. węzłowej siatki „nałożonej" na badany teren. Bazując na metodzie Monte Carlo, dokonano oszacowania rozkładów prawdopodobieństwa i symulacji regionalnej rozprzestrzeniania się i natężenia suszy hydrologicznej.

Wiele opracowań regionalnych podchodzi do zjawiska niżówki i suszy hydrologicznej kompleksowo. Podmiotem prowadzonych badań jest wtedy obszar dorzecza, państwa lub kontynentu (Woo, Tarhule 1994, Al-Salihi 2003, McMahon, Finlayson 2003, Pandey i in. 2008, Edossa i in. 2010). Prezentowane prace odznaczają się wysokim walorem poznawczym, gdyż prezentują geograficzną specyfikę formowania przepływów niżówkowych, rzucają nowe światło na zależności regionalne oraz uwypuklają lokalne metody działań gospodarki wodnej. Ponadto rozszerzają wiedzę o suszach hydrologicznych w ujęciu globalnym, gdyż z uwagi na bardzo dużą niejednorodność zjawiska odczuwany jest duży niedostatek opracowań o charakterze kompleksowym.

Opracowania traktujące o wpływie różnych czynników na rozwój i przebieg niżówki rzecznej nie są w literaturze światowej szczególnie rozpowszechnione. Dzieje się tak zapewne dlatego, że badane zależności mają najczęściej charakter lokalny i nie są przedmiotem zainteresowania periodyków o zasięgu światowym. Relatywnie dużo miejsca zajmują opracowania dotyczące wpływu warunków pogodowych i klimatu. Niektóre z nich mają charakter aplikacyjny, gdyż polegają na poszukiwaniu związków pomiędzy stosunkowo łatwymi do uzyskania wskaźnikami suszy atmosferycznej (np. wskaźnik SPI) i charakterystykami związanymi z wielkością oraz częstotliwością występowania niedoborów odpływu niżówkowego (Tabrizi i in. 2010). Prowadzono również oceny związków pomiędzy regionalnym wskaźnikiem suszy i typami sytuacji synoptycznych, związanych z okresami niżówkowymi (Stahl, Demuth 1999, Liu i in. 2012). Nieco inne podejście zaprezentowali hydrolodzy austriaccy. Przeprowadzili oni bowiem badania symulacyjne, wykazując, jaki wpływ na ocenę przepływów niżówkowych ma długość serii obserwacyjnej oraz gęstość i sposób rozmieszczenia wodowskazów w systemie rzecznym (Laaha, Blöschl 2005). Ocenili również, jaki jest wpływ relacji pomiędzy obiema zmiennymi na jakość modeli regionalnych, umożliwiających przenoszenie informacji hydrologicznej do zlewni niekontrolowanych.

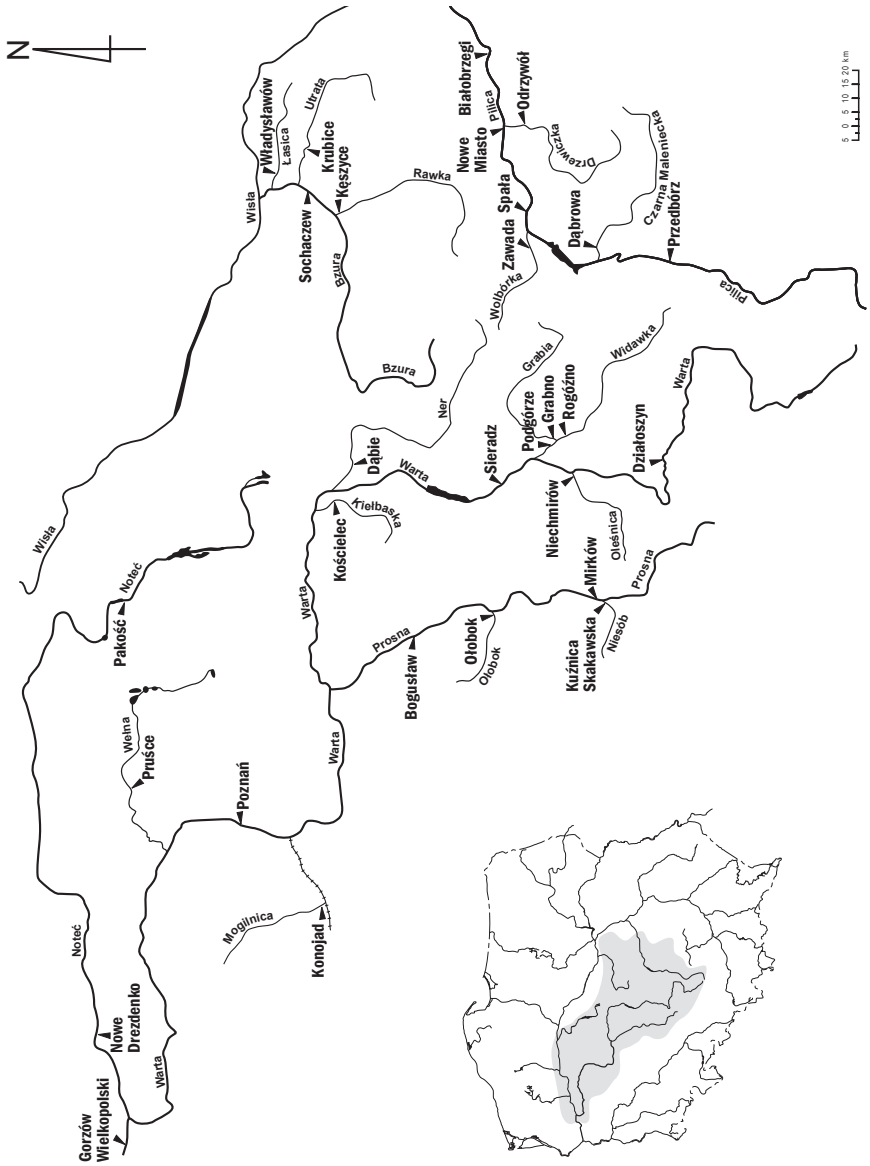
Ocena rozkładów prawdopodobieństwa występowania maksymalnych deficytów odpływu oraz czasów ich trwania jest jednym z najbardziej dynamicznie rozwijających się zagadnień w światowej literaturze przedmiotu. Uzyskiwane wyniki stanowią podstawę dalszych badań modelowych i symulacyjnych (Tallaksen i in. 1997, Abi-Zeid i in. 2004, Abebe, Foerch 2008, Cancelliere, Salas 2010, Kao, Govindaraju 2010), analiz związanych z oceną ryzyka (Ma i in. 2011), są też niezbędne przy wykonywaniu niektórych projektów hydrologicznych, a także stanowią bardzo użyteczne narzędzie w analizach regionalnych (Sharma, Panu 2008, 2009). W chwili obecnej wciąż stosuje się jednowymiarowe rozkłady prawdopodobieństwa, jednak coraz szersze zastosowanie znajdują rozkłady dwuwymiarowe i wielowymiarowe, zwłaszcza przy wykorzystaniu funkcji *copula* (Shiau i in. 2007, Mishra, Singh 2011). Do prognozowania niedoborów odpływu niżówkowego używa się zazwyczaj modeli autoregresyjnych (np. ARIMA) (Fernández i in. 2009), lecz coraz częściej stosuje się ich odmiany sezonowe (SARIMA) (Abebe, Foerch 2008). Można również znaleźć w literaturze próby synchronicznego prognozowania rozwoju czasowego i przestrzennego suszy hydrologicznej w skali regionalnej. Bazują one na konstrukcji krzywych, obrazujących zależność pomiędzy surowością suszy, powierzchnią jej zasięgu i częstotliwością oraz pomiędzy powierzchnią zasięgu suszy i prawdopodobieństwem jej występowania. Skonstruowany na ich podstawie model jest kalibrowany w oparciu o próby uczące i dobrze nadaje się do symulacji różnych scenariuszy rozwoju niżówki, związanych ze zmianami klimatycznymi czy użytkowaniem powierzchni (Burke, Brown 2010).

4. MATERIAŁ BADAWCZY

4.1. Obszar badań

Obszar badań niniejszego opracowania obejmuje trzy dorzecza rzek II rzędu: Warty, Pilicy i Bzury. Z uwagi na konieczność oceny charakterystyk odpływu, zasięg badanych zlewni został w praktyce nieznacznie ograniczony, do przekrojów obliczeniowych najniżej położonych na rzekach głównych: Warta – Gorzów Wielkopolski, Pilica – Białobrzegi, Bzura – Sochaczew (rys. 7). Powszechnie wiadomo, że proces formowania się odpływu, specyfika cech reżimu rzecznego oraz kształtowanie zasobów wodnych strefy potamicznej w przestrzeni geograficznej zależą od granic wyznaczonych działami wodnymi oraz miejsca ich usytuowania w hierarchii systemu sieci rzecznej lub, jak proponuje Drwal (1982), od umiejscowienia w kaskadzie ośrodków retencji. Przyjęto zatem założenie, iż ten zwarty hydrograficznie obszar jest reprezentatywny dla oceny formowania odpływu w środkowej Polsce. Podobne poglądy, głoszone przez innych autorów, doprowadziły do wprowadzenia pojęcia „metazlewni bilansowej" dla omawianego obszaru (Jokiel, Bartnik 2001, Jokiel 2004, 2009).

Środkowa Polska w ujęciu fizycznogeograficznym nie ma jednoznacznie sprecyzowanych granic. W układzie dziesiętnym obejmuje ona fragmenty Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, Wyżyny Środkowomałopolskiej, Niziny Środkowopolskie oraz Pojezierza Południowobałtyckiego (Kondracki 1988). Warto zaznaczyć, iż teren ten charakteryzuje się dość dużym zróżnicowaniem warunków wpływających na występowanie i krążenie wody. Znajdują się tu bowiem zarówno obszary zbudowane z utworów paleozoicznych i mezozoicznych, jak i zdominowane przez osady czwartorzędowe. W prawie wszystkich odmianach spotykane są formy krajobrazu staroglacjalnego, gdzie wiodącą rolę pełnią zdenudowane wysoczyzny, porozcinane dobrze wykształconymi dolinami rzecznymi, obok których dość powszechnie występują formy kemowe i pola wydmowe. Na szczególną uwagę zasługuje strefa przejściowa pomiędzy wyżynami i nizinami, bardzo silnie zaakcentowana krawędziowym układem spiętrzeń glacitektonicznych w północnej części Wzniesień Łódzkich. Równie duże jest bogactwo form



Rys. 7. Systemy rzeczne i lokalizacja posterunków wodowskazowych objętych opracowaniem.
River systems and locations of the gauging stations used in the study.

młodoglacjanych, manifestujących się występowaniem obszarów pojeziernych, równin sandrowych, rynien wodnolodowcowych, systemów pradolinnych czy pagórków morenowych ostatniego zlodowacenia. W południowej części obszaru spotkać można elementy rzeźby wyżynnej, wśród których wyróżniają się progi strukturalne oraz wzniesienia zbudowane ze skał wapiennych i piaskowcowych mezozoiku (Gilewska 1991, Krzemiński, Papińska 1993, Turkowska 2006).

Efektem formowania i transformacji rzeźby jest obecny układ działów wodnych i sieci rzecznej. Niemal środkiem omawianego obszaru biegnie dział wodny I rzędu, oddzielający system Wisły i Odry. Jego przebieg przyjmowany jest za pewną „niewyraźną granicę" oddziaływania klimatów o cechach oceanicznych i kontynentalnych oraz strefę nieciągłości na mapie synchronicznych zmian odpływu (Jokiel 2004). Kształtowanie sieci rzecznej środkowej Polski rozpoczęło się na przełomie kredy i trzeciorzędu, a jej obecny obraz uformowany został w czwartorzędzie. Poligeneza zjawiska sprawiła, że część cieków do dziś nawiązuje w swym przebiegu do struktur rzeźby podłoża mezozoicznego o kierunku SE-SW, zwłaszcza w górnej części dorzecza Warty i Pilicy. Na pozostałym obszarze geneza sieci wiąże się z powstaniem systemów pradolinnych oraz odcinków przełomowych pomiędzy nimi, które obecnie pod względem geometrii są klasyfikowane jako układ kratowy. W strefie głównego działu wodnego pojawiają się systemy decentryczne, które w okolicy Łodzi nabierają charakteru promienistego (Jokiel 2004). Warto zwrócić uwagę, że w drugiej połowie XX wieku układ sieci rzecznej uległ w niektórych miejscach istotnym przekształceniom, związanym z gospodarczą działalnością człowieka. Uwaga ta dotyczy przede wszystkim zlewni Widawki oraz rejonu Konina (m.in. Kiełbaska), gdzie wskutek działalności górnictwa odkrywkowego część koryt rzecznych została uszczelniona i przełożona, a część zlikwidowana. W północnej części obszaru występują również kanały, pełniące funkcje komunikacyjne i rolnicze oraz doprowadzające wodę do zbiorników przemysłowych. Gęstość sieci rzecznej w środkowej Polsce jest bardzo zróżnicowana. Przeciętnie osiąga wartość 0,3 km · km^{-2} (Maksymiuk 1992). Obszary o największym zagęszczeniu koryt są związane z pradoliną warszawsko-berlińską oraz międzyrzeczem Warty i Pilicy (maksymalnie 0,7 km · km^{-2}). Najmniejsza gęstość sieci towarzyszy wybranym odcinkom strefy wododziałowej I rzędu (minimalnie 0,1 km · km^{-2}).

Z punktu widzenia formowania się odpływu rzecznego oraz jego niedoborów, najważniejszą rolę odgrywa ilość i rozkład czasowy opadów atmosferycznych. W środkowej Polsce wyróżnić można część nizinną ze średnim rocznym opadem zawartym w granicach 550–600 mm oraz wyżynną, gdzie wartości te osiągają poziom 600–650 mm. W ujęciu bardziej szczegółowym obserwuje się wyraźną zależność sumy opadowej od wysokości nad poziomem morza, opisywaną równaniem regresji liniowej o współczynniku korelacji przekraczającym 0,7 (Kłysik 1993). Roczna stabilność opadów jest stosunkowo duża, gdyż współczynnik zmienności tej charakterystyki waha się w przedziale 0,16–0,24. W ujęciu przestrzennym, największą stabilnością opadów odznaczają się obszary o ich najwyższych sumach rocznych. Porównanie średnich skorygowanych rocznych sum opadu i parowania potencjalnego wskazuje, że środkowa Polska jest obszarem charakteryzującym się względną równowagą klimatycznego bilansu wodnego (Jokiel 2004). Autor ten wskazuje, iż prezentowane szacunki odnoszą się jedynie do roku przeciętnego, co oznacza, że pojawiać się będą lata z dużymi

niedoborami odpływu. Problem deficytu zasobów uwidacznia się w ujęciu sezonowym, zwłaszcza w okresie letnim. Z wyników badań zaprezentowanych przez Przedpełską (1971) wynika, że północna część omawianego obszaru ma najniższy w skali kraju średni wskaźnik uwilgotnienia atmosfery w okresie wegetacyjnym (poniżej 25%), w części wyżynnej zaś jest on niewiele wyższy (25–50%). Ponadto region Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej i Mazowieckiej uznany został za najbardziej zagrożony występowaniem susz, gdzie w okresie wegetacji bardzo rzadko dochodzi do pełnego zaspokojenia potrzeb wodnych.

Środowisko wód podziemnych na badanym obszarze zaklasyfikować można do 3 podstawowych regionów (Orsztynowicz 1987). Górna część dorzecza Warty i Pilicy objęta jest regionem częstochowsko-nidziańskim, w którym dominują wody szczelinowe i porowe w kontakcie ze szczelinowymi, a miejscami występują wody krasowe i szczelinowo-krasowe. Zbiorniki wód podziemnych charakteryzują się tu największą zasobnością w skali całego obszaru badań, a przeciętny roczny wskaźnik odpływu podziemnego oceniany jest na 123 mm. Retencyjność strefy hydrologicznie czynnej jest tu duża lub bardzo duża, a podatność na odnawianie wód podziemnych waha się od przeciętnej do bardzo niskiej (Jokiel 1994). W przebiegu rocznym wahań zwierciadła wody podziemnej dominuje typ kontynentalny IIb, w którym poza kulminacją wiosenną możliwa jest drugorzędna kulminacja letnia (Chełmicki 1991). Płytkie wody podziemne charakteryzują korzystne warunki zasilania i późnozimowa pora koncentracji, a typ ich zmienności sezonowej i wieloletniej zależy od warunków geostrukturalnych i geofiltracyjnych (Tomalski 2011). Dominują wody podziemne w równowadze przesączania, jednak znaczny udział mają również wody w równowadze podesłania oraz infiltracyjnej (Więckowska 1961). Środkowa część dorzecza Pilicy wchodzi w skład regionu świętokrzyskiego, z wodami szczelinowymi i porowymi w kontakcie ze szczelinowymi. Przeciętny roczny wskaźnik odpływu podziemnego jest tu nieco niższy – 86 mm. Retencyjność strefy aktywnej wymiany jest wciąż duża lub bardzo duża, jednak podatność na odnawianie jedynie przeciętna. Dominuje kontynentalny typ wahań zwierciadła wody IIb, charakteryzujący się dużą zmiennością wieloletnią i zmiennymi warunkami zasilania – od korzystnych do niekorzystnych. Występują głównie wody podziemne w równowadze podesłania i infiltracyjnej. Pozostała część badanego obszaru wchodzi w skład regionu środkowopolskiego, gdzie występują wody porowe warstwowe i aluwialne. Zasobność zbiorników wód podziemnych jest tu najmniejsza, a odpływ podziemny osiąga jedynie 68 mm. Retencyjność w strefie hydrologicznie czynnej waha się w klasach od bardzo małej do średniej, a podatność na odnawianie jest przeciętna. Ogólnie panuje kontynentalny typ wahań zwierciadła wody podziemnej IIa, wykazujący w przebiegu rocznym jedno maksimum wiosenne. Dynamika pierwszego horyzontu wodonośnego wykazuje zarówno cechy sezonowe, jak i wieloletnie w zależności od rodzaju struktur hydrogeologicznych. Z punktu widzenia dynamiki

zwierciadła wody występują tu typy: w równowadze parowania, infiltracyjnej, przesączania i drenowania.

Przeciętny odpływ rzeczny z badanego obszaru kształtuje się na poziomie 5,4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ (Jokiel 2004). Jego rozkład przestrzenny ma w przybliżeniu charakter pasowy. Najwyższe odpływy jednostkowe towarzyszą terenom wyżynnym (6–9 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$), najniższe zaś występują w lewobrzeżnej części dorzecza Bzury (poniżej 4 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Z układu strefowego wyłamuje się nieco dorzecze środkowej Pilicy, gdzie układ izorei wskazuje na wyraźne podwyższenie odpływu. Uwarunkowań tego faktu należy poszukiwać w reżimie zasobnych zbiorników wód podziemnych regionu świętokrzyskiego, będących głównym źródłem alimentacji cieków na tym terenie. Druga strefa podwyższonych odpływów występuje w małych zlewniach międzyrzecza Pilicy i Bzury.

Zmienność odpływu w rzekach środkowej Polski wykazuje bardzo wyraźne uwarunkowania sezonowe. Wskaźnik pory koncentracji odpływu, oszacowany dla okresu 1971–1983, wahał się w przedziale od 11 stycznia do 20 lutego (Bartnik, Tomaszewski 2006). Badania wykonane na długich szeregach czasowych wskazują, że charakterystyka ta wykazuje tendencję do przesuwania się w kierunku początku roku (Jokiel 2009). W ujęciu przestrzennym termin pory koncentracji odpływu uwidacznia powiązania z wielkością zlewni, jej zasobnością oraz położeniem w systemie hydrograficznym. Kierunek przemieszczania się pór roku wydaje się mieć w tym przypadku drugorzędne znaczenie. Poziom nierównomierności sezonowego rozłożenia odpływu, wyrażony indeksem sezonowości, oscyluje przeciętnie wokół wartości 35% i wykazuje wyraźny związek z zasobnością zbiorników strefy aktywnej wymiany zlewni – im wyższa retencyjność, tym niższy indeks sezonowości (odpływy rozłożone są bardziej równomiernie w ciągu roku). Analizy wieloletnich zmian odpływu w środkowej Polsce wskazują przede wszystkim na zmiany w sezonowej strukturze odpływu, wywołanej systematycznym łagodzeniem warunków zimowych oraz zmianami w strukturze bilansu wodnego w sezonie wegetacyjnym. Identyfikacja zerwań jednorodności w wieloletnich ciągach odpływów środkowej Polski (połowa lat 70. i początek 80.) dowodzi, iż natura obserwowanych zmian generalnie wiąże się z procesami i czynnikami naturalnymi, a jedynie lokalnie można wskazać na efekty działalności człowieka (Jokiel, Juszczak 1995, Bartnik, Jokiel 1997, Jokiel, Bartnik 2001).

Przestrzenne zróżnicowanie zasilania podziemnego w środkowej Polsce dość wyraźnie nawiązuje do rozmieszczenia odpływu całkowitego. Najwyższe wartości towarzyszą obszarom wyżynnym oraz występują w międzyrzeczu Pilicy i Bzury (powyżej 4,0 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). W pierwszym przypadku czynnikiem determinującym jest występowanie zbiorników wód podziemnych w dobrze uszczelinionych i skrasowiałych skałach węglanowych, w drugim zaś – strefa czołowomorenowa zlodowacenia warty (Jokiel 2004). Najniższe odpływy podziemne notowane są w środkowej Wielkopolsce i na Kujawach (1–2 $dm^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$). Przeciętny udział

odpływu podziemnego w całkowitym na badanym obszarze wynosi 53%. W ujęciu przestrzennym wykazuje on bardzo wyraźny związek z dynamiką i zasobnością zbiorników strefy aktywnej wymiany. Najwyższy udział zasilania podziemnego (powyżej 60%) koncentruje się wokół wspomnianych wcześniej stref czołowomorenowych oraz na terenach wyżynnych. Najniższe współczynniki zasilania podziemnego (poniżej 40%) występują w mało zasobnych zlewniach Wielkopolski, gdzie płytkie zbiorniki wód podziemnych są małe i izolowane wkładkami osadów nieprzepuszczalnych. Odpływ podziemny w środkowej Polsce koncentruje się przeciętnie około 9 lutego, czyli o kilka dni później niż analogiczny wskaźnik obliczony dla odpływu całkowitego (Tomaszewski 2007d). Porządek przestrzenny tej charakterystyki wykazuje układ w przybliżeniu pasowy – południkowy, który wynika ze zróżnicowania warunków geofiltracyjnych i geostrukturalnych. Najwcześniej (druga dekada stycznia) odpływ podziemny koncentruje się w strefie wododziałowej Wisły i Odry z powodu płytkiego rozcięcia poziomów wodonośnych przez koryta rzeczne, skutkującego szybką reakcją na zasilanie. Wraz z oddalaniem się od tej strefy, pora koncentracji przesuwa się w stronę wiosny, tak by w dolnym biegu Warty wystąpić w połowie marca. Indeks sezonowości odpływu podziemnego jest przeciętnie o połowę niższy od swego odpowiednika dla odpływu całkowitego i wynosi 18,2%. Jego wartość bardzo wyraźnie koreluje z retencyjnością strefy hydrologicznie czynnej. W związku z tym najbardziej wyrównany sezonowo odpływ podziemny jest notowany w zlewniach wyżynnych (6–14%), a największą jego koncentrację stwierdzono na terenach Niziny Wielkopolskiej (30–38%).

4.2. Materiały źródłowe

Do badań wyselekcjonowano dane pomiarowe z 29 posterunków wodowskazowych, położonych na rzekach systemu Warty, Pilicy i Bzury (rys. 7). Posterunki starano się dobrać tak, aby w zlewniach przez nie zamkniętych znalazł się możliwie pełen wachlarz warunków fizycznogeograficznych, wpływających na kształtowanie odpływu rzecznego oraz jego niedoborów, ze szczególnym uwzględnieniem czynników hydrogeologicznych oraz fizjograficznych. Znalazły się tu zatem zlewnie wyżynne, nizinne, pojezierne, położone w strefach wododziałowych i wewnątrz dorzeczy, odwadniające cały szereg różnych typów zbiorników wód podziemnych strefy aktywnej wymiany, o których wspomniano w poprzednim podrozdziale. W omawianej grupie występują zlewnie, w których odpływ formuje się w warunkach quasi-naturalnych oraz takie, w których melioracje rolne wpłynęły modyfikująco na reżim rzeczny. Oddzielną grupę stanowią zlewnie będące pod wpływem bardzo silnej antropopresji, związanej z działalnością górnictwa odkrywkowego (Widawka, Kiełbaska), przerzutami wody związanymi z gospodar-

ką komunalną aglomeracji miejskiej (Ner) czy funkcjonowaniem dużych zbiorników przepływowych (Zbiornik Sulejowski, Zbiornik „Jeziorsko"). Takie podejście umożliwi dodatkowo ocenę wpływu działalności człowieka na formowanie niżówek zarówno w aspekcie czasowym, jak i przestrzennym.

Badane zlewnie są istotnie zróżnicowane pod względem wielkości, gdyż najmniejsza posiada powierzchnię 246 km^2, największa zaś przekracza 52 tys. km^2 (tab. 2). Dzięki temu możliwa będzie ocena wpływu skali obszaru alimentacyjnego na kształtowanie niedoborów odpływu rzecznego oraz analiza badanego zjawiska wzdłuż odcinków rzek tranzytowych. Lokalizacja wyselekcjonowanych wodowskazów umożliwi również zbadanie stopnia i tempa rozwoju niżówki wzdłuż biegu rzek.

Do badań wybrano wielolecie 1951–2002. Podstawowe obliczenia dla każdego z wodowskazów wykonano na serii dobowych przepływów z tego okresu, uzyskanych z sieci pomiarowej Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Wybór okresu badawczego podyktowany był kilkoma przesłankami. Jak dowodzi wielu autorów, susze i niżówki, które pojawiły się w latach 50. były na tyle rekordowe, że ich wartości progowe na wielu obszarach do dziś nie zostały przekroczone (Fal 2007, Tomaszewski 2011b). Dlatego zrezygnowano z kilku posterunków, w których pomiary rozpoczęto dopiero na przełomie lat 50. i 60., gdyż uzyskiwane dla nich wyniki wyraźnie odstawały od pozostałych. Wyjątek stanowią 2 serie rozpoczynające się w połowie lat 50. (Kiełbaska – Kościelec, Pilica – Spała), które były niezbędne, z powodu swojej lokalizacji, do oceny wpływu działalności Zagłębia Konińskiego oraz Zbiornika Sulejowskiego na formowanie się przepływów niżówkowych. Wydaje się, iż wybrany okres jest na tyle długi, że możliwe będzie ukazanie zmienności wieloletniej i sezonowej analizowanych charakterystyk, jak również zbadanie jednorodności i stacjonarności procesów oraz czynników determinujących susze hydrologiczne w środkowej Polsce.

Warto zauważyć, iż wspomniane badania 50-letnich lub dłuższych serii opadów atmosferycznych prowadzą do konkluzji, że ich ogólne sumy w XX wieku nie zmieniły się istotnie (Kożuchowski 2004). Zdarzały się wprawdzie drobne fluktuacje, lecz o wiele istotniejsza jest wyraźna, dodatnia tendencja częstości i intensywności opadów wiosennych, wywołanych znacznym wzrostem temperatury w tym okresie. W świetle zjawiska osłabiania kontynentalizmu pluwialnego oraz prognozowanych wzrostów opadów zimowych, szczególnie istotna wydaje się analiza sezonowej struktury niedoborów odpływu i jej zmian wieloletnich. Tym bardziej, że pozostałe składowe bilansu wodnego w środkowej Polsce również wykazują różnokierunkowe zmiany o charakterze sezonowym i wieloletnim (Jokiel 2004) oraz manifestują wyraźną tendencję do skupiania się w serie lat suchych i wilgotnych (Stachý 2011).

Pod względem struktury niżówkowych przepływów charakterystycznych, wyrażonych wartościami odpływu jednostkowego, badane zlewnie są mocno

Tab. 2. Charakterystyczne jednostkowe odpływy niżówkowe w zlewniach rzek środkowej Polski (1951–2002)
Characteristic specific low flows in catchments of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wodowskaz River – water-gauge	A	WNq_R	NNq_R	SNq_R	ZNq_R	SNq_M	ZNq_M	qn
		km²	$dm^3s^{-1}km^{-2}$						
1	Warta – Działoszyn	4088,5	4,72	1,65	2,86	2,76	4,33	4,13	1,43
2	Warta – Sieradz	8139,6	4,84	1,25	2,64	2,63	3,95	3,69	1,32
3	Warta – Poznań (M. Rocha)	25910,9	3,36	0,47	1,56	1,51	2,96	2,47	0,78
4	Warta – Gorzów Wlkp.	52404,3	3,19	1,24	1,99	1,89	3,32	2,88	0,99
5	Oleśnica – Niechmirów	591,6	2,30	0,32	0,97	0,87	2,25	1,89	0,97
6	Widawka – Rogoźno	1268,5	6,43	0,17	2,89	2,80	4,42	4,30	2,22
7	Widawka – Podgórze	2354,5	5,22	0,48	2,29	2,05	3,84	3,50	1,19
8	Grabia – Grabno	810,7	2,62	0,60	1,46	1,43	2,93	2,50	1,12
9	Ner – Dąbie	1712,5	2,95	0,41	1,58	1,60	3,64	3,18	0,92
10	Kiełbaska – Kościelec	476,1	6,01	0,13	2,03	2,04	3,59	3,34	2,03
11	Prosna – Mirków	1255,0	2,28	0,23	1,02	0,97	2,12	1,92	0,59
12	Prosna – Bogusław	4303,5	2,09	0,19	0,96	0,89	2,20	1,84	0,48
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	246,0	1,87	0,16	0,94	0,89	2,21	1,95	0,94
14	Ołobok – Ołobok	447,1	1,48	0,01	0,62	0,62	1,92	1,50	0,62
15	Mogilnica – Konojad	663,2	0,81	0,07	0,27	0,23	1,36	0,78	0,27
16	Wełna – Prusce	1130,0	2,35	0,08	0,78	0,63	2,27	1,65	0,45
17	Noteć – Pakość	2356,2	1,57	0,23	0,77	0,74	1,99	1,48	0,45
18	Noteć – Nowe Drezdenko	15970,1	3,95	1,60	2,58	2,52	3,91	3,57	1,29
19	Pilica – Przedbórz	2535,9	4,30	1,01	2,34	2,42	4,01	3,66	1,17
20	Pilica – Spała	5955,2	3,39	0,62	2,17	2,10	3,44	3,15	1,09
21	Pilica – Nowe Miasto	6717,0	3,84	1,59	2,38	2,32	3,63	3,26	1,19
22	Pilica – Białobrzegi	8664,2	3,64	1,40	2,31	2,19	3,53	3,23	1,15
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	941,3	5,04	0,32	1,92	1,88	3,50	3,00	1,48
24	Wolbórka – Zawada	616,0	2,32	0,24	1,28	1,16	2,51	2,42	1,28
25	Drzewiczka – Odrzywół	1004,1	3,13	0,59	1,81	1,78	3,05	2,78	1,39
26	Bzura – Sochaczew	6281,4	1,93	0,38	0,98	0,94	2,02	1,70	0,49
27	Rawka – Kęszyce	1190,6	3,05	0,32	1,84	1,68	2,90	2,74	1,07
28	Utrata – Krubice	714,7	1,79	0,25	0,92	0,92	1,93	1,71	0,92
29	Łasica – Władysławów	363,1	1,21	0,04	0,50	0,44	2,05	1,65	0,50

A – powierzchnia zlewni; WNq – wysoki niski odpływ; NNq – najniższy niski odpływ; SNq – średni niski odpływ; ZNq – zwyczajny niski odpływ; qn – odpływ nienaruszalny, obliczony na podstawie kryterium Kostrzewy (1977); R – obliczenia na podstawie rocznych minimów przepływu; M – obliczenia na podstawie miesięcznych minimów przepływu.

A – catchment area; WNq – high low flow; NNq – the lowest low flow; SNq – mean low flow; ZNq – median low flow; qn – hands-off flow, estimated on the base Kostrzewa's criterion (1977); R – calculations based on annual discharge minima; M – calculations based on monthly discharge minima.

zróżnicowane (tab. 2). Wartości średnich i zwyczajnych niskich przepływów miesięcznych, będących estymatorami odpływu podziemnego w metodzie Wundta (1953) i Kille'go (1970), potwierdzają postawione w poprzednim podrozdziale tezy odnośnie do ich rozmieszczenia i uwarunkowań hydrogeologicznych. Mieszczą się one również w zakresie wartości typowych przepływów niżówkowych podanych dla środkowej Polski przez Stachý i Biernata (1987), Jokiela (2004) i Bartnika (2005). Warto jednak zwrócić uwagę na zróżnicowanie przepływu nienaruszalnego (tab. 2), który w zlewniach wybranych do analizy wykazuje zależność zarówno od warunków fizycznogeograficznych, jak i stopnia zaawansowania antropopresji. Zagadnienie to będzie miało niebagatelne znaczenie przy ocenie stopnia ryzyka zagrożenia suszą hydrologiczną, w tym jej oddziaływania na zasoby wodne, zdefiniowane rzędną przepływu nienaruszalnego.

5. CELE I METODY BADAŃ

5.1. Dobór kryteriów identyfikacji niżówki i jej parametrów

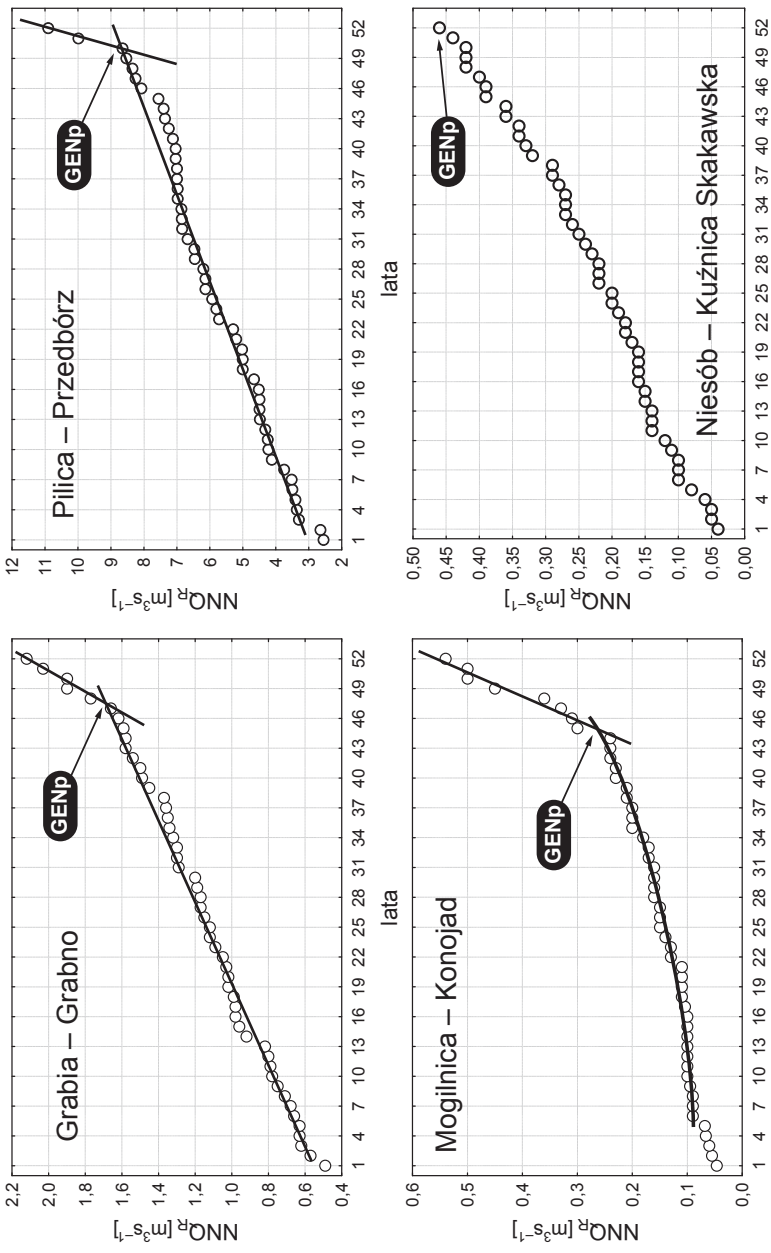
W literaturze przedmiotu można spotkać całą gamę propozycji zmierzających do identyfikacji niżówek rzecznych w oparciu o metodę przepływu granicznego. Przyjmowane poziomy odcięcia najczęściej bazowały na przepływach głównych II stopnia lub na rzędnych pochodzących z krzywej czasów trwania przepływów. Wielu badaczy zwracało uwagę na konieczność wydzielania płytkiej i głębokiej fazy niżówki, uzasadniając, że reżim przepływu w początkowym etapie rozwoju zjawiska jest odmienny od tego, który występuje w fazie poważnego wyczerpywania rezerw wód podziemnych. Jest to oczywistą konsekwencją zmiany tempa procesu wysychania zlewni, prowadzącego do osiągania bazowych rzędnych odpływu, związanych z tzw. zasilaniem długookresowym. W dotychczasowych opracowaniach pojawiających się w literaturze przedmiotu przyjmowano, iż początek niżówki, a zarazem początek fazy niżówki płytkiej, ma miejsce wtedy, gdy przepływ spadnie poniżej wartości WNQ_R lub SNQ_M lub ZNQ_M lub Q_{70} (por. rozdz. 3, objaśnienia w zał. 1). Za początek fazy niżówki głębokiej przyjmowano natomiast przepływy charakterystyczne osiągające rzędne: SNQ_R lub ZNQ_R lub Q_{90} lub Q_{95}. Przy tak dużej liczbie powstałych propozycji rodzi się pytanie: które z wymienionych kryteriów można uznać za najlepsze? I nie chodzi tu jedynie o różnice w statystycznych właściwościach pomiędzy przepływami charakterystycznymi oraz krzywą sum czasów trwania przepływu wraz z wyższymi. Ważna jest bowiem czasowa stabilność przyjmowanych kryteriów, niezbędna do tego, aby w okresach badawczych o różnej długości lub pochodzących z różnych części wielolecia były one możliwie najmniej zmienne. Ponadto, rzędne odpowiadające różnym fazom rozwoju niżówki winny odzwierciedlać cechy reżimu wód podziemnych strefy aktywnej wymiany, które wpływają na rozkład przepływów niskich. Stąd warto rozważyć problem uwarunkowań genetycznych badanego zjawiska, prowadzących do identyfikacji takich parametrów, które wykazywałyby jednocześnie dużą stabilność wieloletnią.

5.1.1. Uwarunkowania genetyczne

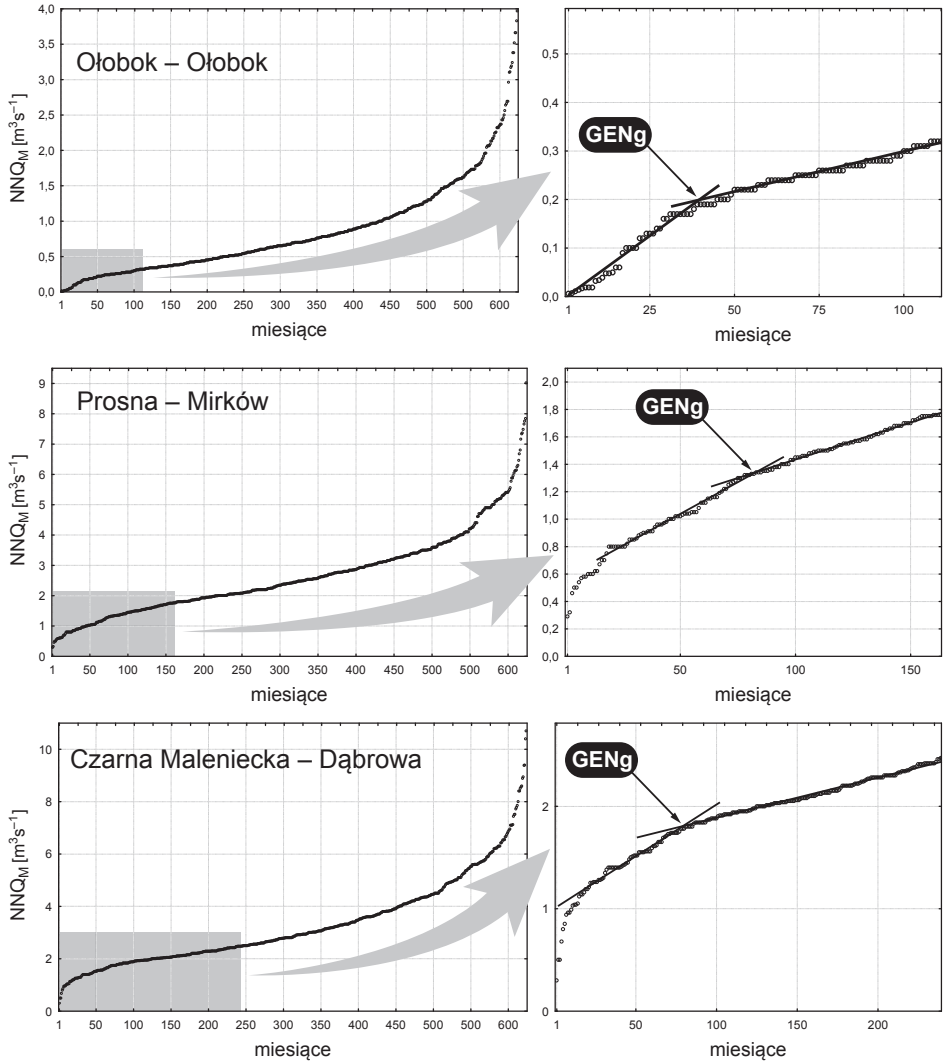
Wszystkie charakterystyki używane do definiowania przepływu granicznego niżówki w mniejszym lub większym stopniu zależą od rozkładu przepływów minimalnych. Tempo i przebieg rozwoju epizodu niżówkowego jest odpowiedzią na impuls lub wypadkową impulsów zasilania ze zbiorników strefy hydrologicznie czynnej. Stopniowa redukcja przepływu rzecznego jest efektem drenowania tej części poziomu wodonośnego, którego warunki geofiltracyjne i geostrukturalne zmieniają się wraz z głębokością. Niekiedy dochodzi nawet do wyłączenia niektórych zbiorników, w których lustro wody lub górna granica strefy zawodnionej schodzi poniżej bazy drenażu korytowego. Rzędne charakteryzujące zmiany reżimu zasilania zbiornikowego są zazwyczaj na hydrogramie przepływu maskowane innymi formami alimentacji. Ich identyfikację można jednak przeprowadzić w oparciu o rozkład minimów odpływu w okresie wieloletnim.

Jeśli przyjąć założenie, że reżim wydatku poszczególnych zbiorników strefy aktywnej wymiany zlewni ma charakter liniowy lub eksponencjalny (Schwarze 1989), to identyfikacja rzędnych, przy których zachodzi zmiana sposobu zasilania gruntowego winna być możliwa poprzez analizę uporządkowanego wykresu minimów odpływu w okresie wieloletnim. Wartości progowe dla estymatorów niżówki płytkiej określone zostały na wykresach niemalejących minimów rocznych badanego okresu (rys. 8). Poszukiwano punktu załamania tendencji liniowej lub nieliniowej w górnej części wykresu. Przyjęto założenie, że gwałtowna zmiana obserwowanej funkcji wskazuje na istotny udział innych form zasilania koryta rzecznego i może być uznana za górną granicę niżówki – początek niżówki płytkiej. Obliczone wartości estymatorów (GENp) zestawiono w załączniku 1. W pięciu przypadkach nie zaobserwowano jednak wspomnianego załamania w górnej części wykresu (Niesób – Kuźnica Skakawska, Pilica – Spała, Wolbórka – Zawada, Drzewiczka – Odrzywół, Rawka – Kęszyce). Dla tych zlewni przyjęto wartość genetycznego estymatora niżówki płytkiej na poziomie maksimum z rocznych minimów przepływu (WNQ_R) – rys. 8.

Faza niżówki głębokiej niemal zawsze jest związana tylko z zasilaniem pochodzenia podziemnego. Występowanie głębokich niedoborów odpływu rzecznego wynika ze zmiany reżimu zbiorników strefy hydrologicznie czynnej, objawiającej się wyczerpaniem zasobów odnawianych sezonowo (w cyklu rocznym, czasem nieco dłuższym) i przejściu na wyłączne zasilanie z poziomów wodonośnych, których alimentacja wykazuje rytm wieloletni. W takich sytuacjach tempo sczerpywania zasobów ulega znacznej redukcji, a gradient ich odnawialności jest również niewielki. W związku z tym do identyfikacji genetycznych estymatorów niżówki głębokiej przydatny będzie niemalejący rozkład miesięcznych minimów przepływu w okresie wieloletnim (rys. 9). Moment zmiany reżimu zbiorników wód podziemnych winien objawiać się punktem załamania w dolnej części



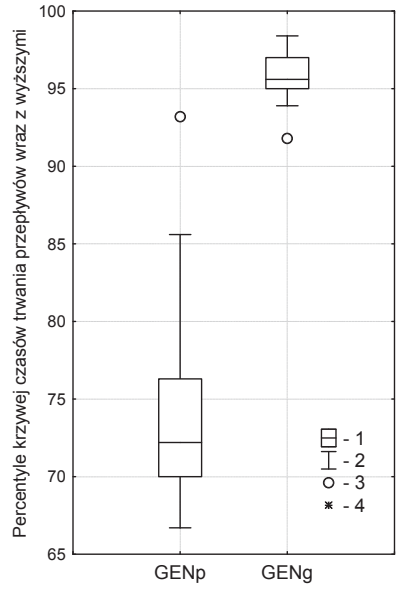
Rys. 8. Przykłady niemalejących szeregów rocznych minimów przepływu (1951–2002).
GENp – genetyczny estymator poziomu odcięcia niżówki płytkiej.
Examples of non-decreasing series of minimum flow at annual step (1951–2002).
GENp – genetic estimator of the threshold level for a minor hydrological drought.



Rys. 9. Przykłady niemalejących szeregów miesięcznych minimów przepływu (1951–2002). GENg – genetyczny estymator poziomu odcięcia niżówki głębokiej.

Examples of non-decreasing series of minimum flow at monthly step (1951–2002). GENg – genetic estimator of the threshold level for a severe hydrological drought.

wykresu. W przypadku dużej krzywizny w tej części rozkładu można go określić na podstawie punktu przecięcia stycznych lub miejsca, w którym krzywa gwałtownie „ucieka w dół" od tendencji liniowej, reprezentowanej przez środkową część krzywej. Genetyczne estymatory tej fazy niżówki (GENg) udało się jednoznacznie zidentyfikować w całej grupie badanych zlewni (zał. 1).



Rys. 10. Rozkłady genetycznych estymatorów niżówki płytkiej (GENp) i głębokiej (GENg) na krzywych sum czasów trwania przepływów wraz z wyższymi.
1 – zakres zmienności ograniczony pierwszym i trzecim kwartylem, wewnątrz mediana; 2 – zakres nieodstających w obrębie 1 odchylenia międzykwartylowego; 3 – wartości odstające do 1,5 odchylenia międzykwartylowgo; 4 – wartości ekstremalne powyżej 1,5 odchylenia międzykwartylowego.

Distribution of genetic estimators of the threshold level for a minor (GENp) and severe (GENg) hydrological drought on the flow duration curve.
1 – range between first and third quartile, median inside; 2 – range limited by 1 quartile deviation; 3 – outliers under 1.5 quartile deviation; 4 – extremes over 1.5 quartile deviation.

Oszacowanym rzędnym genetycznych estymatorów poszczególnych faz rozwoju niżówki przypisano wartości percentyli z krzywych sum czasów trwania przepływów wraz z wyższymi (rys. 10). Jak łatwo zauważyć, genetyczny początek niżówki płytkiej w połowie przypadków oscyluje w granicach 70–75%. Mediana na poziomie 72% wskazuje, że często używana charakterystyka przepływu niżówkowego oparta na percentylu Q_{70} bardzo dobrze aproksymuje zjawisko wchodzenia przepływów w płytki etap niżówki (por. rozdz. 2). Zaobserwowana na wykresie wartość odstająca dotyczy Neru i jest efektem znacznego wyrównywania przepływów w tej zlewni, wywołanego gospodarką wodno-ściekową aglomeracji łódzkiej. Problem ten zostanie dokładniej omówiony w dalszej części opracowania. W przypadku niżówki głębokiej uzyskane wartości zawierają się w bardzo wąskim przedziale i wskazują, iż 95 percentyl z krzywej czasów trwania przepływu jest bardzo dobrym estymatorem omawianej fazy przepływu niżówkowego.

W celu zbadania zbieżności wyników uzyskanych metodą genetyczną z innymi stosowanymi dotąd wskaźnikami dokonano oszacowania pozostałych przepływów charakterystycznych (zał. 1). Względne odchylenie obliczonych wartości progowych od estymatorów genetycznych uzyskano ze wzoru:

$$\mathrm{DevGENp,g} = \frac{\left|\mathrm{X} - \mathrm{GENp,g}\right|}{\mathrm{GENp,g}} \cdot 100\% \qquad (2)$$

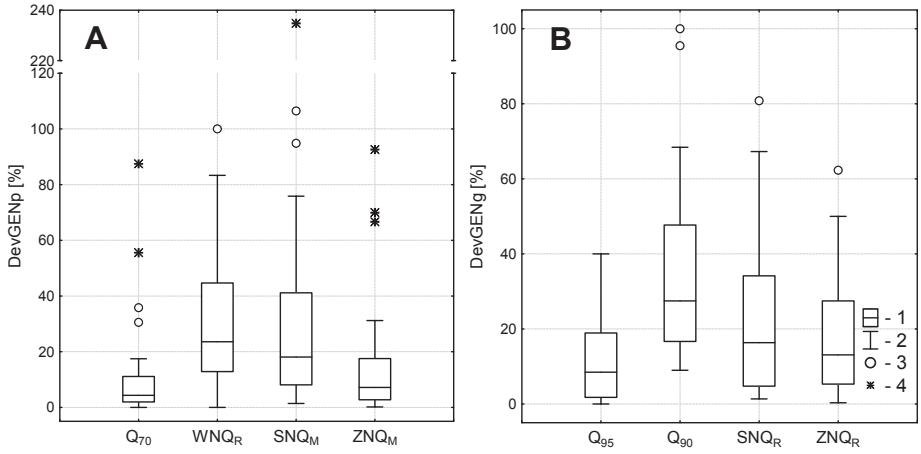
gdzie:

DevGENp, g – względne odchylenie od genetycznego estymatora niżówki płytkiej lub głębokiej,

X – rzędna wartości progowej niżówki (jeden z przepływów charakterystycznych),

GENp, g – rzędna genetycznego estymatora niżówki płytkiej lub głębokiej.

W odniesieniu do płytkiej fazy niżówki najlepsze wyniki uzyskuje się, stosując kryterium oparte na 70. percentylu z krzywej czasów trwania przepływu wraz z wyż-



Rys. 11. Rozkład względnych odchyleń wartości progowych od genetycznego estymatora niżówki płytkiej (A) i głębokiej (B).

DevGENp, g – względne odchylenie od genetycznego estymatora niżówki płytkiej lub głębokiej; $Q_{70,\ 90,\ 95}$ – percentyl rzędnej z krzywej czasów trwania przepływu wraz z wyższymi; WNQ – wysoki niski przepływ; SNQ – średni niski przepływ; ZNQ – zwyczajny niski przepływ; R – obliczenia dokonywane w kroku rocznym; M – obliczenia dokonywane w kroku miesięcznym; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of the relative deviations of threshold values from genetic estimators for a minor (A) and severe (B) hydrological drought.

DevGENp, g – relative deviation from genetic estimator for minor or severe hydrological drought; $Q_{70,\ 90,\ 95}$ – percentile of the flow duration curve; WNQ – maximum low flow; SNQ – mean low flow; ZNQ – median low flow; R – annual time step; M – monthly time step; numerals 1–4 – see fig. 10.

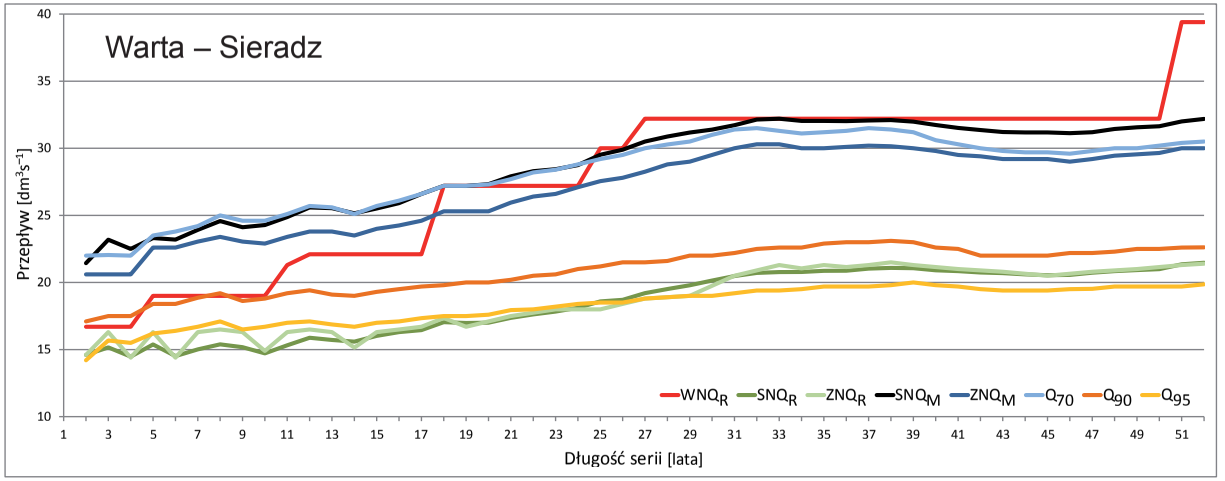
szymi (rys. 11A). Przeciętne odchylenie od estymatora genetycznego osiąga tu jedynie 4,5%, zaś w 75% uzyskanych wyników nie przekracza ono 11%. Skrajnie odstająca wartość zanotowana została w przypadku Neru i wiąże się ze wzmiankowanymi wcześniej działaniami gospodarki komunalnej. Pozostałe 3 odstające wartości odchylenia nie przekraczają 60%. Najbardziej zmienne jest kryterium SNQ_M, dla którego błędy mogą dochodzić nawet do 240%. Ogólnie rzecz biorąc, charakterystyki niezależne od skrajnych wartości rozkładu (Q_{70}, ZNQ_M) znacznie lepiej odzwierciedlają genetyczny próg niżówki płytkiej. W przypadku niżówki głębokiej najmniejsze odchylenie od estymatora genetycznego zanotowano dla kryterium Q_{95} (rys. 11B). Przeciętny błąd jest jednak nieco wyższy niż w przypadku niżówek płytkich, gdyż wynosi 8,5%. W stosunku do pozostałych kryteriów Q_{95} odznacza się jednak najmniejszym rozrzutem w próbce oraz brakiem wartości odstających.

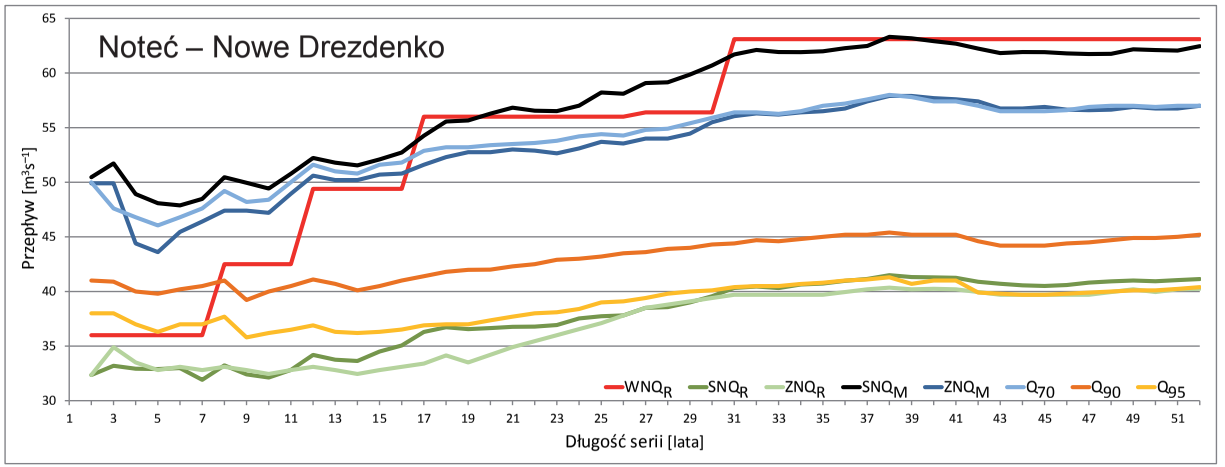
W świetle powyższych analiz wartości progowe pochodzące z krzywej czasów trwania przepływów (Q_{70}, Q_{95}) wydają się najprecyzyjniej odzwierciedlać rzędne genetycznych estymatorów niżówek rzecznych. Należy jednak zaznaczyć, iż teza ta jest zweryfikowana wyłącznie dla zlewni wyżynnych, nizinnych i pojeziernych o dowolnej wielkości. W przypadku obszarów górskich wymaga ona potwierdzenia.

5.1.2. Uwarunkowania czasowe

Wyniki uzyskiwane w badaniach hydrologicznych w znacznej mierze zależą od przyjętego okresu obserwacyjnego. Przyczyny techniczne, ograniczenia finansowe czy zastrzeżenia merytoryczne sprawiają, że analizy prowadzone są na szeregach czasowych o różnej długości i często niepokrywających się ze sobą. Zatem jednym z warunków konstrukcji dobrego kryterium identyfikacji niżówki winna być jego mała zmienność w przypadku wydłużania lub skracania (w praktyce) długości szeregu obserwacyjnego, tak aby uzyskiwane wyniki były porównywalne i dawały wiarygodną informację dla potrzeb gospodarki wodnej.

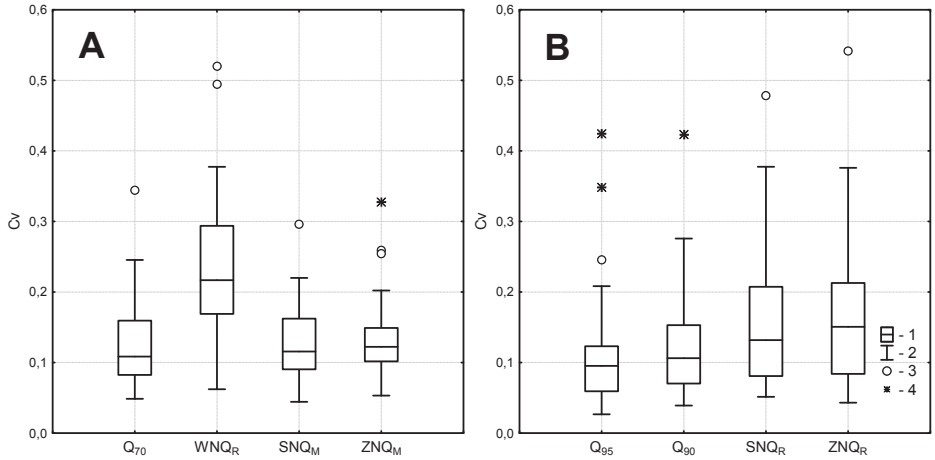
Zależność rzędnej przepływu granicznego od długości okresu obserwacyjnego zaprezentowano na przykładzie dwóch zlewni (rys. 12). Szczególną uwagę zwraca niestabilność przepływu WNQ_R, który jest bardzo zmienny, dopóki nie osiągnie pułapu docelowej rzędnej. Choć i tu, nawet po półwiecznej serii obserwacyjnej, może dojść do kolejnego gwałtownego skoku przepływu granicznego (np. Warta – Sieradz). Właściwości statystyczne przepływu WNQ_R sprawiają, że jego zmiany w dłuższym okresie mają charakter skokowy, przy czym „skok" może sięgnąć nawet 20% ogólnej sumy przepływu. Sprawia to, że analizy oparte na krótszych okresach przed skokiem i zaraz po nim są praktycznie nieporównywalne. Ponadto, przy seriach krótkich (w badanych zlewniach od 3 do 10 lat) kryterium to przyjmuje rzędne odpowiadające fazie niżówki głębokiej





Rys. 12.
Przebieg zmian granicznych wartości niżówki wraz z wydłużaniem serii obserwacyjnej (1951–2002).
Ozn. jak na rys. 11.

Course of changes in thresholds of low-flow during lengthening of the observation period (1951–2002).
Sign. – see fig. 11.



Rys. 13. Rozkład współczynnika zmienności w grupie kryteriów estymujących fazę niżówki płytkiej (A) i głębokiej (B).
Ozn. jak na rys. 11.

Distribution of the variation coefficient of threshold levels for a minor (A) and severe (B) hydrological drought.
Sign. – see fig. 11.

i dopiero w dłuższym horyzoncie czasowym wkracza w strefę właściwą dla niżówek płytkich.

Pozostałe kryteria nie wykazują tak drastycznych zmian w przebiegu czasowym, a te obserwowane mają charakter ciągły, właściwy dla danej fazy rozwoju niżówki. Warto zauważyć, iż większość z nich wykazuje quasi-stabilizację przy seriach 30-letnich i dłuższych (rys. 12). Jest to zatem jeszcze jeden dowód na poparcie coraz powszechniejszej tezy, iż wiarygodna i miarodajna seria obserwacji hydrologicznych winna obejmować okres co najmniej 30 lat. Dobrym estymatorem stabilności kryterium identyfikacyjnego w miarę wydłużania serii obserwacyjnej może być współczynnik zmienności, definiowany jako iloraz odchylenia standardowego i średniej arytmetycznej (por. podrozdz. 5.5, wzór 16). W odniesieniu do niżówki płytkiej największą „odporność" na wydłużanie ciągu obserwacyjnego wykazuje kryterium Q_{70} (rys. 13A, zał. 1). Przeciętna zmienność na poziomie nieco przekraczającym 0,1 gwarantuje wysoką porównywalność uzyskiwanych wyników. Wartość odstająca, powtarzająca się także we wszystkich pozostałych kryteriach, dotyczy zlewni Kiełbaski. Duża zmienność jest tu efektem działalności górnictwa odkrywkowego okolic Konina. Systematyczne odwadnianie kolejnych wyrobisk, jak również przekładanie niektórych odcinków rzek doprowadziło do istotnego wzrostu masy odpływu i jego dynamiki na przestrzeni ostatnich dziesięcioleci. Postawione wcześniej wnioski dotyczące niestabilności WNQ_R znajdują swoje odzwierciedlenie w najwyższych wartościach współczynnika zmienności

spośród wszystkich kryteriów. W fazie niżówki głębokiej największą stabilność wykazuje kryterium Q_{95} (rys. 13B, zał. 1). Jego przeciętna zmienność nie przekracza 0,1, a wartość maksymalnie odstająca, podobnie jak poprzednio, dotyczy zlewni Kiełbaski.

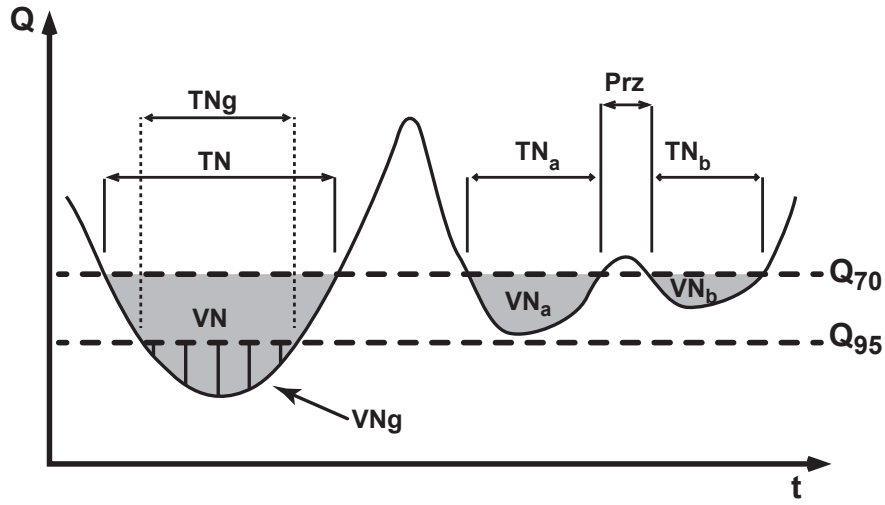
Warto zauważyć, że ogólny poziom stabilności estymatorów niżówki zarówno w fazie płytkiej, jak i głębokiej jest bardzo podobny, gdyż absolutny przedział zmienności zawiera się w granicach 0,05–0,55. Największą stabilność wykazały kryteria Q_{70} i Q_{95}, pochodzące z krzywej sum czasów trwania przepływów. Jednak w konkluzji należy stwierdzić, iż pod względem zmienności czasowej do identyfikacji granic niżówek płytkich zdecydowanie nie nadaje się kryterium WNQ_R, a przy estymacji głębokiej fazy niżówki lepiej stosować kryteria oparte na krzywej czasów trwania przepływu niż minimach rocznych.

5.2. Główne obszary badawcze

W świetle analizy kryteriów identyfikacji niżówek rzecznych przyjęto, iż wartością progową niżówki całkowitej, zwaną dalej w opracowaniu niżówką, będzie przepływ odpowiadający 70. percentylowi z krzywej czasów trwania przepływu wraz z wyższymi (Q_{70}). Dodatkowo oceniana będzie faza niżówki głębokiej, o ile wystąpiła, oraz jej udział w niżówce całkowitej. Dla niej kryterium identyfikacyjne zostało ustalone na poziomie rzędnej 95. percentyla (Q_{95}).

Celem niniejszej pracy jest ocena wieloletniej i sezonowej dynamiki niżówek w wybranych rzekach środkowej Polski. Zamierzony cel będzie realizowany w 3 obszarach badawczych:

1. **Ocena zmienności niedoborów odpływu niżówkowego.** Przyjęto założenie, iż do analizy tego zagadnienia niezbędna jest pełna informacja o niedoborach odpływu w skali wielolecia. W związku z tym wzięto pod uwagę wszystkie okresy, w których przepływy dobowe były niższe od zdefiniowanej wartości progowej, bez względu na ich długość. Objętości niedoborów odpływu oszacowano w przedziałach miesięcznych, identyfikując odpowiadającą im liczbę dni z przepływem niżówkowym. Analizy statystyczne przeprowadzono procedurami uwzględniającymi zmienność zjawiska w kroku miesięcznym i rocznym.
2. **Ocena dynamiki rozwoju epizodów niżówkowych.** W identyfikacji epizodów niżówkowych brano pod uwagę kryterium rzędnej (zdefiniowane powyżej) oraz odciętej, uwzględniające minimalną długość niżówki oraz warunki agregacji epizodów sąsiadujących. Przyjęto, że niżówka (całkowita) to okres z przepływem niższym od progowego (Q_{70}), trwający co najmniej 7 dni (rys. 14). Fazę niżówki głębokiej uznawano za istotną i brano pod uwagę wtedy, gdy przepływ utrzymywał się poniżej wartości progowej (Q_{95}) przez



Rys. 14. Kryteria identyfikacji i podstawowe parametry epizodów niżówkowych.
Q_{70} – wartość progowa niżówki (70. percentyl krzywej czasów trwania przepływów wraz z wyższymi); Q_{95} – wartość progowa fazy niżówki głębokiej (95. percentyl krzywej czasów trwania przepływów wraz z wyższymi); TN – czas trwania niżówki (min. 7 dni); TNg – czas trwania fazy niżówki głębokiej (min. 5 dni); VN – objętość niedoboru odpływu niżówki; VNg – objętość niedoboru odpływu w fazie niżówki głębokiej; Prz – przerwa niepowodująca rozdzielenia epizodu niżówkowego (maks. 3 dni); $TN_{a, b}$ – czasy trwania niżówek podlegające sumowaniu w obrębie jednego epizodu; $VN_{a, b}$ – objętości niedoboru odpływu niżówki podlegające sumowaniu w obrębie jednego epizodu.

Criteria of identification and basic parameters of low-flow episodes.
Q_{70} – threshold level for low-flow (70. percentile on flow duration curve); Q_{95} – threshold level for severe phase of low-flow (95. percentile on flow duration curve); TN – low-flow duration (min 7 days); TNg – duration of severe phase of low-flow (min 5 days); VN – streamflow deficit volume; VNg – streamflow deficit volume of severe phase; Prz – insignificant break of low-flow episode (max 3 days); $TN_{a, b}$ – low-flow duration segments, cumulated inside one episode; $VN_{a, b}$ – streamflow deficit volumes, cumulated inside one episode.

co najmniej 5 dni. W obu przypadkach, jeśli sąsiadujące epizody rozdzielał okres z przepływem większym od wartości progowej, lecz nie dłuższym niż 3 dni, to niżówki te traktowano jako jedno zdarzenie, sumując objętości niedoboru odpływu i czasy ich trwania. Ocenie poddano różne charakterystyki obrazujące tempo rozwoju i zaniku niżówki, a w przypadku analiz czasowych epizody lokalizowano na osi czasu dokładnie w miejscach ich występowania (data). Przy ocenie prawdopodobieństwa pojawiania się niżówek o maksymalnej objętości i czasie trwania uwzględniono postulat Zelehasic i Salvai (1987), polegający na odrzucaniu tych epizodów, których objętość nie przekracza 0,5% największej zaobserwowanej niżówki.

3. **Typologia reżimu odpływu niżówkowego.** W oparciu o analizę składowych głównych i metodę skupień dokonano próby identyfikacji najistotniejszych

cech determinujących dynamikę przepływów niżówkowych w środkowej Polsce. W efekcie grupowania wydzielono typy zmienności wieloletniej oraz sezonowej reżimu przepływów niżówkowych, dokonano interpretacji ich właściwości oraz przeprowadzono analizę przestrzennego rozmieszczenia zidentyfikowanych klas typologicznych w rzekach środkowej Polski.

5.3. Parametry związane z oceną niedoborów odpływu niżówkowego

Podstawą wszelkich obliczeń było oszacowanie niedoborów odpływu niżówkowego w kroku dobowym. W dniach, w których przepływ spadał poniżej wartości granicznej, określano objętość wody brakującej do rzędnej odcięcia:

- **Vn** [tys. m^3] – objętość niedoboru odpływu niżówkowego, w tym **Vng** – objętość niedoboru w fazie niżówki głębokiej;
- **VnR (VnRg)** – suma roczna niedoboru odpływu niżówkowego (w fazie niżówki głębokiej), **VnZ (VnZg)** – suma niedoborów odpływu niżówkowego półrocza zimowego (w fazie niżówki głębokiej), **VnL (VnLg)** – suma niedoborów odpływu niżówkowego półrocza letniego (w fazie niżówki głębokiej), **VnM (VnMg)** – suma miesięczna niedoborów odpływu niżówkowego (w fazie niżówki głębokiej).

Parametrem towarzyszącym była liczba dni z przepływem niżówkowym **(Ln)**:

- **LnR (LnRg)** – roczna liczba dni z przepływem niżówkowym (w fazie niżówki głębokiej), **LnZ (LnZg)** – liczba dni z przepływem niżówkowym w półroczu zimowym (w fazie niżówki głębokiej), **LnL (LnLg)** – liczba dni z przepływem niżówkowym w półroczu letnim (w fazie niżówki głębokiej), **LnM (LnMg)** – miesięczna liczba dni z przepływem niżówkowym (w fazie niżówki głębokiej).

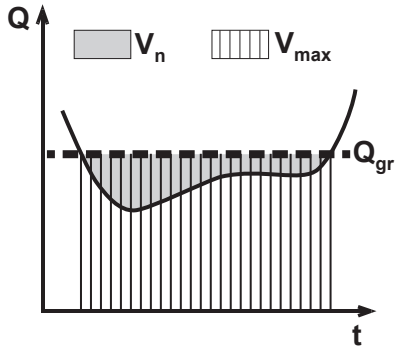
W celu zapewnienia porównywalności uzyskanych wyników w zlewniach o różnych powierzchniach, jak również możliwości odniesienia ich do struktury bilansu wodnego, niedobory odpływu zostały przedstawione w postaci wskaźnika (warstwy):

$$Hn = \frac{Vn}{A} \tag{3}$$

gdzie:

Hn – wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego [mm],
Vn – objętość niedoboru odpływu niżówkowego [tys. m^3],
A – powierzchnia zlewni [km^2].

- **HnR** – wskaźnik roczny, **HnZ** – wskaźnik w półroczu zimowym, **HnL** – wskaźnik w półroczu letnim, **HnM** – wskaźnik miesięczny.



Rys. 15. Graficzna ilustracja obliczania względnego deficytu odpływu niżówkowego.
V_n – objętość niedoboru odpływu niżówkowego [tys. m^3]; V_{max} – objętość maksymalnego możliwego niedoboru odpływu niżówkowego w danym okresie, tzn. takiego, w którym rzędna przepływu rzecznego wynosi 0 [tys. m^3].

Graphical illustration of a relative drought streamflow deficit estimation.
V_n – drought streamflow deficit volume [th. m^3]; V_{max} – maximum possible streamflow deficit volume during investigated period, i.e. when discharge value is equal 0 [th. m^3].

Natężenie niedoborów odpływu niżówkowego oceniono w oparciu o charakterystykę, zdefiniowaną jako deficyt względny:

$$DWn = \frac{Vn}{Vmax} \cdot 100\% \qquad (4)$$

gdzie:

DWn – deficyt względny odpływu niżówkowego [%],
Vn – objętość niedoboru odpływu niżówkowego [tys. m^3],
Vmax – objętość maksymalnego możliwego niedoboru odpływu niżówkowego w danym okresie, tzn. takiego, w którym rzędna przepływu rzecznego wynosi 0 [tys. m^3].

Warto zauważyć, iż prezentowana miara waloryzuje nie tylko natężenie zjawiska deficytu, ale wskazuje również na stopień zdrenowania zasobów zlewni kształtowanych przy przepływach niżówkowych, gdyż przy wartości wskaźnika równej 100% w korycie nie powinien już zachodzić przepływ (rys. 15). Miara ta może zatem służyć za estymator stopnia surowości suszy hydrologicznej. Ponadto zapewnia ona pełną porównywalność wyników w zlewniach różnej wielkości i jest przydatna w analizach niżówek pojawiających się wzdłuż rzek tranzytowych, gdyż bazuje wyłącznie na obserwacjach pochodzących z danego przekroju pomiarowego.

- **DWnR (DWnRg)** – względny deficyt roczny (w fazie niżówki głębokiej), **DWnZ (DWnZg)** – względny deficyt w półroczu zimowym (w fazie niżówki głębokiej), **DWnL (DWnLg)** – względny deficyt w półroczu letnim (w fazie niżówki głębokiej), **DWnM (DWnMg)** – względny deficyt miesięczny (w fazie niżówki głębokiej).

Bardzo interesującym zagadnieniem jest ocena znaczenia niedoborów odpływu pojawiających się w czasie, gdy susza hydrologiczna jest w pełnej fazie rozwoju i zaczynają być drenowane trudnosczerpywalne rezerwy wód podziemnych.

Ich udział w ogólnej sumie niedoborów oszacowano na podstawie współczynnika niedoboru odpływu głębokiej fazy niżówki:

$$WnG = \frac{VnG}{Vn} \cdot 100\% \quad (5)$$

gdzie:

WnG – współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej [%],
Vng – objętość niedoboru odpływu w fazie niżówki głębokiej [tys. m^3],
Vn – objętość niedoboru odpływu niżówkowego [tys. m^3].

Interpretacja skonstruowanej miary jest stosunkowo prosta. Wartości współczynnika bliskie 100% wskazują, iż recesja przepływu jest na tyle szybka, że zlewnia błyskawicznie przechodzi przez fazę niżówki płytkiej i po krótkim czasie wchodzi w fazę niżówki głębokiej. Proces wzrostu przepływu (faza odbudowywania zasobów) ma wtedy równie szybkie tempo, co proces opadania. Wartości oscylujące wokół 50% będą wskazywały na równowagę w drenowaniu zasobów płytkich i głębokich, zaś bliskie 0% będą oznaczać, że zlewnia praktycznie nie jest zagrożona sczerpywaniem głębokich rezerw wód podziemnych. Zatem wielkości uzyskiwanych współczynników zależeć będą istotnie od struktury hydrogeologicznej zlewni oraz reżimu zbiorników strefy aktywnej wymiany. Warto jednak podkreślić, iż prezentowana miara nie jest w żadnym razie estymatorem zasobności wodnej zlewni, a wskazuje jedynie, jakiego typu zbiorniki wód podziemnych odgrywają znaczącą rolę w formowaniu przepływów niżówkowych.

- **WnGR** – roczny współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej, **WnGZ** – współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej w półroczu zimowym, **WnGL** – współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej w półroczu letnim.

Ocenie poddano również wieloletnią częstotliwość pojawiania się niedoborów odpływu niżówkowego. Miara ta powstaje przez podzielenie liczby lat, w których występowały przepływy niżówkowe przez ogólną liczbę lat badanego okresu:

- **CznR** [%] – roczna częstotliwość pojawiania się przepływów niżówkowych, **CznZ** – częstotliwość pojawiania się przepływów niżówkowych w półroczu zimowym, **CznL** – częstotliwość pojawiania się przepływów niżówkowych w półroczu letnim, **CznM** – częstotliwość pojawiania się przepływów niżówkowych w danym miesiącu. Zdefiniowane charakterystyki obliczone zostały również dla fazy niżówki głębokiej: **CznRg**, **CznZg**, **CznLg**, **CznMg**.

Relacje pomiędzy niedoborami odpływu niżówkowego, kształtowanymi w sezonie letnim i zimowym, oceniono na podstawie sezonowego współczynnika niedoboru odpływu półrocza letniego:

$$SWNL = \frac{VnL}{VnR} \cdot 100\% \quad (6)$$

gdzie:

SWNL – sezonowy współczynnik niedoboru odpływu półrocza letniego [%],
VnL – objętość niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim [tys. m^3],
VnR – roczna objętość niedoboru odpływu niżówkowego [tys. m^3].

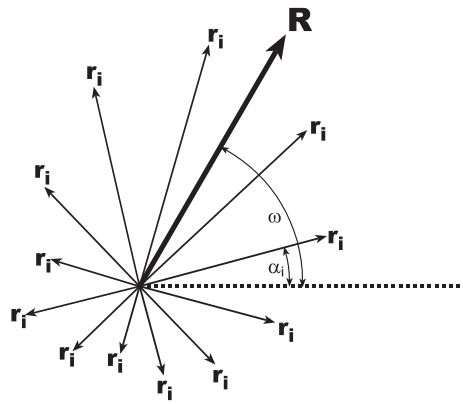
Wartości współczynnika oscylujące wokół 50% oznaczają równowagę w kształtowaniu niedoborów odpływu niżówkowego w obu półroczach. Wzrost współczynnika wskazuje na przewagę niedoborów letnich, a przy 100% – na ich absolutny brak w półroczu zimowym. Spadek współczynnika oznacza dominację sezonu zimowego w kształtowaniu przepływów niżówkowych, natomiast wartość 0% wskazuje na brak niżówek letnich. Oczywiście możliwe jest również oszacowanie udziału niedoborów półrocza zimowego w rocznej sumie deficytu odpływu, jednak w praktyce uzyskane wyniki charakteryzują się jedynie odwróceniem skali wartości w stosunku do SWNL. Dlatego do dalszych analiz przyjęto tylko pierwszy z przedstawionych współczynników. Analogiczną charakterystykę obliczono dla fazy niżówki głębokiej – **SWNLg**.

Z uwagi na dużą nieregularność omawianego zjawiska, analizy sezonowe opierające się na interwałach miesięcznych są niekiedy mocno utrudnione. Dlatego dobrym rozwiązaniem może być zastosowanie wskaźników kompleksowej oceny zmienności sezonowej. Do oszacowania stopnia nierównomierności rocznego przebiegu niedoborów odpływu niżówkowego, jak też pory ich koncentracji, można wykorzystać metodykę bazującą na miarach kątowych, zaproponowaną przez Markhama (1970) do analizy sezonowej zmienności opadów atmosferycznych w USA. Po pewnych przekształceniach metodycznych zaproponowano dwie miary sezonowości niedoborów odpływu niżówkowego: indeks sezonowości (**IS**) oraz wskaźnik pory koncentracji (**WPK**) suszy hydrologicznej. Obie charakterystyki powstają przy założeniu, że miesięczna objętość niedoboru odpływu niżówkowego reprezentowana jest przez wektor (r_i) o długości proporcjonalnej do objętości tegoż niedoboru i kącie nachylenia (α_i), uzależnionym od położenia środka danego miesiąca względem początku roku hydrologicznego:

$$\alpha_i = \frac{360 \cdot S}{365} \quad (7)$$

gdzie:

α_i – kąt nachylenia środka miesiąca *i* względem początku roku hydrologicznego,
S – liczba dni pomiędzy początkiem roku hydrologicznego a środkiem danego miesiąca.



Rys. 16. Idea konstrukcji miar sezonowości Markhama.

r_i – wektor reprezentujący niedobór odpływu niżówkowego w miesiącu *i*; R – wektor wypadkowy dla wektorów r_i; α_i – kąt reprezentujący położenie środka miesiąca względem początku roku hydrologicznego; ω – kąt wskazujący termin pory koncentracji suszy hydrologicznej względem początku roku hydrologicznego.

Idea of Markham's seasonal indices.

r_i – vector showing streamflow deficit volume in month *i*; R – resultant vector for vectors r_i; α_i – angle showing midpoint position of the month; ω – angle showing point of time concentration of a hydrological drought in relation to the beginning of a hydrological year.

W wyniku zastosowania tej procedury powstaje 12 wektorów, dla których można wyznaczyć wektor wypadkowy R o module |R| i kierunku ω (rys. 16). Dzieląc długość wektora wypadkowego |R| przez sumę długości wektorów cząstkowych $|r_i|$, można obliczyć indeks sezonowości:

$$IS = \frac{|R|}{\sum_{i=1}^{12} |r_i|} \cdot 100\% \qquad (8)$$

gdzie:

IS – indeks sezonowości suszy hydrologicznej,

R – wektor wypadkowy dla wektorów r_i,

r_i – wektor reprezentujący niedobór odpływu niżówkowego w miesiącu *i*.

Zdefiniowany wskaźnik przyjmuje wartości z przedziału 0–100%, a wraz z jego wzrostem rośnie stopień sezonowości suszy hydrologicznej. Warto zwrócić uwagę, że wynik równy 0% oznaczać może nie tylko idealną równomierność niedoboru odpływu niżówkowego w ciągu 12 miesięcy, lecz również sytuację, w której susza hydrologiczna występuje jedynie w dwóch przeciwstawnych miesiącach (np. styczeń i lipiec). Oba przypadki mają charakter skrajny i teoretyczny, jednak wskazują na konieczność uważnej interpretacji uzyskiwanych wyników.

Kąt nachylenia wektora wypadkowego R (ω) jest estymatorem pory koncentracji suszy hydrologicznej (rys. 16), której wskaźnik oblicza się według wzoru:

$$WPK = \operatorname{arctg}\left(\frac{\sum_{i=1}^{12}|r_i|\cos\alpha_i}{\sum_{i=1}^{12}|r_i|\sin\alpha_i}\right)\cdot\frac{365}{360} \qquad (9)$$

gdzie:

WPK – wskaźnik pory koncentracji hydrologicznej,

α_i – kąt nachylenia środka miesiąca *i* względem początku roku hydrologicznego,

r_i – wektor reprezentujący niedobór odpływu niżówkowego w miesiącu *i*.

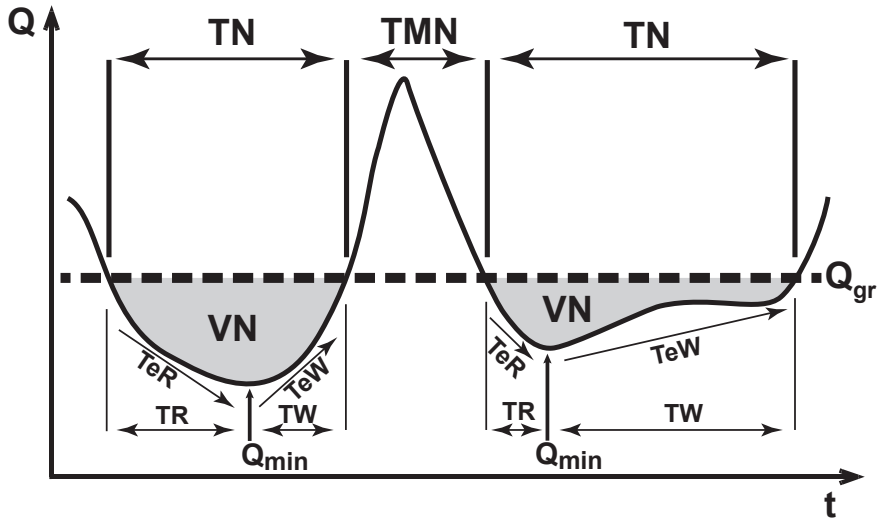
Charakterystyka, jaką jest WPK, wskazuje na termin koncentracji objętości niedoboru odpływu niżówkowego (w dobach względem początku roku hydrologicznego) i nie należy jej utożsamiać z okresem występowania suszy hydrologicznej o maksymalnym natężeniu lub największym sumarycznym deficycie odpływu. W połączeniu z indeksem sezonowości pozwala ona ocenić nie tylko porę koncentracji suszy hydrologicznej, ale również jej siłę, która ma istotne znaczenie przy ocenach reżimu niżówkowego rzek.

Warto dodać, że oba wskaźniki pozwalają na porównywanie pory i stopnia koncentracji różnych elementów cyklu oraz składowych bilansu wodnego. W literaturze polskiej znalazły one zastosowanie przy ocenie sezonowej opadów atmosferycznych (Kożuchowski, Wibig 1988), odpływu podziemnego (Tomaszewski 2001, 2007d), odpływów niskich (Bartnik 2005) czy odpływu całkowitego (Jokiel, Bartnik 2001, Bartnik, Tomaszewski 2006). Dokonano również próby oceny tego zagadnienia w odniesieniu do niedoborów odpływu niżówkowego dla próbki kilkunastu małych zlewni nizinnych (Tomaszewski 2009a).

5.4. Parametry dynamiki rozwoju epizodów niżówkowych

Przyjmując kryteria przedstawione w podrozdziale 5.2, dokonano identyfikacji epizodów niżówkowych w badanych zlewniach. Każdemu z nich przypisano dwa podstawowe parametry, tj. objętość **VN** (wzór 1) oraz czas trwania (**TN**) niżówki (rys. 17). Podobne charakterystyki obliczono również dla fazy niżówki głębokiej: **VNg** oraz **TNg**. Oszacowano także deficyty względne niżówki (**DWN**, **DWNg** – wzór 4).

Zagadnienie częstości występowania niżówek było poruszane w literaturze niejednokrotnie. Autorzy dokonywali zazwyczaj zabiegu polegającego na zliczaniu obserwowanych zdarzeń w przyjętych z góry interwałach czasowych, jak rok lub



Rys. 17. Parametry epizodu niżówkowego i dynamiki jego rozwoju.

Q_{gr} – przepływ graniczny; VN – objętość niżówki; TN – czas trwania niżówki; TMN – odstęp międzyniżówkowy; Q_{min} – minimalny przepływ niżówki; TR – czas recesji przepływu niżówkowego; TW – czas wzrostu przepływu niżówkowego; TeR – tempo recesji odpływu niżówkowego; TeW – tempo wzrostu odpływu niżówkowego.

Parameters of low-flow episode and dynamics of its progression.

Q_{gr} – threshold level; VN – low-flow volume; TN – low-flow duration; TMN – inter-low-flow spacing; Q_{min} – minimal discharge during low-flow episode; TR – low-flow discharge recession time; TW – low-flow discharge rise time; TeR – low-flow discharge recession rate; TeW – low--flow discharge rise rate.

półrocze. Można jednak do tego zagadnienia podejść w inny sposób. Aby nie tracić informacji o rzeczywistej lokalizacji epizodów występujących na skali czasowej, można zdefiniować charakterystykę obrazującą odstęp czasowy pomiędzy kolejnymi okresami niżówkowymi, nazywając ją odstępem międzyniżówkowym (**TMN**) i wyrazić w dobach (rys. 17). Wieloletnia ocena zmian tej charakterystyki może nie tylko dać odpowiedź na pytanie, czy obserwowany jest wzrost lub spadek częstości niżówek, lecz również pozwolić na ewentualną waloryzację tego zjawiska. Na podstawie odstępu międzyniżówkowego można bowiem skonstruować względną miarę częstości występowania niżówek nazwaną wskaźnikiem gęstości niżówek:

$$WGN = \frac{ŚrTMN}{ŚrTN} \tag{10}$$

gdzie:

WGN – wskaźnik gęstości niżówek,
ŚrTMN – średni odstęp międzyniżówkowy [dni],
ŚrTN – średni czas niżówki [dni].

Charakterystyka ta wskazuje, na ile przeciętnie przerwy między niżówkami są dłuższe od samych niżówek. Można dzięki niej uzyskać kilka nowych informacji o reżimie przepływów niżówkowych – zwłaszcza w odniesieniu do struktury czasowej pojawiania się zjawiska – które mogą być przydatne z punktu widzenia planowania gospodarki wodnej. Prezentowana miara może być obliczana dla okresów o dowolnej długości.

Kolejne charakterystyki uwzględniają fazę rozwoju i zaniku epizodu niżówkowego. Czas recesji przepływu (**TR**) definiowany jest jako odległość czasowa pomiędzy dobą, w której przepływ spadnie poniżej wartości granicznej i dobą, w której osiągnie wartość minimalną (rys. 17). Czas wzrostu przepływu (**TW**) mierzony jest natomiast od minimum przepływu (Q_{min}) do momentu, gdy przepływ przekroczy wartość graniczną. Dynamikę rozwoju epizodu niżówkowego można ocenić na podstawie tempa recesji odpływu:

$$TeR = \frac{q_{gr} - q_{min}}{TR} \tag{11}$$

gdzie:

TeR – tempo recesji odpływu [$dm^3s^{-1}km^{-2}d^{-1}$],
q_{gr} – rzędna odpływu granicznego [$dm^3s^{-1}km^{-2}$],
q_{min} – rzędna minimalnego odpływu niżówki [$dm^3s^{-1}km^{-2}$],
TR – czas recesji [dni].

Dynamikę zaniku epizodu niżówkowego opisuje tempo wzrostu odpływu:

$$TeW = \frac{q_{gr} - q_{min}}{TW} \tag{12}$$

gdzie:

TeW – tempo wzrostu odpływu [$dm^3s^{-1}km^{-2}d^{-1}$],
q_{gr} – rzędna odpływu granicznego [$dm^3s^{-1}km^{-2}$],
q_{min} – rzędna minimalnego odpływu niżówki [$dm^3s^{-1}km^{-2}$],
TW – czas wzrostu [dni].

W celu zachowania porównywalności wyników obliczonych dla zlewni o różnych powierzchniach, przepływy charakterystyczne wchodzące w skład powyższych równań przekształcono do postaci odpływów jednostkowych. Zdefiniowane charakterystyki obliczone zostały również dla fazy niżówki głębokiej: **TRg**, **TWg**, **TeRg**, **TeWg**.

W strukturze czasowej rozwoju epizodu niżówkowego bardzo istotną rolę odgrywa położenie przepływu minimalnego na osi czasu. Wskaźnik obrazujący tę cechę niżówki obliczony został według wzoru:

$$WP = \frac{TR}{TN} \tag{13}$$

gdzie:

WP – wskaźnik położenia minimalnego przepływu niżówki,
TR – czas recesji [dni],
TN – czas niżówki [dni].

Omawiany parametr przyjmuje wartości z przedziału 0–1. Interpretacja uzyskiwanych wyników jest stosunkowo prosta. Jeśli oszacowana wartość jest równa 0,5, to minimum przepływu (Q_{min}) położone jest dokładnie w środku okresu niżówkowego. Wartości niższe od 0,5 wskazują na położenie tego ekstremum bliżej początku niżówki, większe zaś – na jego obecność w drugiej połowie epizodu. W odniesieniu do fazy niżówki głębokiej parametr ten oznaczono jako **WPg**.

Kompleksową ocenę dynamiki epizodu niżówkowego zapewnia wskaźnik stabilności niżówki:

$$WSN = \frac{Q_{gr} - Q_{śr}}{Q_{gr} - Q_{min}} \tag{14}$$

gdzie:

WSN – wskaźnik stabilności niżówki,
Q_{gr} – przepływ graniczny niżówki [m^3s^{-1}],
$Q_{śr}$ – średni przepływ niżówki [m^3s^{-1}],
Q_{min} – minimalny przepływ niżówki [m^3s^{-1}].

Zakres zmienności tej charakterystyki także zawiera się w przedziale 0–1. Wartości bliskie 1 wskazują, że przepływy na początku niżówki gwałtownie spadają i utrzymują się na stałym, minimalnym poziomie aż do jej zakończenia; teoretycznie wartość 1 oznacza, że przepływ niżówkowy od początku do końca epizodu jest taki sam. Spadek wartości WSN oznacza coraz większą zmienność przepływu w trakcie epizodu niżówkowego. Ponadto, przepływy w fazie niżówki płytkiej zaczynają nabierać coraz większego znaczenia w porównaniu z jej fazą głęboką. W odniesieniu do fazy niżówki głębokiej miarę tę oznaczono jako **WSNg**.

5.5. Statystyczne miary zmienności parametrów niżówek

W trakcie prowadzonych analiz konieczne było odwołanie się do niektórych podstawowych cech rozkładu statystycznego badanych charakterystyk. Dlatego podane zostaną ich definicje oraz symbole użyte w dalszej części opracowania.

Przyjęto zasadę, iż symbol danej miary będzie dodawany jako przedrostek do nazwy zmiennej, której dotyczy. Na przykład średnia (Śr) w połączeniu z czasem niżówki (TN) stworzy średni czas niżówki – ŚrTN.

- Prosta średnia arytmetyczna N-elementowego zbioru charakterystyki x:

$$\text{Śr} = \frac{\sum_{i=1}^{N} x_i}{N} \tag{15}$$

- Mediana (Me) – wartość środkowa, dzieląca uporządkowany szereg zmiennej na połowy.
- Maksymalna wartość zmiennej w szeregu – Max
- Współczynnik zmienności:

$$Cv = \frac{OS}{\text{Śr}} \tag{16}$$

gdzie:

OS – odchylenie standardowe:

$$OS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} \left(x_i - \text{Śr}\, x\right)^2}{N}} \tag{17}$$

- Wskaźnik średniej zmiany z roku na rok, uwzględniający poza samym rozproszeniem elementów badanego ciągu także ich chronologiczny porządek:

$$Zm = \frac{\sum_{i-1}^{N-1} \left(x_{i+1} - x_i\right)}{N-1} \tag{18}$$

- Współczynnik korelacji liniowej Pearsona:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{N} \left(x_i - \text{Śr}\, x\right)\left(y_i - \text{Śr}\, y\right)}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^{N} \left(x_i - \text{Śr}\, x\right)^2\right]\left[\sum_{i=1}^{N} \left(y_i - \text{Śr}\, y\right)^2\right]}} \tag{19}$$

którego istotność statystyczną sprawdzono za pomocą testu t-Studenta:

$$t = r\sqrt{\frac{N-2}{1-r^2}} \tag{20}$$

- Współczynnik autokorelacji (RAj), będący współczynnikiem korelacji szeregu obserwacji x z nim samym, ale przesuniętym o określoną wartość opóźnienia *j*:

$$RA_j = \frac{\sum_{i=1}^{N-1}\left(x_i - Śr\,x_i\right)\left(x_{i+j} - Śr\,x_{i+j}\right)}{\left(N-1\right)\cdot OS_i \cdot OS_{i+j}} \tag{21}$$

którego błąd standardowy wynosi:

$$BSRA_j = \left[N^{-1}\left(1 + 2\sum_{i=1}^{j-1}\left[RA_i^2\right]\right)\right]^{-2} \tag{22}$$

a test istotności, w oparciu o statystykę Q Boxa-Ljunga, przy zadanym opóźnieniu *j*, która przy dużej liczbie obserwacji przybiera rozkład chi-kwadrat:

$$TRA_j = N\left(N-2\right)\sum_{i=1}^{j}\left[RA_i^2\left(N-1\right)^{-1}\right] \tag{23}$$

- Inercja niedoborów odpływu niżówkowego oceniona została na podstawie współczynnika autokorelacji przy przesunięciu równym j = 1 – **RA1**.
- Długość okresu „przenoszenia" informacji o formowaniu niedoborów odpływu niżówkowego oszacowana została na podstawie liczby przesunięć współczynnika autokorelacji w kolejnych krokach, w których był on efektywny, tzn. wielkość współczynnika przekraczała podwojoną wartość błędu standardowego (wzór 20). Zliczanie rozpoczynano przy przesunięciu j = 1, a kończono w momencie pierwszego napotkania wartości współczynnika autokorelacji niższego od wyznaczonej granicy – **LA**.

Podrozdział 5.5 przygotowano na podstawie: Kożuchowski 1985, Norcliffe 1986, Węglarczyk 1998, Mitosek 2003.

5.6. Kilka uwag o sposobach prezentacji wyników

Duża liczba ocenianych w pracy charakterystyk oraz związana z nimi mnogość wykresów, tabel i map wymaga krótkiego wprowadzenia. Dla ułatwienia analizy kolejnych zagadnień przyjęto, w większości przypadków, schemat prezentacji danych polegający na określonej sekwencji pojawiających się ilustracji.

Jako pierwszy przedstawiany jest wykres typu „box & whiskers", dzięki któremu oceniane są podstawowe właściwości statystyczne rozkładu analizowanej charakterystyki w badanych zlewniach. Zaznaczone na wykresie „pudełko" zawie-

ra 50% obserwacji badanej próbki. Rozdzielająca je linia wskazuje położenie mediany, a wystające z niego „wąsy" dochodzą do wartości oddalonych od górnego i dolnego kwartyla o 1 odchylenie kwartylowe. Poza ich zasięgiem pojawiają się niekiedy punkty odstające oraz ekstremalne, a granicę pomiędzy nimi wyznacza wartość odpowiadająca 1,5 odchylenia kwartylowego. Tego rodzaju diagramy zawierają znaczny ładunek informacji nie tylko o wartościach przeciętnych i dyspersji rozkładu, lecz również o elementach wyraźnie odstających od przeciętnej, wskazując jednocześnie na skalę tych odstępstw. Z uwagi na fakt, iż rozkład większości charakterystyk hydrologicznych cechuje się wyraźną asymetrią dodatnią, używanie mediany zamiast średniej oraz odchyleń kwartylowych zamiast standardowych uznano za uzasadnione, gdyż lepiej odzwierciedlają one właściwości skośnych szeregów statystycznych. Obok omawianych diagramów przedstawiono zestawienia tabelaryczne, ułatwiające porównanie bezwzględnych wartości prezentowanych miar pomiędzy wybranymi przekrojami wodowskazowymi.

Przestrzenne zróżnicowanie analizowanych charakterystyk przedstawiono na mapach. Poszczególne warstwy tematyczne wykonywano zazwyczaj w dwóch konwencjach. W zagadnieniach prezentowanych przy pomocy kartodiagramu podstawy sygnatur lokalizowano w miejscach występowania wodowskazów, przyporządkowując im numery odsyłające do stosownych tabel. Wykorzystywano również metodę kartogramu, w którym gęstość szrafu odpowiadała stopniu natężenia zjawiska. Zasięgi pól podstawowych wyznaczyły zgeneralizowane przebiegi działów wodnych zlewni autochtonicznych. W przypadku rzek tranzytowych przyjmowano założenie, że przedział wartości zmiennej obserwowanej na danym wodowskazie jest taki sam wzdłuż biegu rzeki, aż do pierwszego wodowskazu zlokalizowanego powyżej. Identyczne zasady podziału przestrzennego dorzeczy przyjmowano w odniesieniu do metody zasięgów. Należy podkreślić, iż prezentowane obrazy kartograficzne są efektem subiektywnej interpretacji wybranych charakterystyk reżimu przepływów niżówkowych w środkowej Polsce, a głównym zamierzeniem autora było wskazanie istnienia pewnego porządku przestrzennego analizowanych zjawisk. W związku z tym granice pojawiające się na mapach należy traktować jako strefy przejściowe wynikające z przyjętego podziału klasowego.

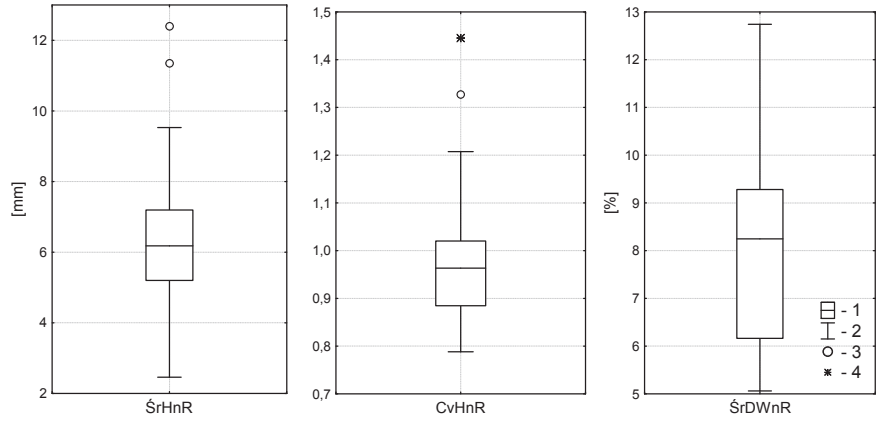
W pracy wykorzystano również inne typy map (np. graf planarny) czy wykresów (diagram izoplet, dendrogram itp.), a ich pojawianie się jest związane ze specyfiką omawianych zagadnień. W takich przypadkach podstawy ich konstrukcji zostały przedstawione w rozdziałach ich dotyczących.

6. NIEDOBORY ODPŁYWU NIŻÓWKOWEGO

6.1. Zmienność wieloletnia

6.1.1. Struktura niedoborów i ich dyspersja

Objętości rocznych niedoborów odpływu niżówkowego oszacowane zostały w badanych zlewniach w wieloleciu 1951–2002 (tab. 3). Uzyskane wyniki przekształcono do postaci wskaźnikowej, aby umożliwić ich porównywanie. Przeciętny, wyrażony medianą, roczny wskaźnik niedoboru odpływu w badanych zlewniach



Rys. 18. Zróżnicowanie wybranych charakterystyk rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski.
ŚrHnR – średni roczny wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego; CvHnR – współczynnik zmienności rocznego wskaźnika niedoboru odpływu niżówkowego; ŚrDWnR – średni roczny względny deficyt odpływu niżówkowego; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of selected characteristics of annual drought streamflow deficit in catchments of central Poland.
ŚrHnR – mean annual depth of drought streamflow deficit; CvHnR – variation coefficient of annual depth of drought streamflow deficit; ŚrDWnR – mean annual relative drought streamflow deficit; numerals 1–4 – see fig. 10.

Tab. 3. Wybrane charakterystyki struktury i zmienności niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach rzek środkowej Polski (1951–2002)

Selected characteristics of structure and variability of drought streamflow deficit in catchments of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	ŚrVnR tys. m³	ŚrHnR mm	CvHnR –	ŚrDWnR %	ŚrLnR dni	CvLnR –	ŚrWnGR %	CznRg %
1	Warta – Działoszyn	32 848	8,03	1,18	6,16	109,1	0,83	5,67	42,3
2	Warta – Sieradz	58 568	7,20	1,06	6,09	108,0	0,76	6,22	40,4
3	Warta – Poznań	147 507	5,69	1,02	7,48	109,1	0,74	5,56	44,2
4	Warta – Gorzów Wlkp.	273 526	5,22	0,97	6,02	108,0	0,72	5,60	46,2
5	Oleśnica – Niechmirów	2 912	4,92	0,88	8,88	108,8	0,60	5,21	50,0
6	Widawka – Rogoźno	15 729	12,40	1,21	9,07	106,8	0,83	6,50	40,4
7	Widawka – Podgórze	20 094	8,53	0,98	7,65	109,1	0,72	5,22	46,2
8	Grabia – Grabno	5 372	6,63	1,33	8,97	108,7	0,82	4,06	25,0
9	Ner – Dąbie	16 320	9,53	0,99	8,63	109,6	0,69	6,31	63,5
10	Kiełbaska – Kościelec	5 403	11,35	1,45	11,05	109,1	0,93	6,30	23,4
11	Prosna – Mirków	7 756	6,18	0,79	8,42	109,0	0,55	7,50	73,1
12	Prosna – Bogusław	21 969	5,10	0,83	8,82	109,3	0,61	4,33	57,7
13	Niesób – Kuźnica Skak.	1 690	6,87	0,96	11,16	108,2	0,65	4,89	38,5
14	Ołobok – Ołobok	2 198	4,92	0,90	11,61	108,7	0,66	7,04	36,5
15	Mogilnica – Konojad	1 632	2,46	0,80	12,32	109,5	0,62	2,68	44,2
16	Wełna – Prusce	5 418	4,79	0,91	11,53	109,1	0,73	4,71	34,6
17	Noteć – Pakość	8 946	3,80	1,13	9,78	109,3	0,91	4,04	34,6
18	Noteć – N. Drezdenko	90 985	5,70	0,96	5,06	107,9	0,64	8,52	51,9
19	Pilica – Przedbórz	21 922	8,64	1,04	7,14	108,1	0,75	7,39	44,2
20	Pilica – Spała	36 912	6,20	0,99	5,97	108,2	0,85	5,20	66,7
21	Pilica – N. Miasto	42 541	6,33	0,96	5,92	109,5	0,79	5,27	51,9
22	Pilica – Białobrzegi	49 688	5,73	0,91	5,59	108,3	0,74	6,25	55,8
23	Czarna Malen. – Dąbrowa	7 430	7,89	0,86	7,46	109,3	0,64	6,51	57,7
24	Wolbórka – Zawada	4 009	6,51	0,88	7,57	106,5	0,59	7,02	65,4
25	Drzewiczka – Odrzywół	6 632	6,61	0,91	6,37	108,0	0,64	8,55	71,2
26	Bzura – Sochaczew	28 348	4,51	1,01	8,25	108,9	0,72	6,17	48,1

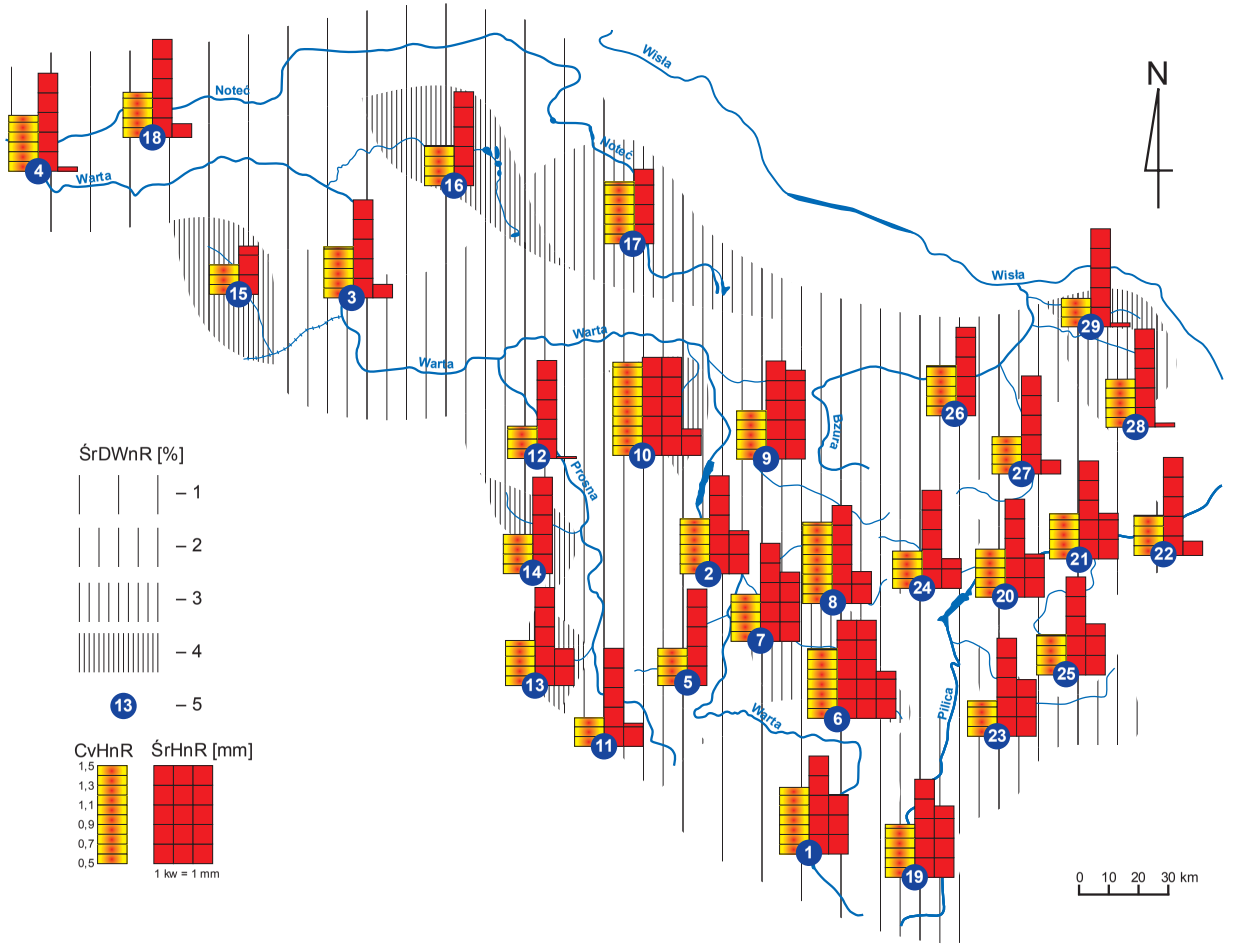
Tab. 3 cd.

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	ŚrVnR tys. m³	ŚrHnR mm	CvHnR –	ŚrDWnR %	ŚrLnR dni	CvLnR –	ŚrWnGR %	CznRg %
27	Rawka – Kęszyce	6 803	5,71	0,88	6,16	109,2	0,61	9,29	63,5
28	Utrata – Krubice	3 717	5,20	0,99	9,28	108,8	0,61	6,74	40,0
29	Łasica – Władysławów	1 888	5,20	0,79	12,74	109,2	0,50	4,17	30,8

ŚrVnR – średnia roczna objętość niedoboru odpływu niżówkowego; ŚrHnR – średni roczny wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego; CvHnR – współczynnik zmienności rocznego wskaźnika niedoboru odpływu niżówkowego; ŚrDWnR – średni roczny względny deficyt odpływu niżówkowego; ŚrLnR – średnia roczna liczba dni z przepływem niżówkowym; CvLnR – współczynnik zmienności rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym; ŚrWnGR – średni roczny współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej; CznRg – roczna częstotliwość pojawiania się przepływów w fazie niżówki głębokiej.

ŚrVnR – mean annual drought streamflow deficit volume; ŚrHnR – mean annual depth of drought streamflow deficit; CvHnR – variation coefficient of annual depth of drought streamflow deficit; ŚrDWnR – mean annual relative drought streamflow deficit; ŚrLnR – mean annual number of days with low flow; CvLnR – variation coefficient of annual number of days with low flow; ŚrWnGR – mean annual coefficient of drought streamflow deficit of severe phase; CznRg – annual frequency of severe phase low flows occurrence.

środkowej Polski wyniósł 6,2 mm (rys. 18). Stanowi on zatem ok. 1% średniej, wieloletniej sumy opadowej notowanej na tym obszarze. Dyspersja wartości ŚrHnR w badanych zlewniach nie jest duża, a rozkład mocno zbliżony do normalnego. Rozstęp międzykwartylowy jest dość wąski (2 mm), a ekstrema rozkładu zanotowano w Mogilnicy (2,5 mm) oraz w Widawce w Rogoźnie (12,4 mm). Wartości odstające występują jedynie powyżej mediany i dotyczą rzek dotkniętych silną antropopresją związaną z górnictwem odkrywkowym węgla brunatnego (Kiełbaska – Kościelec, Widawka – Rogoźno). Teza ta znajduje również potwierdzenie w przestrzennym obrazie badanego zjawiska (rys. 19). Do grupy posterunków, w których obserwuje się szczególnie wysokie wskaźniki niedoboru odpływu niżówkowego, włączyć należy Podgórze na Widawce oraz Dąbie na Nerze. Przyczyny obserwowanego zjawiska wynikają z faktu, iż rzeki te poza zasilaniem naturalnym otrzymują zrzuty wody wywołane działaniami gospodarki wodnej. W procesie tym dochodzi do międzyzlewniowego przemieszczania zasobów wodnych ponad topograficznymi działami wodnymi (Ner) oraz bardzo poważnych zaburzeń w przebiegu działów hydrogeologicznych i topograficznych (Kiełbaska, Widawka). W efekcie, przepływy wskazanych rzek są podwyższone, a to z kolei skutkuje okresowym występowaniem wyższych niedoborów odpływu, niż miałoby to miejsce w przypadku naturalnej alimentacji. Wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego odnosi wielkość obliczonego deficytu do powierzchni zlewni topograficznej (naturalnej) i w przypadku przerzutów wody będzie skutkować podwyższonymi



Rys. 19.
Wybrane charakterystyki rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średni roczny względny deficyt odpływu niżówkowego ŚrDWnR [%]: 1 – 5,1–7,0; 2 – 7,1–9,0; 3 – 9,1–11,0; 4 – pow. 11,0; 5 – numer zlewni zgodny z zał. 1; ŚrHnR – średni roczny wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego; CvHnR – współczynnik zmienności rocznego wskaźnika niedoboru odpływu niżówkowego.

Selected characteristics of annual drought streamflow deficit in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean annual relative drought streamflow deficit ŚrDWnR [%]: 1 – 5,1–7,0; 2 – 7,1–9,0; 3 – 9,1–11,0, 4 – over 11,0; 5 – number of catchment – see app. 1; ŚrHnR – mean annual depth of drought streamflow deficit; CvHnR – variation coefficient of annual depth of drought streamflow deficit.

wartościami w stosunku do pozostałych zlewni badanego obszaru. Warto zauważyć, że zaobserwowane niedobory nie „przenoszą" się do rzeki głównej, gdyż na Warcie w Poznaniu wskaźnik ŚrHnR jest niższy od przeciętnej w całej grupie zlewni i wynosi 5,7 mm. Jest to oczywista konsekwencja różnic w wielkości przepływu rzeki głównej i jej dopływów, jak również wpływu antropopresji na rozkład odpływu. W górnej części dorzecza Warty oraz w rzekach systemu Pilicy niedobory odpływu są nieco wyższe niż na pozostałym obszarze. Uwarunkowań tego faktu należy poszukiwać w sezonowości rozkładu głównego czynnika alimentacyjnego, jakim są opady atmosferyczne. Większy stopień kontynentalizmu pluwialnego sprzyja częstszemu pojawianiu się okresów niżówkowych w rzekach płynących w południowej i wschodniej części omawianego obszaru. Ponadto transformująca rola jezior, których misy drenują głębsze poziomy wodonośne niż koryta rzek, sprzyja zmniejszaniu wieloletnich deficytów odpływu niżówkowego w zlewniach pojeziernych (Bajkiewicz-Grabowska, Gutry-Korycka 1981, Tomaszewski 2011a).

Do oceny wieloletniej zmienności niedoborów odpływu niżówkowego wykorzystano współczynnik zmienności (CvHnR, tab. 3). Przeciętnie wynosi on 0,96 (rys. 18). Mimo znacznej niestabilności wieloletniej omawianej charakterystyki, jej dyspersja w grupie badanych zlewni jest niewielka, gdyż rozstęp międzykwartylowy zakreślony został wartościami 0,88 oraz 1,02, przy nieznacznie dodatniej asymetrii rozkładu, zdeterminowanej głównie przez dwa elementy odstające (Kiełbaska – Kościelec, Grabia – Grabno). Warto zauważyć, że zmienność niedoborów odpływu niżówkowego była w tych zlewniach niemal dwukrotnie większa od minimum zanotowanego w Łasicy (0,79).

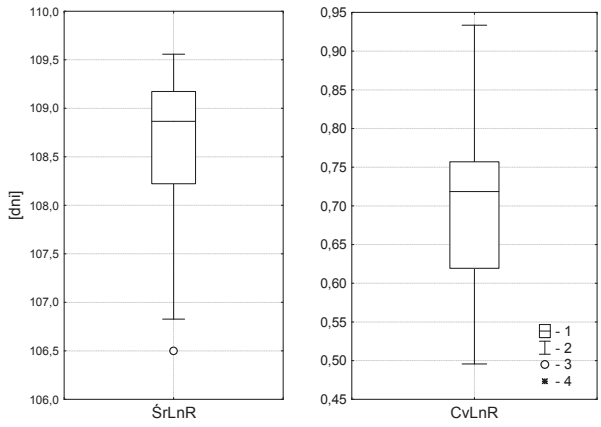
W ujęciu przestrzennym nie zaobserwowano wyraźnego porządku czy ukierunkowanej tendencji wzrostu lub spadku wartości CvHnR (rys. 19). Wyjątek stanowi grupa zlewni znajdujących się pod wpływem silnej antropopresji (Widawka, Ner, Kiełbaska). Wysokie współczynniki zmienności HnR nie wynikają tu jednak z niestabilności obserwowanej w kolejnych latach wielolecia, lecz z faktu, że wskutek systematycznych zmian wywołanych działalnością człowieka poziom niedoborów odpływu niżówkowego na początku i końcu badanego okresu był skrajnie różny (problem ten zostanie rozwinięty w podrozdziale 6.1.2). W zlewniach jeziornych, mimo stabilizującej roli zbiorników wodnych, skala zmienności wieloletniej niedoborów odpływu niżówkowego jest równa przeciętnej dla całego obszaru, a niekiedy nawet ją przekracza (np. Noteć – Pakość, CvHnR = 1,13). Dzieje się tak dlatego, że systemy rzeczno-jeziorne wykazują zdecydowanie szybsze tempo uzupełniania zasobów po okresie deficytowym (brak ograniczeń geofiltracyjnych), niż ma to miejsce w zlewniach, w których przepływy niżówkowe uzależnione są wyłącznie od reżimu zbiorników wód podziemnych strefy hydrologicznie czynnej. W efekcie, zlewnie jeziorne szybciej reagują na impulsy alimentacyjne w fazie zaniku niżówki, co skutkuje wyższym współczynnikiem zmienności wieloletniej (Tomaszewski 2011a). W pozostałych przypadkach zróżnicowanie

przestrzenne CvHnR jest niewielkie. Jeśli dodać do tego fakt, że wielkość badanego współczynnika zmienności nie koreluje istotnie z powierzchnią zlewni, to można zaryzykować tezę, że o wieloletniej zmienności niedoborów odpływu niżówkowego decydują przede wszystkim czynniki hydroklimatyczne, oddziaływujące w skali całego obszaru środkowej Polski.

Ciekawe informacje o reżimie przepływów niżówkowych można uzyskać na podstawie analizy względnego deficytu odpływu niżówkowego (tab. 3). Miara ta wskazuje na poziom zdrenowania zasobów niżówkowych i jest dobrym estymatorem stopnia surowości suszy hydrologicznej. Przeciętnie na badanym obszarze, względny roczny deficyt odpływu niżówkowego osiąga 8,2% (rys. 18). Przedział połowy liczebności na tle wartości skrajnych jest relatywnie szeroki (6,2–9,3%) i wskazuje na istotne znaczenie indywidualnych cech badanych zlewni w kształtowaniu tej charakterystyki. Nie zaobserwowano żadnych elementów odstających rozkładu, zaś jego krańcowe wartości dotyczą Łasicy we Władysławowie (12,7%) oraz Noteci w Nowym Drezdenku (5,05%).

Wysoki stopień zdrenowania zasobów niżówkowych jest obserwowany przede wszystkim w zlewniach małych, w których głębokość rozcięć erozyjnych dolin i koryt rzecznych pozwala na ograniczone kontakty hydrauliczne z drenowanymi poziomami wodonośnymi (rys. 19). Skutkuje to wysokimi współczynnikami wysychania zlewni (Jokiel 1992, 1994) i znaczną podatnością na występowanie suszy hydrologicznej. Bardzo ciekawe wyniki uzyskano w odniesieniu do zlewni jeziornych. Charakteryzują się one bowiem relatywnie wysokimi wartościami ŚrDWnR, podczas gdy wskaźniki niedoboru odpływu niżówkowego były tam stosunkowo niskie. Oznacza to, iż rozwój suszy hydrologicznej na tych obszarach bardzo szybko przyjmuje taki stopień natężenia, iż jest ona odczuwana w całej strefie aktywnej wymiany potamicznej. Najniższe wartości względnego deficytu odpływu niżówkowego zaobserwowano w dolnych odcinkach dużych rzek (Warty, Noteci, Pilicy), w których bezwzględna wielkość zasobów wód płynących ma zasadniczy wpływ na stopień zdrenowania zasobów niżówkowych.

W rzekach środkowej Polski średnia roczna liczba dni z przepływem niżówkowym (ŚrLnR) w badanym wieloleciu wyniosła 108,9 dnia (rys. 20, tab. 3). Dyspersja w obrębie próbki jest niewielka, gdyż w połowie badanych zlewni rozrzut uzyskiwanych wyników mieści się w zakresie 1 doby. Zważywszy na fakt, iż w każdej zlewni ŚrLnR stanowi niemal ⅓ roku, teza o stacjonarnych uwarunkowaniach pojawiania się przepływów niżówkowych wydaje się, że ma genetyczne uzasadnienie. Rozkład odznacza się lekką asymetrią ujemną, a wartości skrajne dotyczą Neru w Dąbiu (109,6 dnia) oraz Widawki w Rogoźnie (106,8 dnia). W układzie przestrzennym zróżnicowanie ŚrLnR tylko częściowo nawiązuje do rozkładu rocznego wskaźnika niedoboru odpływu niżówkowego (rys. 21, por. rys. 19). Zwracają uwagę duże różnice ŚrLnR w grupie zlewni silnie dotkniętych antropopresją. Przyjmują one skrajne wartości rozkładu i wynikają najprawdopodobniej z różnic



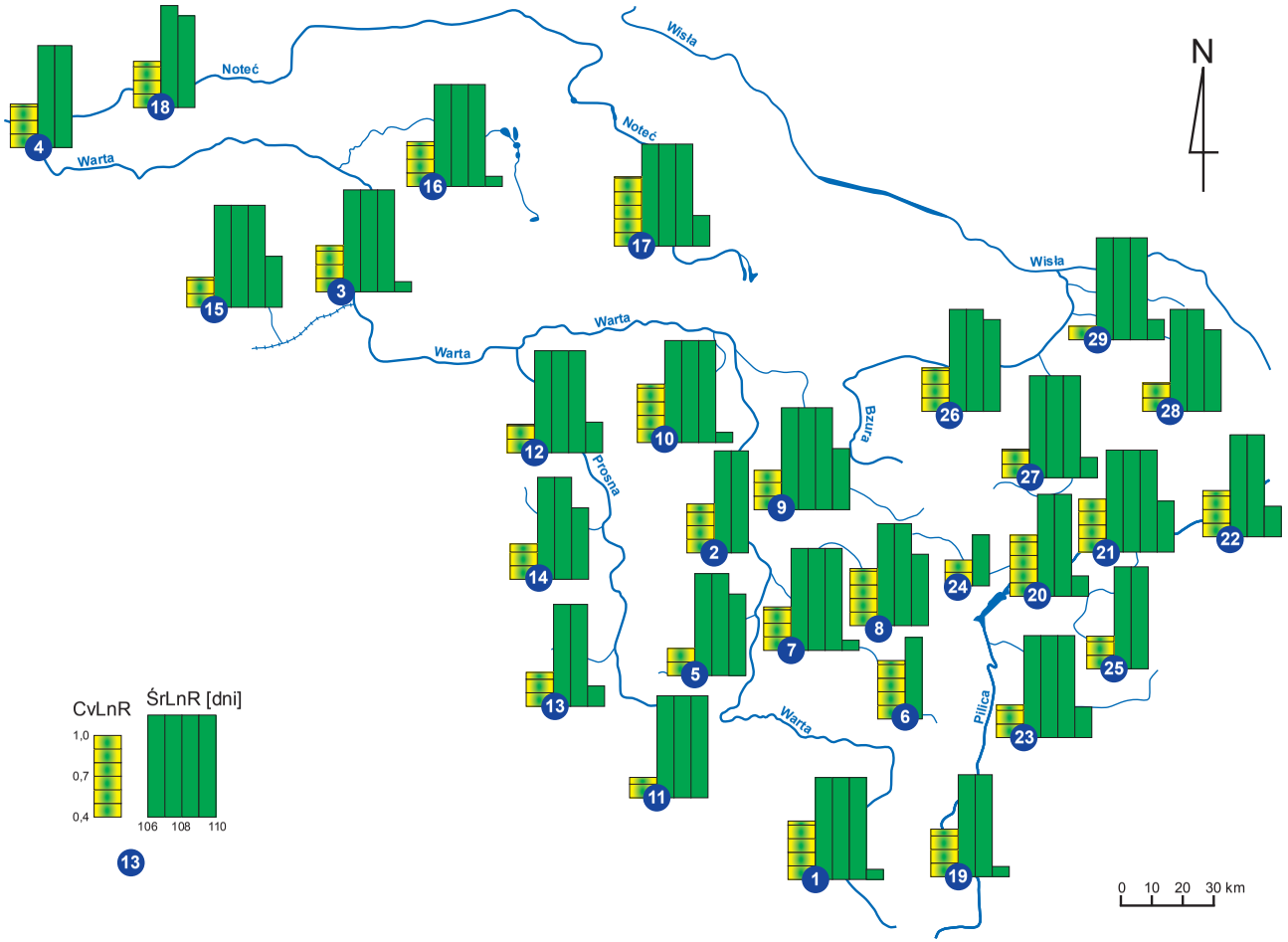
Rys. 20. Zróżnicowanie czasu trwania rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w rzekach środkowej Polski.
ŚrLnR – średnia roczna liczba dni z przepływem niżówkowym; CvLnR – współczynnik zmienności rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of annual drought streamflow deficit duration in rivers of central Poland.
ŚrLnR – mean annual number of days with low flow; CvLnR – variation coefficient of annual number of days with low flow; numerals 1–4 – see fig. 10.

w systemach sterowania gospodarką wodną, generowanych specyfiką zaopatrzenia w wodę obszarów miejskich lub utrzymywaniem lejów depresyjnych w strefie odkrywek węgla brunatnego. Zlewnie jeziorne odznaczają się relatywnie długim czasem występowania przepływów niżówkowych, uwarunkowanym niskim tempem recesji przepływu w fazie reżimu własnego oraz małymi współczynnikami wysychania (Jokiel 1994). Niewielkie zróżnicowanie przestrzenne ŚrLnR upoważnia do tezy, że to warunki hydroklimatyczne mają determinujący wpływ na omawiane zjawisko.

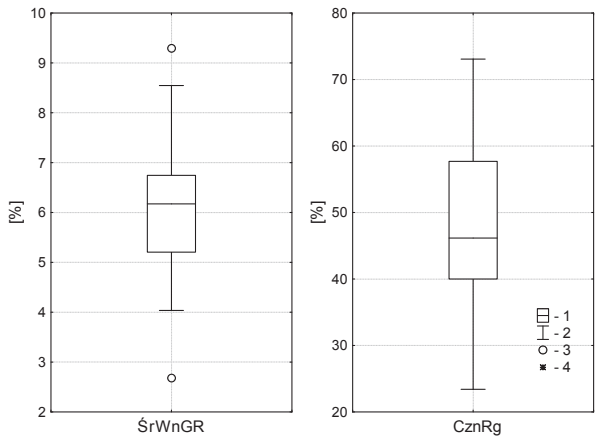
Przedstawione powyżej uwagi znalazły również odbicie w niskich współczynnikach zmienności rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym (tab. 3). Przeciętna wartość CvLnR wyniosła 0,72 (rys. 20) i była zdecydowanie niższa od swojego odpowiednika obliczonego dla niedoborów odpływu niżówkowego (por. rys. 18). Zróżnicowanie przestrzenne wieloletniej zmienności liczby dni z przepływem niżówkowym wykazuje prawidłowości, które zostały naszkicowane już przy omawianiu zagadnienia niedoborów odpływu niżówkowego (rys. 21). Warto jednak zauważyć, iż niemal w każdym z badanych przypadków zmienność rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym była niższa od zmienności rocznej objętości niedoboru odpływu niżówkowego (por. rys. 19). Przedstawione różnice wynikają przede wszystkim ze statystycznych właściwości prezentowanych miar, gdyż w objętości niedoboru odpływu znaczną rolę odgrywa zarówno składowa pionowa (rzędna przepływu), jak i pozioma (czas), podczas gdy w liczbie dni z przepływem niżówkowym brany jest pod uwagę jedynie element czasowy i stąd mniejsza zmienność tej drugiej miary.

Ważną rolę w kształtowaniu przepływów niżówkowych odgrywają niedobory pojawiające się w fazie pełnego rozwoju suszy hydrologicznej, podczas której



Rys. 21.
Czas trwania rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
ŚrLnR – średnia roczna liczba dni z przepływem niżówkowym; CvLnR – współczynnik zmienności rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym; 13 – nr zlewni zgodny z zał. 1.

Annual drought streamflow deficit duration in rivers of central Poland (1951–2002).
ŚrLnR – mean annual number of days with low flow; CvLnR – variation coefficient of annual number of days with low flow; 13 – number of catchment – see app. 1.



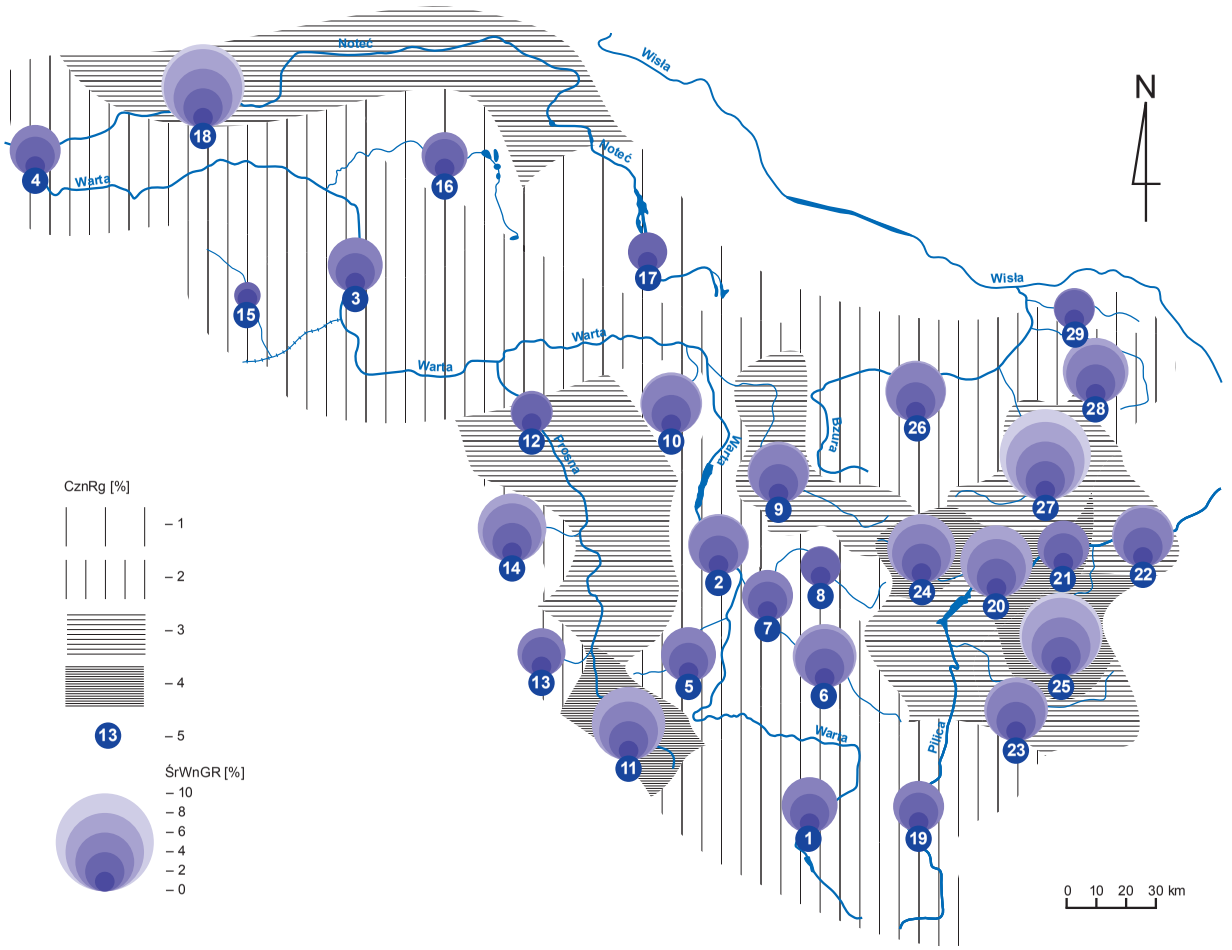
Rys. 22. Zróżnicowanie wybranych charakterystyk rocznych niedoborów odpływu fazy niżówki głębokiej w rzekach środkowej Polski.
ŚrWnGR – średni roczny współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej; CznRg – roczna częstotliwość pojawiania się przepływów w fazie niżówki głębokiej; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of selected characteristics of annual drought streamflow deficit in severe phase in rivers of central Poland.
ŚrWnGR – mean annual coefficient of drought streamflow deficit of severe phase; CznRg – annual frequency of severe phase low flows occurrence; numerals 1–4 – see fig. 10.

dochodzi do drenowania głębokich rezerw wód podziemnych. Ich udział w ogólnej sumie rocznych niedoborów odpływu niżówkowego oceniony został na podstawie współczynnika niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej (wzór 5, tab. 3). Przeciętna wielkość ŚrWnGR w badanej grupie zlewni wyniosła 6,2% (rys. 22). Dyspersja uzyskanych wyników jest niewielka, a rozkład statystyczny w próbce zbliżony do normalnego. Rozstęp międzykwartylowy obejmuje zakres 1,5%, a wartości skrajne dotyczą Mogilnicy po Konojad (2,68%) i Rawki w Kęszycach (9,3%). Duże znaczenie niedoborów odpływu niżówkowego, pojawiających się w fazie niżówki głębokiej, obserwuje się w równoleżnikowym pasie pomiędzy pradoliną warszawsko-berlińską na północy a pasem wyżyn na południu oraz w dolnym biegu Noteci (rys. 23). Zwraca uwagę fakt, że w zlewniach drenujących wody krasowe i szczelinowo-krasowe głębokie niżówki nie mają dużego znaczenia (np. Warta – Działoszyn, Pilica – Przedbórz), podczas gdy w systemach alimentowanych wodami szczelinowymi i porowymi w kontakcie ze szczelinowymi, mimo znacznej zasobności tych poziomów wodonośnych, współczynniki mogą znacznie przekraczać przeciętną (np. Drzewiczka, Czarna Maleniecka, górna Prosna). W przypadku rzek alimentowanych głównie wodami porowymi, współczynniki ŚrWnGR mogą być wysokie i niskie. Omawiana charakterystyka nie wykazuje również związku z wielkością dorzecza. Warto jednak zwrócić uwagę na strukturę strefy aktywnej wymiany nie tylko w kontekście jej zasobności, lecz również tempa odnawialności i bezwładności sezonowej oraz relacji pomiędzy tymi cechami. W zlewniach jeziornych współczynniki ŚrWnGR są najniższe w całej badanej

Rys. 23.
Wybrane charakterystyki rocznych niedoborów odpływu fazy niżówki głębokiej w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
Roczna częstotliwość pojawiania się przepływów w fazie niżówki głębokiej CznRg [%]: 1 – pon. 35,1; 2 – 35,1–50,0; 3 – 50,1–65,0; 4 – pow. 65,0; 5 – nr zlewni zgodny z zał. 1; ŚrWnGR – średni roczny współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej.

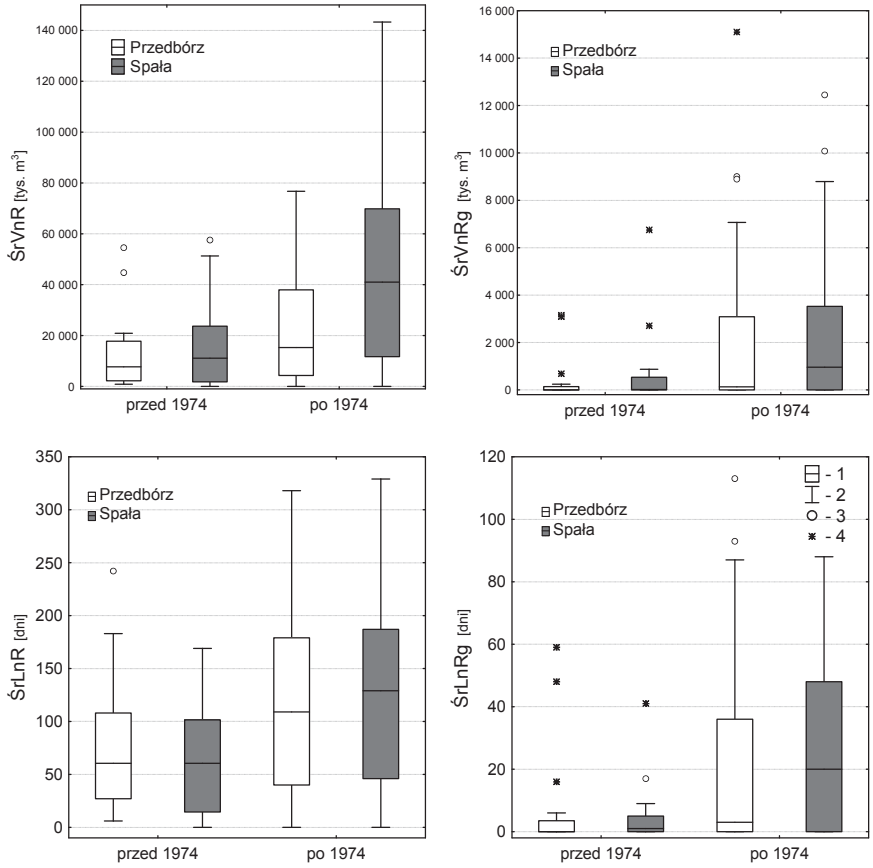
Selected characteristics of annual drought streamflow deficit in severe phase in rivers of central Poland (1951–2002).
Annual frequency of severe phase low flows occurrence CznRg [%]: 1 – under 35,1; 2 – 35,1–50,0; 3 – 50,1–65,0; 4 – over 65,0; 5 – number of catchment – see app. 1; ŚrWnGR – mean annual coefficient of drought streamflow deficit of low flow severe phase.



grupie, ponieważ względnie równomierne rozłożenie opadów rocznych potęgowane jest tam dużą bezwładnością odpływu z jezior. Zlewnie górnej Warty i Pilicy również cechują niskie współczynniki niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej, jednak tam sezonowy rozkład opadów niwelowany jest bardzo dużą retencyjnością potamicznych poziomów wód podziemnych. Na pozostałym terenie wzrost zmienności sezonowych warunków zasilania w połączeniu ze wzrostem dynamiki odnawiania zasobów wód podziemnych oraz spadkiem stopnia retencyjności obszaru wywołuje wzrost współczynnika ŚrWnGR.

Zagadnienie udziału niedoborów odpływu fazy niżówki głębokiej w znaczący sposób wiąże się z częstotliwością ich pojawiania się (tab. 3). Przeciętna wielkość CznRg w badanej próbce zlewni wyniosła 46% (rys. 22). W połowie badanych przypadków wartości CznRg mieszczą się w przedziale 40–58%, zaś ich rozkład zbliżony jest do normalnego. Najrzadziej głębokie niżówki pojawiały się w zlewni Kiełbaski (średnio co 4,5 roku), najczęściej zaś w górnej Prośnie (średnio co 1,4 roku). W ujęciu przestrzennym zróżnicowanie omawianej charakterystyki w dużym stopniu pokrywa się z rozmieszczeniem współczynnika odpływu fazy niżówki głębokiej – WnGR (rys. 23). Dzieje się tak dlatego, iż niżówka głęboka jest zjawiskiem rzadkim, w związku z czym wzrost jego częstotliwości będzie pośrednio wpływał na wzrost udziału niedoborów odpływu w tej fazie niżówki. Obszary, na których głębokie deficyty pojawiają się częściej niż co 2 lata, towarzyszą zarysowanej poprzednio strefie równoleżnikowej, z wyłączeniem tranzytowego odcinka Warty oraz na dolnej Noteci. Szczególnie zagrożone surową suszą hydrologiczną są niektóre zlewnie dopływów Pilicy oraz zlewnia górnej Prosny, gdzie częstotliwość występowania niżówki głębokiej przekracza 65%. Najrzadziej niedobory tej fazy niżówki pojawiać się będą w zlewniach jeziornych oraz w Kiełbasce i Grabi.

Od wielu lat w literaturze hydrologicznej funkcjonuje pogląd, iż jeziora i zbiorniki przepływowe wpływają wyrównująco na odpływ rzeczny. W odniesieniu do przepływów niżówkowych również udowodniono ich stabilizującą rolę w warunkach suszy hydrologicznej (Chełmicki, Bieńkowski 2005). Warto jednak zastanowić się, czy postawiona wyżej teza obejmuje także niedobory odpływu niżówkowego w skali wielolecia, która gwarantuje występowanie suszy hydrologicznej o różnym natężeniu. Analizę przeprowadzono na przykładzie Zbiornika Sulejowskiego. Do badań wyselekcjonowano 2 posterunki wodowskazowe zlokalizowane na Pilicy: powyżej zbiornika – w Przedborzu i poniżej – w Spale. Wieloletnią serię rocznych niedoborów odpływu niżówkowego podzielono na dwa ciągi. Serię sprzed roku 1974, w którym uruchomiono zbiornik, przyjęto za okres kalibracji. Druga część badanego wielolecia stała się okresem ewaluacji (rys. 24). Jak łatwo zauważyć, roczne niedobory odpływu niżówkowego w okresie ewaluacji wyraźnie wzrosły. Poniżej Zbiornika Sulejowskiego (wodowskaz w Spale) wzrost ten był dużo większy (trzykrotny względem dwukrotnego) i odznaczał się dużo wyższymi maksimami. Zwraca uwagę fakt, iż tendencja ta nie znalazła odzwierciedlenia



Rys. 24. Zróżnicowanie niedoborów odpływu niżówkowego i czasów ich trwania na Pilicy powyżej i poniżej Zbiornika Sulejowskiego.
ŚrVnR – średnia roczna objętość niedoboru odpływu niżówkowego; ŚrVnRg – średnia roczna objętość niedoboru odpływu w fazie niżówki głębokiej; ŚrLnR – średnia roczna liczba dni z przepływem niżówkowym; ŚrLnRg – średnia roczna liczba dni z przepływem niżówkowym w fazie głębokiej; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of drought streamflow deficits and their duration in the Pilica river up- and downstream of the Sulejowski Reservoir.
ŚrVnR – mean annual drought streamflow deficit volume; ŚrVnRg – mean annual drought streamflow deficit volume in severe phase; ŚrLnR – mean annual number of days with low flow; ŚrLnRg – mean annual number of days with low flow in severe phase; numerals 1–4 – see fig. 10.

w zmianie liczby dni z przepływem niżówkowym (ŚrLnR), które wzrosły w tych samych proporcjach powyżej i poniżej zbiornika. Niedobory odpływu w fazie niżówki głębokiej nieznacznie wzrosły poniżej zbiornika, lecz towarzyszył im znaczny wzrost ich czasu trwania ŚrLnRg (Spała – pięciokrotny, Przedbórz – trzykrotny). Mając na uwadze powyższe fakty, można stwierdzić, iż funkcjonowanie Zbiornika

Sulejowskiego przyczyniło się istotnie do zwiększenia rocznych sum niedoborów odpływu Pilicy poniżej zbiornika głównie w fazie niżówki płytkiej, lecz nie zwiększyło czasu ich trwania. Ponadto istotnie wzrosła długość fazy niżówki głębokiej, przy nieznacznym przyroście jej objętości. Oznacza to, iż wskutek działania zbiornika przepływy niżówkowe rzeki stabilizują się tuż poniżej granicy niżówki głębokiej, czyli odpowiadającej 95. percentylowi z krzywej czasów trwania przepływu wraz z wyższymi.

6.1.2. Tendencje

Szeregi czasowe charakterystyk hydrologicznych mogą być rozpatrywane jako czteroskładnikowe funkcje czasu. Wyróżnia się wśród nich trzy komponenty deterministyczne, obejmujące trend, okresowość i sezonowość, zaś genezę pozostałych zmian przypisuje się składowej stochastycznej (Mitosek 2003). Dysponując półwieczną serią obserwacyjną, można dokonać próby odkrycia lub zaprzeczenia istnienia składowej systematycznej, realizującej się w postaci trendu lub zmian okresowych. W wielu ukazujących się ostatnio opracowaniach można zaobserwować dość niepokojącą tendencję, polegającą na usilnym odnajdywaniu trendów liniowych we wszelkich możliwych szeregach czasowych. Równanie funkcji liniowej jest wprawdzie najłatwiejsze w interpretacji obserwowanego procesu przyrodniczego, jednak autorzy często zapominają o zweryfikowaniu istotności statycznej parametrów aproksymowanego równania, zwłaszcza współczynnika kierunkowego prostej, lub piszą wręcz o dodatniej albo ujemnej tendencji statystycznie nieistotnej (*sic!*). W efekcie pojawia się w literaturze grupa wniosków, często wzajemnie się wykluczających, o powszechnej tendencji wzrostu lub spadku różnych charakterystyk hydroklimatycznych, zazwyczaj niemających uzasadnienia ani statystycznego, ani genetycznego. Dodatkowym problemem jest wrażliwość równania liniowego na skrajne elementy szeregu czasowego, zwłaszcza gdy rozpatrywana zmienna posiada interwał roczny. Odstające od pozostałych wartości zmiennej w dwóch czy trzech latach na początku lub końcu badanego szeregu są w stanie tak zmienić wartość współczynnika kierunkowego, by stał się on istotny statystycznie. Dość prostym rozwiązaniem służącym poprawie wiarygodności prowadzonych analiz jest zaostrzenie kryterium poziomu istotności statystyki testowej. Wydaje się jednak, że przywiązanie do $\alpha = 0{,}05$ jest tak silne, że jedynie w opisach słownych można przeczytać o pewnych skokowych zmianach na początku lub końcu badanego okresu. Należy podkreślić, że zaprezentowane powyżej uwagi odnoszą się głównie do równań liniowych, opisujących szeregi wartości rocznych. Często bowiem zdarza się, iż ta sama zmienna rozpatrywana w dużo krótszych odstępach czasowych (miesięcznych czy dobowych – o ile jest to możliwe) traci wszelkie symptomy odkrytego wcześniej trendu. Na koniec

Tab. 4. Funkcje wieloletnich tendencji niedoborów odpływu niżówkowego istotne na poziomie α = 0,05 (1951–2002)

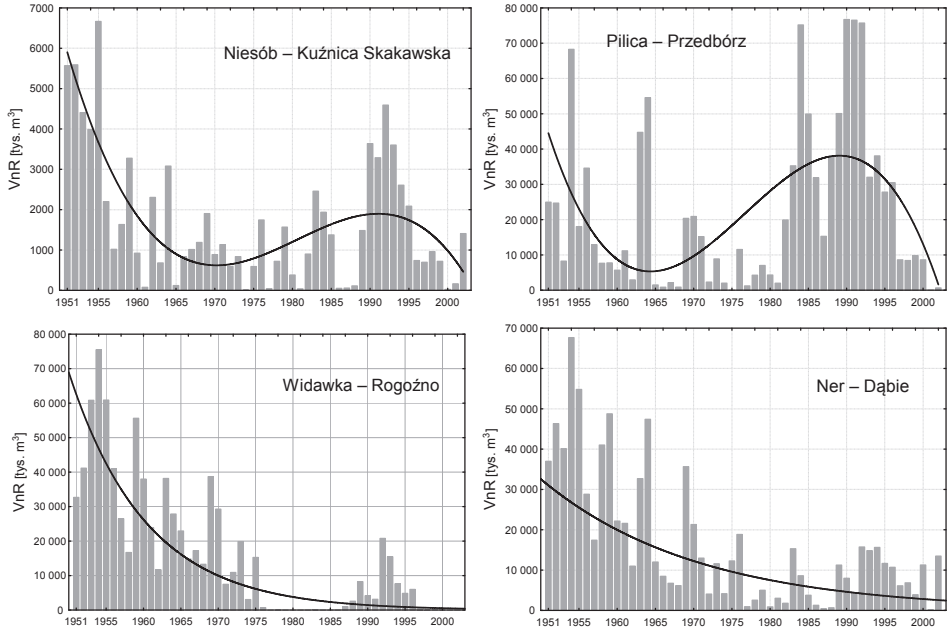
Functions of multiannual tendencies of drought streamflow deficit significant on the level α = 0,05 (1951–2002)

Nr	Rzeka – wodowskaz River – water-gauge	Typ funkcji Type of fuction VnR = f(t)	R	Udział wariancji wyjaśnionej (R^2) Share of explained variance (R^2)
1	Warta – Działoszyn	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,624	0,390
2	Warta – Sieradz	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,593	0,352
3	Warta – Poznań (M. Rocha)	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,653	0,426
4	Warta – Gorzów Wlkp.	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,507	0,257
5	Oleśnica – Niechmirów	$y = ax^2+bx+c$	0,405	0,164
6	Widawka – Rogoźno	$y = a \exp(bx)$	0,834	0,695
7	Widawka – Podgórze	$y = a \exp(bx)$	0,625	0,391
8	Grabia – Grabno	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,816	0,665
9	Ner – Dąbie	$y = a \exp(bx)$	0,801	0,642
10	Kiełbaska – Kościelec	$y = a \exp(bx)$	0,909	0,827
11	Prosna – Mirków	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,509	0,259
12	Prosna – Bogusław	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,566	0,320
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,732	0,536
14	Ołobok – Ołobok	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,569	0,324
15	Mogilnica – Konojad	brak tendencji	–	–
16	Wełna – Prusce	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,461	0,212
17	Noteć – Pakość	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,483	0,233
18	Noteć – Nowe Drezdenko	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,410	0,168
19	Pilica – Przedbórz	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,536	0,288
20	Pilica – Spała	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,717	0,514
21	Pilica – Nowe Miasto	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,716	0,512
22	Pilica – Białobrzegi	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,724	0,525
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	brak tendencji	–	–
24	Wolbórka – Zawada	$y = ax^2+bx+c$	0,609	0,371
25	Drzewiczka – Odrzywół	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,486	0,236
26	Bzura – Sochaczew	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,552	0,305
27	Rawka – Kęszyce	$y = ax^3+bx^2+cx+d$	0,554	0,307
28	Utrata – Krubice	$y = a+b \log10(x)$	0,576	0,332
29	Łasica – Władysławów	$y = ax+b$	0,431	0,185

Estymacja parametrów wykonana metodą najmniejszych kwadratów.

Parameters estimated on base of the least squares method.

pozostaje kwestia decyzji, czy domniemaną tendencję należy aproksymować równaniem liniowym czy nieliniowym. Oczywiście każdym wzorem da się opisać niemal każdy przypadek, jednak niedostrzeganie zerwań tendencji liniowej lub pomijanie wyraźnych oscylacji długookresowych może prowadzić do poważnego wypaczenia obrazu obserwowanej rzeczywistości. Dobrym estymatorem dopa-



Rys. 25. Przykłady wieloletniego przebiegu rocznych niedoborów odpływu niżówkowego oraz funkcji aproksymujących (1951–2002).

Examples of multiannual course of annual drought streamflow deficits and approximate functions (1951–2002).

sowania funkcji trendu jest udział wariancji wyjaśnionej, przedstawiony w postaci współczynnika determinacji. Wskazuje on, w jakim odsetku obserwowana zmienność może być wyjaśniona przez składową systematyczną. Stopień skomplikowania równania, wyrażony liczbą jego parametrów, będzie miał wówczas wpływ na właściwości prognostyczne modelu trendu. Należy zatem określić, czy prowadzona analiza ma na celu stworzenie modelu autoregresyjnego, czy też ma służyć zgeneralizowaniu i porównaniu wyników, głównie w zakresie obserwowanej części szeregu czasowego.

Ocena wieloletniego przebiegu rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w badanych zlewniach wykazała, iż w większości przypadków najlepsze dopasowanie uzyskano dla funkcji opisanej wielomianem 3 stopnia (tab. 4). W przebiegu takich funkcji zarysowują się 2 lokalne maksima związane z występowaniem okresów posusznych, prowadzących do surowych susz hydrologicznych w latach 50. i 90. (rys. 25). Warto jednak zauważyć, iż w jednych rzekach największe niedobory wystąpiły w latach 90. (głównie w dorzeczu Pilicy), w innych zaś zdarzały się na początku badanego okresu. Lokalne minima niedoborów odpływu niżówkowego notowano w różnych fragmentach okresu 1970–1985. Bardzo wysokie dopasowanie aproksymowanych funkcji do danych empirycznych,

wyrażające się ponad 50% udziałem wariancji wyjaśnionej, odnotowano w przypadku Pilicy, Grabi oraz Niesobu.

W zlewniach znajdujących się pod wpływem antropopresji (Widawka, Ner, Kiełbaska), wieloletni trend niedoborów odpływu niżówkowego przyjął kształt funkcji wykładniczej (rys. 25, tab. 4). Działalność człowieka wywołała na tyle silną składową systematyczną niedoborów odpływu, że wyjaśnia ona od 40 do ponad 80% ich zmienności wieloletniej. Mimo iż roczne objętości niedoboru odpływu niżówkowego (VnR) w końcowej części badanego wielolecia zdają się stabilizować, to współczynniki zmienności tej charakterystyki obliczone dla całego okresu są wysokie z powodu dużych niedoborów na początku badanego okresu (por. podrozdz. 6.1.1). Obraz wieloletniej zmienności VnR w tych zlewniach każe też z bardzo dużą ostrożnością interpretować wartości przeciętne różnych charakterystyk hydrologicznych. W ocenie autora nie mogą być one miarodajne, a ich interpretacja musi być powiązana z analizą zmienności wieloletniej.

W dwóch przypadkach (Mogilnica, Czarna Maleniecka) nie zaobserwowano statystycznie istotnej tendencji wieloletniej. Zbyt mała liczba podobnych zlewni oraz brak wyraźnych, wspólnych cech fizycznogeograficznych nie uprawnia do wyciągania żadnych wniosków odnośnie uwarunkowań tego faktu.

6.1.3. Zróżnicowanie przestrzenne niedoborów odpływu niżówkowego w warunkach skrajnie łagodnej i surowej suszy hydrologicznej

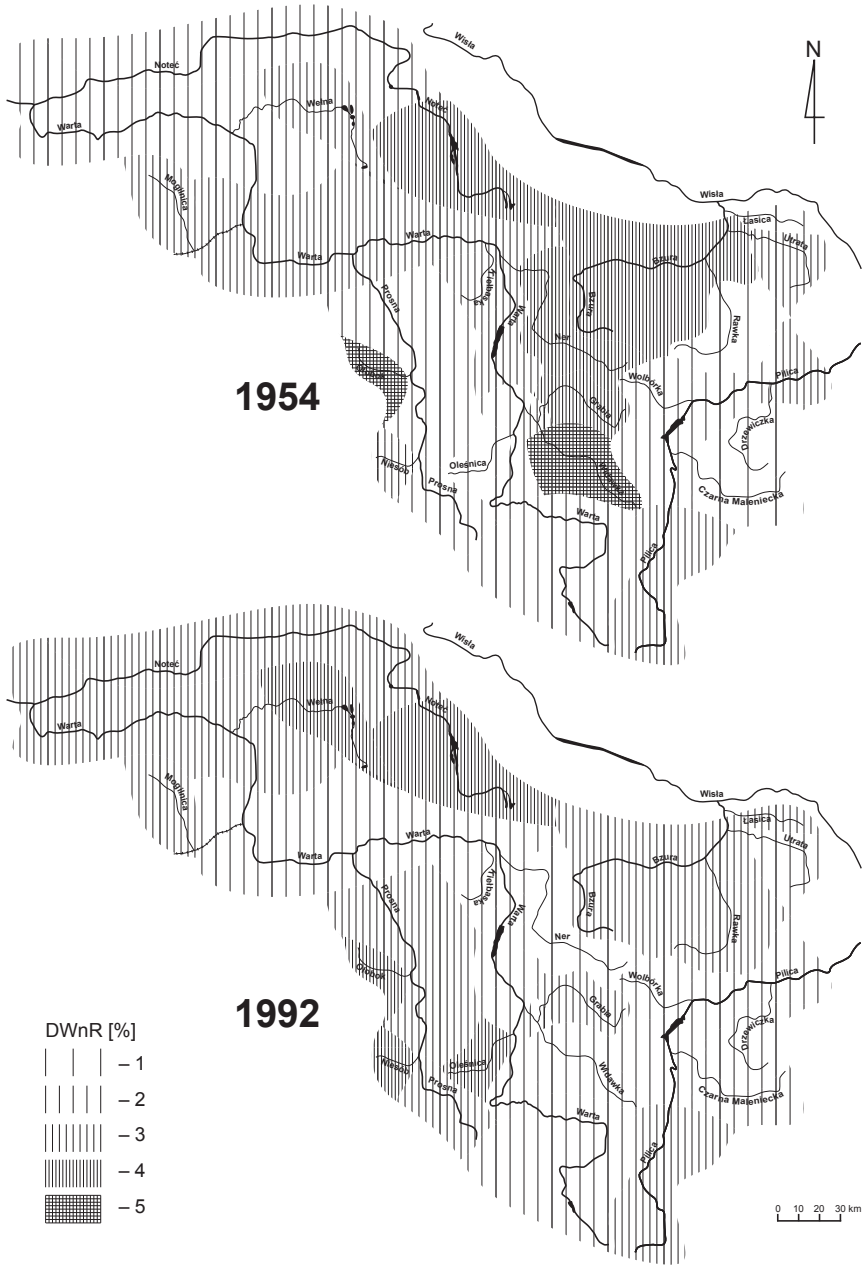
Stopień surowości suszy hydrologicznej w określonym czasie i przestrzeni jest zawsze zdeterminowany przez dwie grupy czynników przyrodniczych. Należą do nich przede wszystkim warunki hydrometeorologiczne okresu poprzedzającego jej wystąpienie, a zwłaszcza rozkład opadów i temperatura powietrza. Te jednak wykazują względną jednorodność w skali regionalnej, ograniczoną zmiennością czynników klimatotwórczych. Druga grupa czynników wiąże się z transformacją impulsów zasilających zlewnię oraz tempem odprowadzania z niej wody. Występujące tu determinanty przyrodnicze związane są przede wszystkim ze strukturą, dynamiką i stanem retencji zbiorników wód podziemnych, rodzajem i stopniem pokrycia terenu przez szatę roślinną oraz zależnym od niej procesem ewapotranspiracji, a także z występowaniem i charakterem obiektów hydrograficznych, oddziaływujących istotnie na przepływy niżówkowe – jeziora, bagna itp. Wskutek działalności człowieka tempo omawianego procesu może jednak ulec istotnym zmianom w wyniku funkcjonowania retencji zbiornikowej, melioracji wodnych oraz poborów i zrzutów wody. Warto zatem dostrzec, że podobny przebieg suszy atmosferycznej w regionie może w dalszych etapach podlegać różnokierunkowym przekształceniom, w wyniku czego zjawisko suszy hydrologicznej może mieć bardzo zróżnicowany charakter, tempo i kierunek rozwoju.

Podczas analizy wieloletniej zmienności rocznych niedoborów odpływu niżówkowego wykazano istnienie dwóch okresów bardzo posusznych w środkowej Polsce (por. rys. 25). Największe deficyty niżówkowe wystąpiły w latach 1954 i 1992. Absolutnie najniższe niedobory odnotowano natomiast w 1977 roku.

Susza hydrologiczna w 1954 roku najsurowiej przebiegała w zlewniach międzyrzecza Warty, Pilicy i Bzury (rys. 26). Względny roczny niedobór odpływu niżówkowego osiągał na tych terenach wartości z przedziału 30–50% i był prawie pięciokrotnie wyższy od maksimów notowanych w roku przeciętnym (por. rys. 19). Podobną reakcję wykazały małe zlewnie dopływów Prosny. Warto zwrócić uwagę na różnice pojawiające się w sąsiadujących ze sobą zlewniach o podobnych warunkach hydrogeologicznych (np. górna Warta i Pilica) czy posiadających liczne jeziora przepływowe (np. górna Noteć i Wełna). Najłagodniejszy przebieg suszy hydrologicznej zaobserwowano w kilku małych, odosobnionych zlewniach (Rawka, Czarna Maleniecka, Oleśnica). Spadek względnego deficytu odpływu niżówkowego poniżej wartości 10% był w nich najprawdopodobniej uwarunkowany lokalnymi działaniami gospodarki wodnej, związanymi z melioracjami rolnymi, które w tym czasie istotnie oddziaływały na wyrównywanie odpływu rzecznego w małych zlewniach nizinnych.

Suszę hydrologiczną w 1992 roku odróżniały od poprzedniej dwie zasadnicze cechy. W żadnej z badanych zlewni nie został osiągnięty poziom względnego deficytu odpływu z najwyższego przedziału (40–50%), a porządek przestrzenny tej charakterystyki uległ w znacznej mierze odwróceniu. Susza hydrologiczna była wówczas bardzo surowa w zlewniach Prosny i dolnej Noteci, łagodniejsza zaś na środkowej Warcie i jej dopływach. Podobny poziom natężenia zjawiska w obu analizowanych latach utrzymywał się natomiast na górnej Pilicy, górnej Noteci oraz na małych dopływach Prosny. Można stąd wnosić, iż proces formowania się niedoborów odpływu w tych zlewniach charakteryzuje się znaczną stacjonarnością, zdeterminowaną działaniem czynników lokalnych.

Bardzo interesujące spostrzeżenia płyną z analizy współczynnika niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej w analizowanych latach (rys. 27). W 1954 roku niżówki głębokie właściwie się nie pojawiały, gdyż WnGR tylko w jednym przypadku przekroczył próg 20%. Zróżnicowanie przestrzenne omawianej charakterystyki korelowało w znacznej mierze ze stopniem surowości suszy hydrologicznej (por. rys. 26). W 1992 roku nastąpiła całkowita odmiana obrazu udziału głębokich niedoborów odpływu niżówkowego polegająca zarówno na inwersji uzyskanych wyników, jak i na ich częściowej polaryzacji w kierunku wartości skrajnych. Bardzo głębokie niżówki (WnGR > 20%) wystąpiły w dolnym biegu Warty, Noteci i Pilicy oraz na górnej Prośnie. Z drugiej strony, w zlewni środkowej Warty oraz dolnej Prosny omawiane współczynniki nie przekroczyły 5%, a w zlewniach znajdujących się pod wpływem silnej antropopresji (Widawka, Ner, Kiełbaska) głębokie niżówki w ogóle nie wystąpiły. Zarysowane powyżej fakty prowadzą do konkluzji,

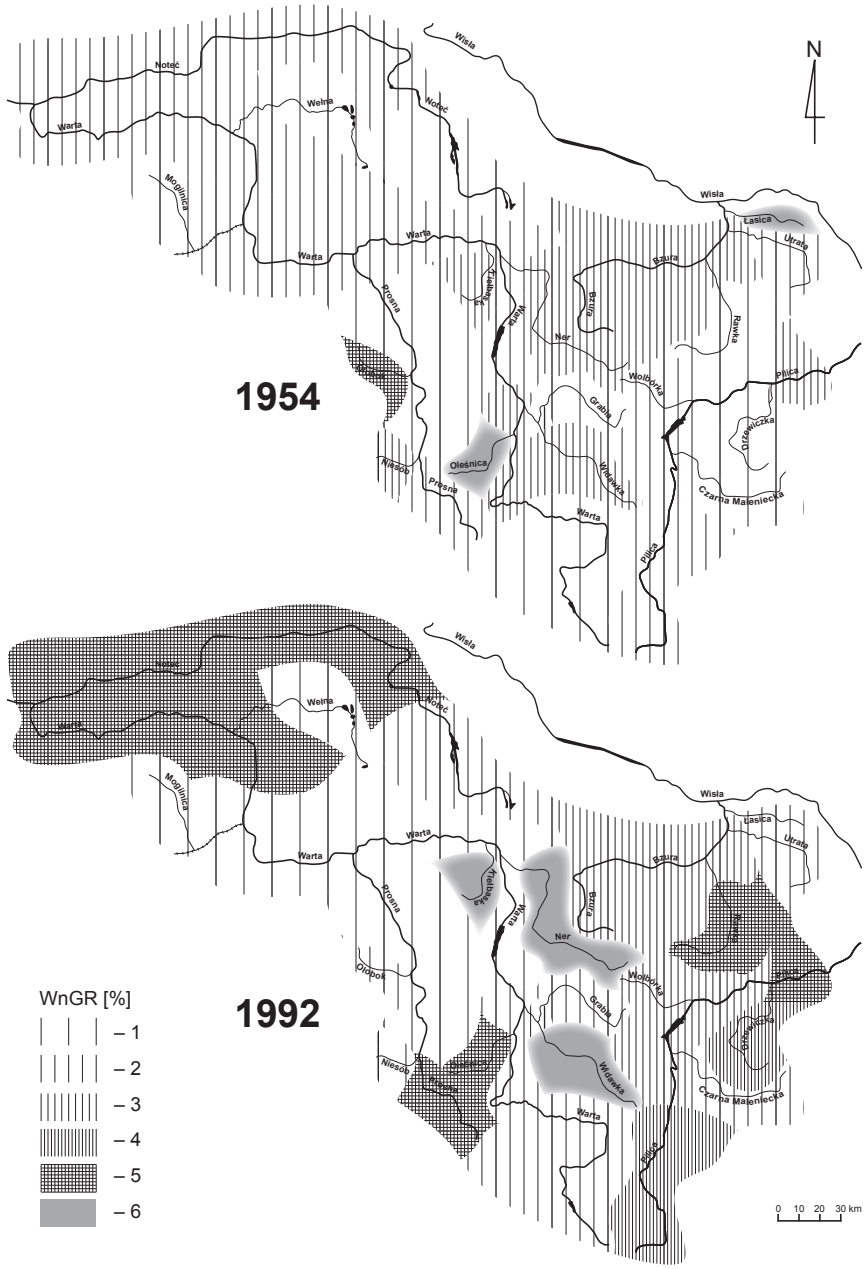


Rys. 26. Roczny względny deficyt odpływu niżówkowego w latach o surowym przebiegu suszy hydrologicznej w środkowej Polsce.

Roczny względny deficyt odpływu niżówkowego DWnR [%]: 1 – 0,0–10,0; 2 – 10,1–20,0; 3 – 20,1–30,0; 4 – 30,1–40,0; 5 – 40,1–50,0.

Annual relative drought streamflow deficit in years with severe hydrological drought in central Poland.

Annual relative drought streamflow deficit DWnR [%]: 1 – 0,0–10,0; 2 – 10,1–20,0; 3 – 20,1–30,0; 4 – 30,1–40,0; 5 – 40,1–50,0.

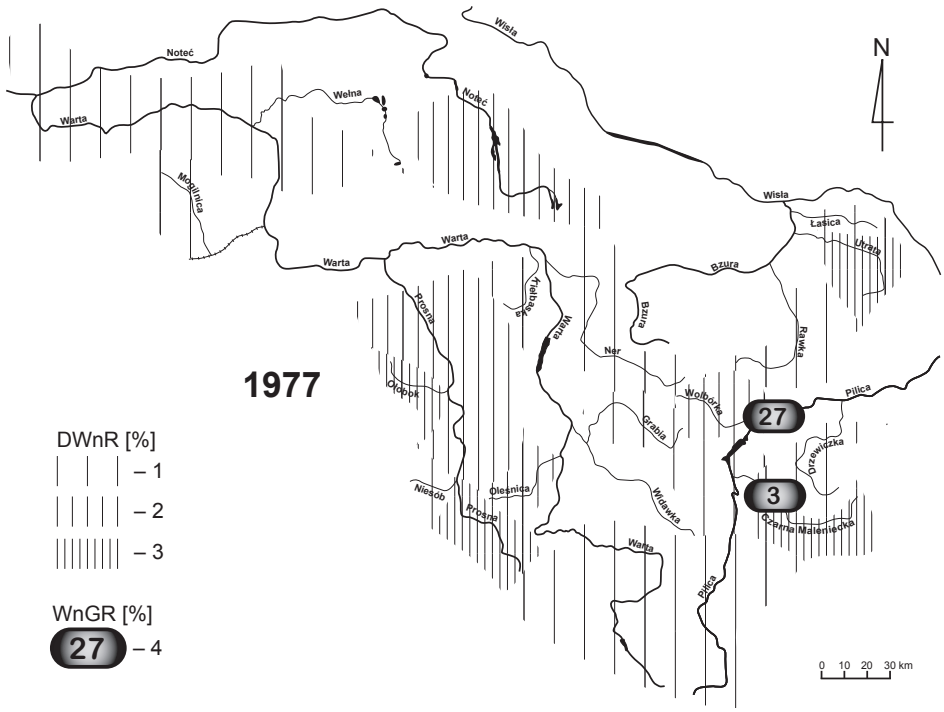


Rys. 27. Roczny współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej w latach o surowym przebiegu suszy hydrologicznej w środkowej Polsce.

Roczny współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej WnGR [%]: 1 – 0,1–5,0; 2 – 5,1–10,0; 3 – 10,1–15,0; 4 – 15,1–20,0; 5 – pow. 20,0; 6 – brak niedoborów odpływu fazy głębokiej.

Annual coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in years with severe hydrological drought in central Poland.

Annual coefficient of drought streamflow deficit of severe phase WnGR [%]: 1 – 0,1–5,0; 2 – 5,1–10,0; 3 – 10,1–15,0; 4 – 15,1–20,0; 5 – over 20,0; 6 – lack of drought streamflow deficit of severe phase.



Rys. 28. Wybrane charakterystyki odpływu niżówkowego w roku o łagodnym przebiegu suszy hydrologicznej w środkowej Polsce.
Roczny względny deficyt odpływu niżówkowego DWnR [%]: 1 – 0,0–0,5; 2 – 0,5–1,0; 3 – pow. 1,0; 4 – roczny współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej WnGR [%] – liczba oznacza wartość parametru.

Selected characteristics of low-flow in year with minor hydrological drought in central Poland. Annual relative drought streamflow deficit DWnR [%]: 1 – 0,0–0,5; 2 – 0,5–1,0; 3 – over 1,0; 4 – annual coefficient of drought streamflow deficit of severe phase WnGR [%] – number is equal the value of characteristic.

że w latach 50. susze hydrologiczne były surowe, lecz niżówki głębokie nie miały dużego znaczenia w ich formowaniu. W latach 90. susza hydrologiczna przebiegała łagodniej, lecz udział niedoborów odpływu fazy niżówki głębokiej odgrywał w niej dużą rolę i był bardzo zróżnicowany przestrzennie. Występowanie obszarów szczególnie narażonych na ubytek podstawowych rezerw wodnych w latach 90. należy wiązać z intensywnym poborem wody dla celów komunalnych, rolniczych i przemysłowych w okresach silnie rozwiniętej suszy atmosferycznej i glebowej.

W roku o najmniejszych przeciętnie niedoborach odpływu niżówkowego okresy deficytowe pojawiły się w 24 badanych zlewniach (rys. 28). Względny deficyt odpływu rzadko jednak przekraczał 1% i obejmował głównie małe zlewnie. Warto zwrócić uwagę, że nie zarysowała się w tym roku żadna prawidłowość

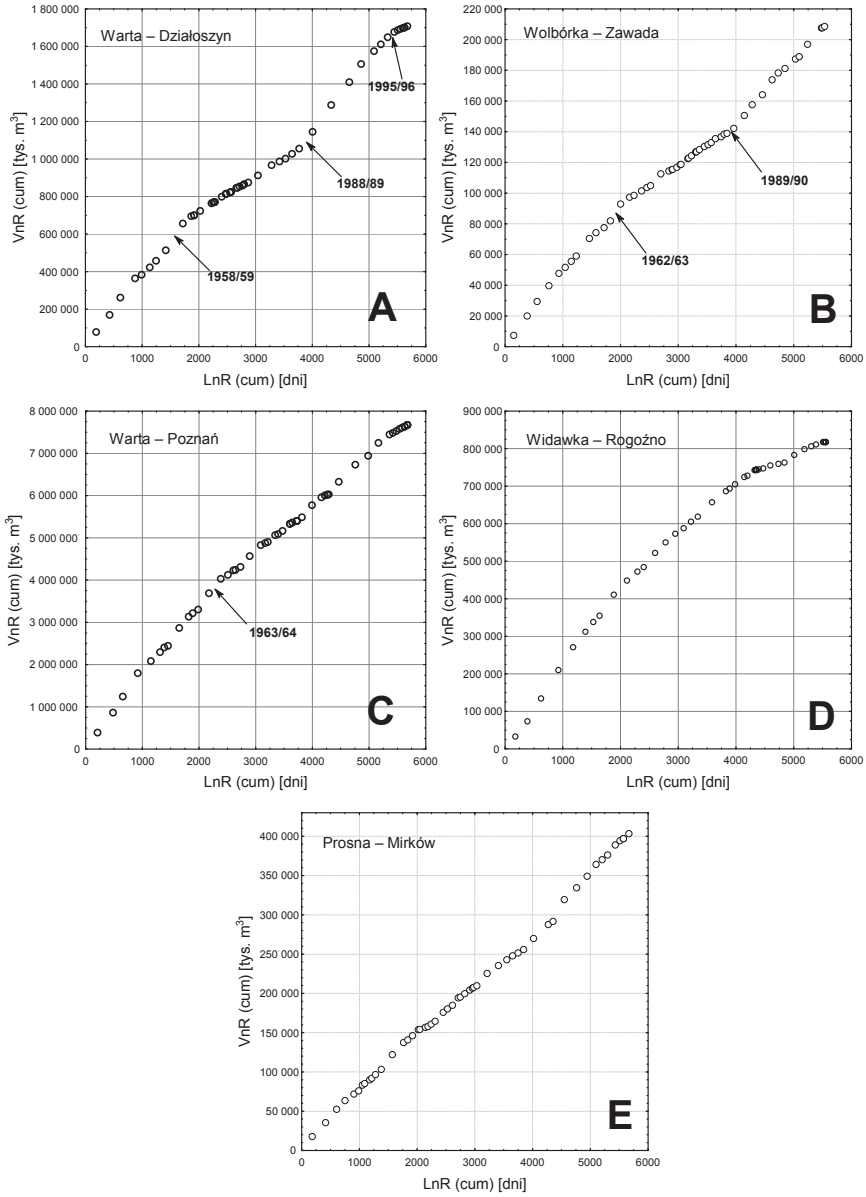
związana z położeniem w hierarchii sieci rzecznej czy stopniem złożoności reżimu rzecznego. Wolne od niedoborów odpływu były zarówno górne, środkowe, jak i dolne odcinki rzek. Ciekawe spostrzeżenie dotyczy także niżówek głębokich, które wystąpiły jedynie na Pilicy poniżej Zbiornika Sulejowskiego oraz na Czarnej Malenieckiej. Szczególnie interesujący jest ten pierwszy przypadek, gdyż ukazuje, że funkcjonowanie dużego zbiornika przepływowego jest w stanie wygenerować, nawet w roku wilgotnym, głęboką niżówkę, której objętość stanowiła ponad ¼ rocznych niedoborów odpływu.

6.1.4. Jednorodność genetyczna

Przy ocenie wieloletniej dynamiki zjawiska niedoboru odpływu niżówkowego, oprócz samej zmienności, bardzo interesujące może być pytanie: na ile czynniki generujące proces powstawania niedoborów są jednorodne i w jakich okresach dochodziło do zmiany relacji pomiędzy nimi? Poszukiwana jest zatem pewna wypadkowa zbioru czynników determinujących z jednej strony objętość niedoborów odpływu, z drugiej zaś – czas ich trwania. Stałość relacji pomiędzy nimi może być odzwierciedleniem jednorodności w sensie genetycznym (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1997, Węglarczyk 1998).

Jednym z powszechnie używanych narzędzi umożliwiających identyfikację momentów zerwań jednorodności szeregów czasowych jest krzywa podwójnej masy (Searcy, Hardison 1960). Umożliwia ona zobrazowanie zależności pomiędzy skumulowanym szeregiem rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym a skumulowanym szeregiem rocznej objętości niedoboru odpływu niżówkowego w badanym wieloleciu. Załamania na tak skonstruowanej krzywej wskazują na zmiany w relacjach pomiędzy czynnikami determinującymi badany proces. Istotność obserwowanych zerwań weryfikowano testami statystycznymi. Do badań wybrano 3 statystyki testowe: test *t* dla prób niezależnych, test jednorodności wariancji Browna i Forsytha oraz nieparametryczny test *U* Manna-Whitneya. Opis zastosowanych procedur zamieszcza m.in. Domański (1990). Termin zerwania uznawano za istotny dopiero po pozytywnej weryfikacji przez wszystkie 3 statystyki testowe na poziomie $\alpha = 0{,}05$.

W badanej grupie zlewni najczęściej dochodziło do dwukrotnego zerwania relacji pomiędzy niedoborem odpływu niżówkowego i czasem jego trwania (rys. 29B). Warto podkreślić, że we wszystkich przypadkach, w okresie pomiędzy punktami załomów, dochodziło do relatywnego obniżania się objętości niedoborów odpływu względem czasu ich trwania. Skutkowało to powstawaniem wyraźnych okresów o małych niedoborach odpływu, odznaczających się niewielką zmiennością wewnętrzną (np. 1962–1990 – rys. 29B). Innymi słowy, okres poprzedzający i następujący po opisywanym charakteryzował się znaczną



Rys. 29. Przykłady krzywych podwójnie kumulowanych rocznych niedoborów odpływu niżówkowego i rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym (1951–2002).
VnR (cum) – kumulowana roczna objętość niedoboru odpływu niżówkowego; LnR (cum) – kumulowana roczna liczba dni z przepływem niżówkowym.

Examples of double-mass curve of cumulated annual drought streamflow deficit volume and cumulated annual number of days with streamflow deficit (1951–2002).
VnR (cum) – cumulated annual drought streamflow deficit volume; LnR (cum) – annual number of days with streamflow deficit.

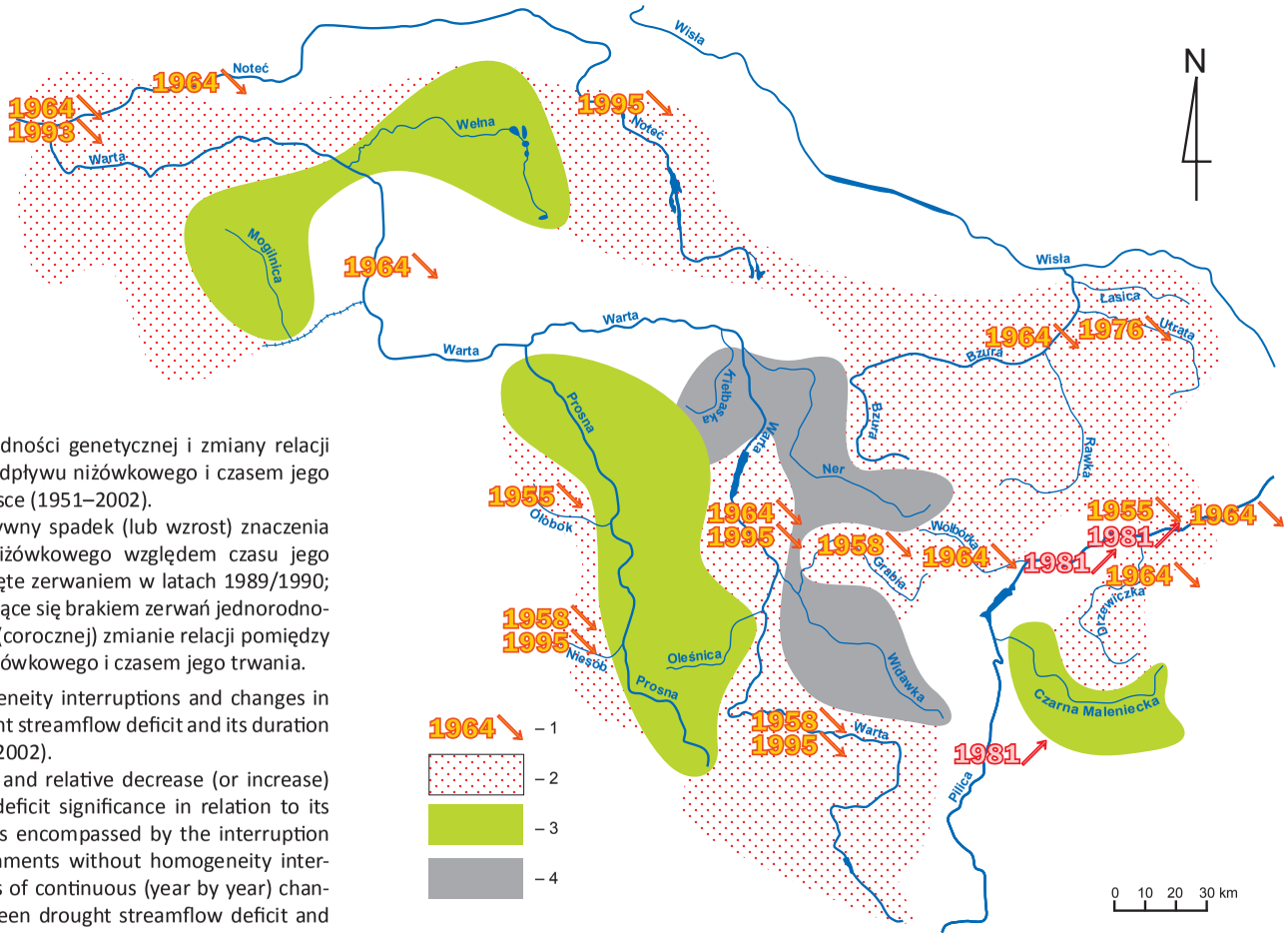
Tab. 5. Terminy zerwań jednorodności genetycznej w relacji rocznej objętości niedoboru niżówkowego do czasu jego trwania w rzekach środkowej Polski (1951–2002)

Dates of genetic homogeneity interruptions in relations between annual drought streamflow deficit volume and its duration in rivers of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wodowskaz River – water-gauge	Pierwsze zerwanie First interruption	Drugie zerwanie Second interruption	Trzecie zerwanie Third interruption
1	Warta – Działoszyn	1958/59 (–)	1988/89 (+)	1995/96 (–)
2	Warta – Sieradz	1963/64 (–)	1988/89 (+)	1995/96 (–)
3	Warta – Poznań (M. Rocha)	1963/64 (–)		
4	Warta – Gorzów Wlkp.	1963/64 (–)	1988/89 (+)	1992/93 (–)
5	Oleśnica – Niechmirów	jednorodny		
6	Widawka – Rogoźno	krzywa		
7	Widawka – Podgórze	krzywa		
8	Grabia – Grabno	1958/59 (–)	1988/89 (+)	
9	Ner – Dąbie	krzywa		
10	Kiełbaska – Kościelec	krzywa		
11	Prosna – Mirków	jednorodny		
12	Prosna – Bogusław	jednorodny		
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	1958/59 (–)	1989/90 (+)	1994/95 (–)
14	Ołobok – Ołobok	1955/56 (–)	1988/89 (+)	
15	Mogilnica – Konojad	jednorodny		
16	Wełna – Pruśce	jednorodny		
17	Noteć – Pakość	1988/89 (+)	1995/96 (–)	
18	Noteć – Nowe Drezdenko	1963/64 (–)		
19	Pilica – Przedbórz	1981/82 (+)		
20	Pilica – Spała	1981/82 (+)		
21	Pilica – Nowe Miasto	1954/55 (–)	1981/82 (+)	
22	Pilica – Białobrzegi	1963/64 (–)	1988/89 (+)	
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	jednorodny		
24	Wolbórka – Zawada	1962/63 (–)	1989/90 (+)	
25	Drzewiczka – Odrzywół	1964/65 (–)	1989/90 (+)	
26	Bzura – Sochaczew	1963/64 (–)	1988/89 (+)	
27	Rawka – Kęszyce	1990/91 (+)		
28	Utrata – Krubice	1975/76 (–)	1989/90 (+)	
29	Łasica – Władysławów	1988/89 (+)		

(+) (–) – względny wzrost lub spadek objętości niedoborów odpływu niżówkowego w stosunku do czasu jego trwania po terminie zerwania. Termin zerwania uznawano za istotny statystycznie dopiero po sprawdzeniu trzech statystyk testowych: testu t dla prób niezależnych, testu Browna i Forsytha oraz testu U Manna-Whitneya, na poziomie istotności $\alpha = 0{,}05$. Opis zastosowanych testów można znaleźć w pracy Domańskiego (1990).

(+) (–) – relative increase or decrease in drought streamflow deficit with respect to duration in the period following the interruption. Interruption date was taken as a statistically significant three tests verification: test t for independent samples, Brown & Forsyth test, U Mann-Whitney test, on significance level $\alpha = 0{,}05$. Description of used tests are given by Domański (1990).



Rys. 30.
Terminy zerwań jednorodności genetycznej i zmiany relacji pomiędzy niedoborem odpływu niżówkowego i czasem jego trwania w środkowej Polsce (1951–2002).
1 – rok zerwania i relatywny spadek (lub wzrost) znaczenia niedoborów odpływu niżówkowego względem czasu jego trwania; 2 – zlewnie objęte zerwaniem w latach 1989/1990; 3 – zlewnie charakteryzujące się brakiem zerwań jednorodności; 4 – zlewnie o ciągłej (corocznej) zmianie relacji pomiędzy niedoborem odpływu niżówkowego i czasem jego trwania.

Dates of genetic homogeneity interruptions and changes in relations between drought streamflow deficit and its duration in central Poland (1951–2002).
1 – year of interruption and relative decrease (or increase) of drought streamflow deficit significance in relation to its duration; 2 – catchments encompassed by the interruption of 1989/1990; 3 – catchments without homogeneity interruptions; 4 – catchments of continuous (year by year) changes in relationship between drought streamflow deficit and its duration.

podatnością na powstawanie głębokich niedoborów odpływu niżówkowego. Podwójne załamanie krzywej odnotowano w 9 przypadkach (tab. 5). Do grupy tej należałoby jeszcze dodać 4 zlewnie, w których odnotowano 3 punkty załomu, zwracając uwagę na fakt, iż ostatni termin zerwania odnotowano tam w połowie lat 90. (rys. 29A). Być może grupa ta byłaby liczniejsza, jednak stosunkowo krótki okres obserwacyjny, występujący po terminie ostatniego załomu krzywej, nie pozwala jednoznacznie i wiarygodnie ustalić tego terminu zerwania w innych zlewniach. Znamienny jest fakt, iż w całej tej grupie, jedno z obserwowanych zerwań ciągłości (przeważnie drugie), występowało prawie zawsze około 1989 roku, co dobitnie świadczy o istotnym wpływie początku lat 90. na zmiany reżimu przepływów niżówkowych i powstawanie dużych niedoborów odpływu na całym obszarze badań (rys. 30). Okresy pierwszego załamania krzywej są już bardziej zróżnicowane i wskazują na to, w jakim tempie zlewnie „wychodziły" z okresu głębokich niżówek lat 50. Pojawiające się opóźnienia wynikają zapewne ze specyfiki warunków hydrogeologicznych związanych choćby z bezwładnością reżimu zbiorników wód podziemnych, drenowanych przez koryta cieków. Wnioski te potwierdzają w znacznym stopniu wyniki badań opublikowane przez Farata i in. (1995).

W 6 przypadkach zanotowano jedynie po jednym załamaniu krzywej (rys. 29C, 30). W odniesieniu do dopływów Bzury potwierdzone zostało znaczenie 1989 roku jako początku jedynego, znaczącego okresu powstawania niedoborów odpływu w reżimie przepływów niżówkowych tych rzek. Warta w Poznaniu i Noteć w Nowym Drezdenku podatne były na niżówki tylko w latach 50. Natomiast w górnej Pilicy, niedobory odpływu niżówkowego zaczęły odgrywać istotną rolę od początku lat 80.

Dość niezwykły kształt przyjęły krzywe podwójnej masy wykreślone dla Widawki, Neru i Kiełbaski (rys. 29D, 30). Wskazują one na ciągłe (coroczne) zmiany relacji pomiędzy zmiennymi, zmierzające w kierunku systematycznego spadku niedoborów odpływu niżówkowego (por. rys. 25). U źródła tego zjawiska leży, opisana wcześniej, działalność antropogeniczna związana z odwadnianiem złóż węgla brunatnego (Widawka, Kiełbaska) oraz przerzutami wody w obrębie aglomeracji łódzkiej (Ner). Prowadzi ona do systematycznego zwiększania i wyrównywania przepływów badanych cieków.

W badanej grupie znalazły się również rzeki, w których nie stwierdzono zerwań genetycznej jednorodności szeregów VnR (rys. 29E, 30). Należy do nich Prosna, Czarna Maleniecka oraz rzeki Pojezierza Wielkopolskiego. Trudno wskazać bezpośrednie przyczyny tak dużej odporności na zerwania jednorodności w tych ciekach. Warto jednak zauważyć, że Czarna Maleniecka oraz Mogilnica jako jedyne nie wykazywały żadnych, istotnych statystycznie trendów w odniesieniu do objętości niedoborów odpływu niżówkowego w badanym wieloleciu (por. tab. 4). W połączeniu z przedstawionymi wyżej tezami o wpływie jezior przepływowych

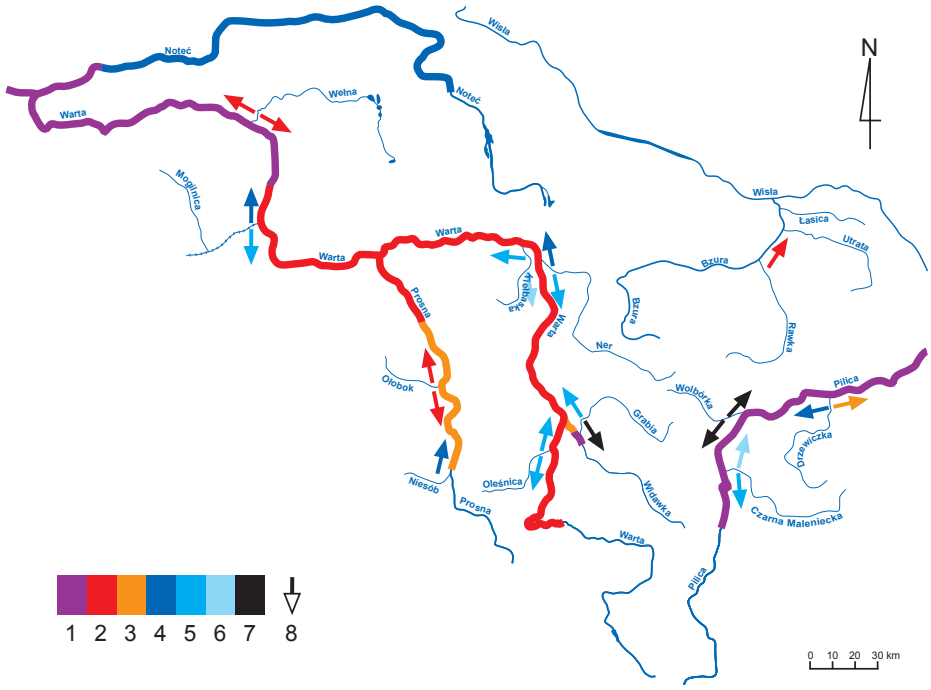
i zasobnych zbiorników wód podziemnych na przebieg suszy hydrologicznej można pokusić się o stwierdzenie, iż są to obszary o najbardziej stabilnym reżimie odpływu niżówkowego w środkowej Polsce.

6.1.5. Synchroniczność

Formowanie się niedoborów odpływu niżówkowego w korytach rzecznych jest bardzo silnie uwarunkowane sytuacją hydrologiczną w górnym biegu rzeki. Niżówki pojawiające się w ujściowych odcinkach cieków są efektem, podobnie jak wezbrania, lecz w nieco innej skali czasowej, tempa przemieszczania się zjawiska z biegiem rzeki oraz stopnia jego synchroniczności w stosunku do epizodów pojawiających się na dopływach. Po połączeniu dwóch cieków, w których reżim odpływu jest całkowicie niesynchroniczny, powstające niżówki mogą bardzo szybko zanikać, natomiast przy znacznej ich synchronizacji będą pojawiać się bardzo głębokie niedobory odpływu.

Zjawisko synchroniczności niedoborów odpływu niżówkowego w badanych rzekach oceniono na podstawie analizy współczynników korelacji (zał. 2). Współzmienność zjawiska zbadano wzdłuż biegu rzek głównych (począwszy od najwyżej zlokalizowanego wodowskazu) oraz ich dopływów (rys. 31). Wysoką korelację rocznych niedoborów odpływu niżówkowego zaobserwowano wzdłuż badanego odcinka Pilicy. Stwierdzenie, iż może być to efektem funkcjonowania Zbiornika Sulejowskiego nie jest w pełni uzasadnione, ponieważ współzmienność niedoborów odpływu na wodowskazach zlokalizowanych powyżej i poniżej zbiornika (Przedbórz, Spała) jest tak samo silna, jak na pozostałych posterunkach położonych w dolnym biegu rzeki. Wydaje się zatem, iż dużo większą rolę odgrywa w tym przypadku struktura i sposób funkcjonowania zbiorników wód podziemnych regionu świętokrzyskiego. Dopływy wykazują już znacznie mniejszą synchroniczność z rzeką główną, a niedobory odpływu Wolbórki w ogóle nie korelują z charakterystykami uzyskanymi dla Pilicy zarówno powyżej, jak i poniżej jej ujścia do niej. Jest to zdeterminowane faktem, iż na reżim odpływu tego stosunkowo małego systemu rzecznego bardzo duży wpływ wywiera gospodarka wodno-ściekowa ośrodków satelitarnych aglomeracji łódzkiej oraz intensywne działania gospodarki wodnej związane z melioracjami (Moszczyńska 1986).

Korelacja rocznych niedoborów odpływu niżówkowego wzdłuż biegu Warty rośnie od r = 0,8 w górnym biegu aż do r = 0,91 przy ujściu. Główne dopływy Warty odznaczają się nieco mniejszą synchronicznością: Prosna (0,7–0,9), Noteć (0,6–0,9). Małe dopływy wykazują natomiast współzmienność z najbliższymi posterunkami na rzece głównej, przy czym korelacja jest tu bardzo zróżnicowana od 0,4 aż do 0,9. W obrazie przestrzennym zjawiska trudno dopatrzyć się wyraźnych prawidłowości. Wydaje się, iż o sile współzmienności decyduje przede



Rys. 31. Synchroniczność rocznych niedoborów odpływu niżówkowego wzdłuż biegu rzek środkowej Polski (1951–2002).

Współczynnik korelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego: 1 – pow. 0,90; 2 – 0,81–0,90; 3 – 0,71–0,80; 4 – 0,61–0,70; 5 – 0,51–0,60; 6 – 0,41–0,50; 7 – brak korelacji istotnej statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$; 8 – współczynnik korelacji niedoborów odpływu niżówkowego pomiędzy posterunkiem wodowskazowym na dopływie i pierwszym posterunkiem zlokalizowanym na rzece głównej bezpośrednio powyżej lub poniżej dopływu.

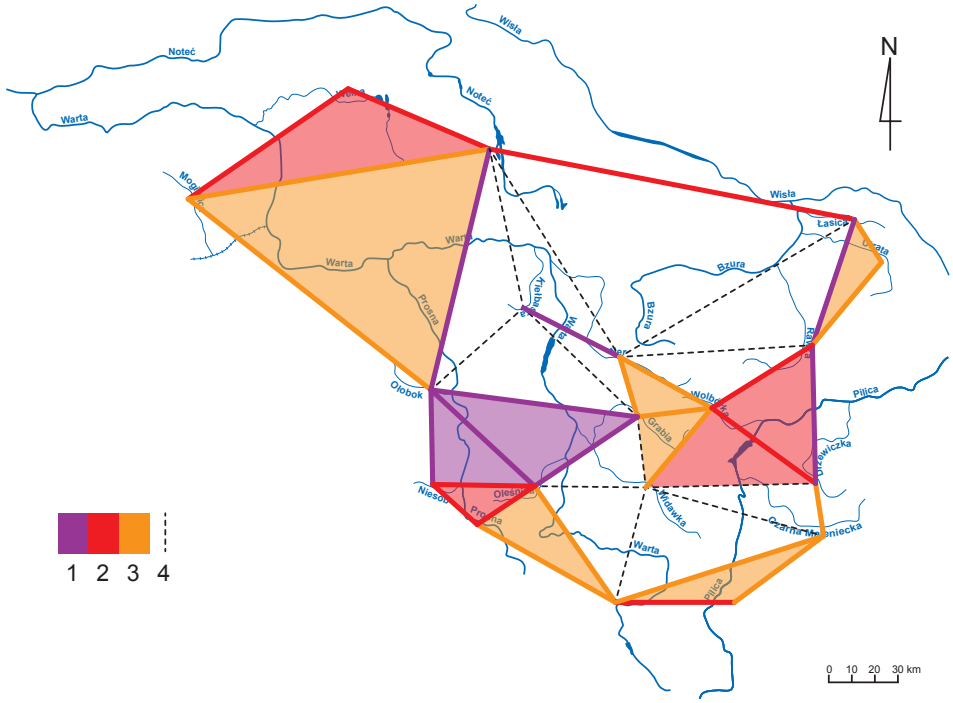
Synchronicity of annual drought streamflow deficits along the rivers of central Poland (1951–2002).

Correlation coefficient of annual drought streamflow deficit: 1 – over 0,90; 2 – 0,81–0,90; 3 – 0,71–0,80; 4 – 0,61–0,70; 5 – 0,51–0,60; 6 – 0,41–0,50; 7 – no statistically significant correlation on the level $\alpha = 0,05$; 8 – correlation coefficient of annual drought streamflow deficit between water-gauge on tributary and first gauge located on main river, up or down of the tributary mouth directly.

wszystkim różnica przepływu rzeki głównej i dopływu, położenie wodowskazu względem dopływu (powyżej lub poniżej jego ujścia) oraz odległość od niego. Synchroniczność niedoborów odpływu niżówkowego na ogół rośnie wraz z biegiem rzeki, wykazując przy tym statystycznie mocną lub bardzo mocną korelację. Jedynie w systemie Bzury nie udało się zidentyfikować podobnych zależności, ponieważ na rzece głównej zlokalizowany jest tylko jeden wodowskaz, a większość obserwowanych dopływów wpada do rzeki głównej poniżej tego posterunku.

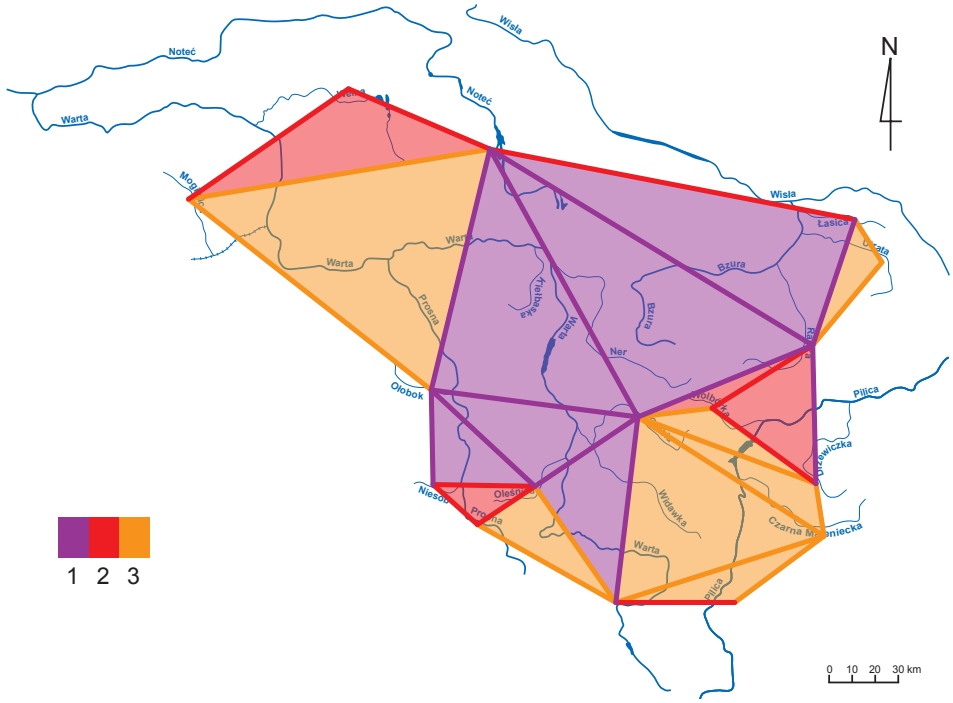
Przedstawiona powyżej analiza obciążona jest istotnie informacją o formowaniu niedoborów odpływu niżówkowego przenoszoną tranzytowo z biegiem rzeki. W celu oceny przestrzennego podobieństwa wyłącznie miejscowych cech reżimu przepływów niżówkowych wyselekcjonowano do dalszych badań tylko zlewnie autochtoniczne. Podstawą analizy była koncepcja grafów planarnych, których krawędzie opisują stopień podobieństwa czasowego rocznych niedoborów odpływu niżówkowego, wyrażonego współczynnikiem korelacji. Metoda ta stosowana była m.in. przez Tamulewicza (1993) do oceny przestrzennego podobieństwa opadów atmosferycznych, a Bartnik (1995) przystosował ją do analizy przepływów średnich i niskich.

W wyselekcjonowanych zlewniach autochtonicznych wyznaczono geometryczne środki ciężkości, które połączono ze sobą tak, aby powstała siatka trójkątów. Zadbano przy tym, aby powstałe trójkąty miały kształt zbliżony do równora-



Rys. 32. Przestrzenne zróżnicowanie podobieństwa korelacyjnego rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Współczynnik korelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego: 1 – 0,71–0,85; 2 – 0,56–0,70; 3 – 0,36–0,55; 4 – brak korelacji istotnej statystycznie na poziomie α = 0,05.

Spatial differentiation of correlational similarity of annual drought streamflow deficit in catchments of central Poland (1951–2002).
Correlation coefficient of annual drought streamflow deficit: 1 – 0,71–0,85; 2 – 0,56–0,70; 3 – 0,36–0,55; 4 – no statistically significant correlation on the level α = 0,05.



Rys. 33. Przestrzenne zróżnicowanie podobieństwa korelacyjnego rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski bez uwzględnienia wpływu antropopresji (1951–2002).
Współczynnik korelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego: 1 – 0,71–0,85; 2 – 0,56–0,70; 3 – 0,36–0,55.

Spatial differentiation of correlational similarity of annual drought streamflow deficit in catchments of central Poland without anthropopression (1951–2002).
Correlation coefficient of annual drought streamflow deficit: 1 – 0,71–0,85; 2 – 0,56–0,70; 3 – 0,36–0,55.

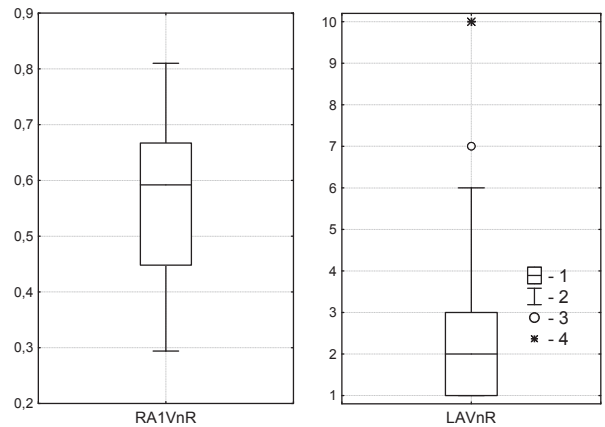
miennego. W praktyce wybierano taki wariant, w którym boki trójkątów były jak najkrótsze. Poszczególnym odcinkom powstałej siatki przypisano wartości współczynników korelacji liniowej rocznych niedoborów odpływu niżówkowego uzyskanych dla zlewni, które łączą (rys. 32). Jak łatwo zauważyć, bardzo duża liczba krawędzi grafów charakteryzuje się nieistotnym statystycznie współczynnikiem korelacji. Jednocześnie wiązki tych krawędzi ogniskują się w 3 zlewniach, w których odpływ formuje się pod wpływem antropopresji (Widawka, Ner, Kiełbaska). Zatem brak synchroniczności niedoborów odpływu niżówkowego z pozostałymi obiektami jest w zasadzie oczywisty.

Mając świadomość istnienia poważnych zaburzeń synchroniczności reżimu niżówkowego wywołanych antropopresją w centralnej części badanego obszaru, dokonano przekształcenia grafu planarnego poprzez usunięcie z niego 3 węzłów

odpowiadających środkom geometrycznym wyżej tych zlewni. Nowo powstały graf obejmuje zatem systemy, w których odpływ formuje się w warunkach quasi-naturalnych (rys. 33). Bardzo wysoka synchroniczność przestrzenna rocznych niedoborów odpływu niżówkowego obejmuje przede wszystkim, środkową część badanego obszaru. Podobieństwo reżimu niżówkowego maleje w kierunku północno-zachodnim (zlewnie jeziorne) i południowo-wschodnim (zasobne zbiorniki wód podziemnych dorzecza Pilicy). Można zatem stwierdzić, że na poziom synchroniczności badanego zjawiska istotny wpływ mogą wywierać indywidualne cechy zlewni. Do podobnych wniosków doszedł Bartnik (1995), analizując podobieństwo korelacyjne niskich przepływów miesięcznych w skali Polski.

6.1.6. Inercja

Zagadnienie inercji w szeregach czasowych objętości niedoboru odpływu niżówkowego nie było dotąd szerzej analizowane. Jednym z estymatorów bezwładności jest pierwszy współczynnik autokorelacji (wzór 21). W ujęciu wieloletnim określa on ładunek informacji o formowaniu niedoboru odpływu niżówkowego, jaki przekazywany jest z roku na rok. We wszystkich przypadkach obliczony współ-



Rys. 34. Zróżnicowanie miar bezwładności rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w rzekach środkowej Polski.

RA1VnR – pierwszy współczynnik autokorelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego; LAVnR – liczba efektywnych współczynników autokorelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w kolejnych przesunięciach (1, 2,... 10 – lata); poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of annual characteristics of drought streamflow deficit inertia in rivers of central Poland.

RA1VnR – first autocorrelation coefficient of annual drought streamflow deficits; LAVnR – number of effective autocorrelation coefficients of annual drought streamflow deficit in consecutive lags (1, 2,... 10 – years); numerals 1–4 – see fig. 10.

Tab. 6. Charakterystyki inercji niedoborów odpływu niżówkowego rzek środkowej Polski (1951–2002)
Characteristics of drought streamflow deficit inertia in rivers of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wodowskaz River – water-gauge	RA1VnR	LAVnR [lata]	Typ funkcji autokorelacyjnej VnR Type of autocorrelation function VnR
1	Warta – Działoszyn	0,695	2	A
2	Warta – Sieradz	0,638	3	A
3	Warta – Poznań (M. Rocha)	0,562	1	B
4	Warta – Gorzów Wlkp.	0,411	1	B
5	Oleśnica – Niechmirów	0,541	2	B
6	Widawka – Rogoźno	0,792	10	D
7	Widawka – Podgórze	0,617	6	D
8	Grabia – Grabno	0,667	3	B
9	Ner – Dąbie	0,683	7	D
10	Kiełbaska – Kościelec	0,810	7	D
11	Prosna – Mirków	0,396	1	C
12	Prosna – Bogusław	0,471	1	B
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	0,599	3	B
14	Ołobok – Ołobok	0,554	2	B
15	Mogilnica – Konojad	0,343	1	C
16	Wełna – Prusce	0,448	1	C
17	Noteć – Pakość	0,592	2	C
18	Noteć – Nowe Drezdenko	0,414	1	B
19	Pilica – Przedbórz	0,605	2	A
20	Pilica – Spała	0,718	4	A
21	Pilica – Nowe Miasto	0,728	4	A
22	Pilica – Białobrzegi	0,683	3	A
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	0,398	1	B
24	Wolbórka – Zawada	0,454	1	D
25	Drzewiczka – Odrzywół	0,654	2	A
26	Bzura – Sochaczew	0,599	2	B
27	Rawka – Kęszyce	0,591	4	A
28	Utrata – Krubice	0,356	1	B
29	Łasica – Władysławów	0,294	2	B

RA1VnR – pierwszy współczynnik autokorelacji w szeregu rocznych objętości niedoborów odpływu niżówkowego; LAVnR – liczba kolejnych przesunięć, przy których wielkość współczynnika autokorelacji przekraczała podwojoną wartość błędu standardowego w szeregu rocznych objętości niedoborów odpływu niżówkowego; Typ funkcji autokorelacyjnej – por. rys. 36.

RA1VnR – first autocorrelation coefficient of annual drought streamflow deficits; LAVnR – number of effective autocorrelation coefficients of annual drought streamflow deficit in consecutive lags; Type of autocorrelation function – see fig. 36.

czynnik autokorelacji (RA1VnR) był istotny statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$, a jego wartości wskazywały na przeciętną lub silną inercję (tab. 6, rys. 34). Rozkład RA1VnR w badanej próbce zlewni zbliżony był do normalnego, zaś połowa uzyskanych współczynników zawierała się w przedziale 0,45–0,67. Maksimum odnotowano w zlewni Kiełbaski (0,81), minimum zaś w zlewni Łasicy (0,29). Fakt,

iż bezwładność tych szeregów jest duża, wynika stąd, że jest ona w znacznej mierze uwarunkowana strukturą strefy hydrologicznie czynnej zlewni. W konsekwencji bardzo duża bezwładność odpływu podziemnego, wynikająca z wolnego tempa odnawiania zasobów zbiorników wód podziemnych (Tomaszewski 2001), determinuje również proces rozwoju i zaniku niżówki.

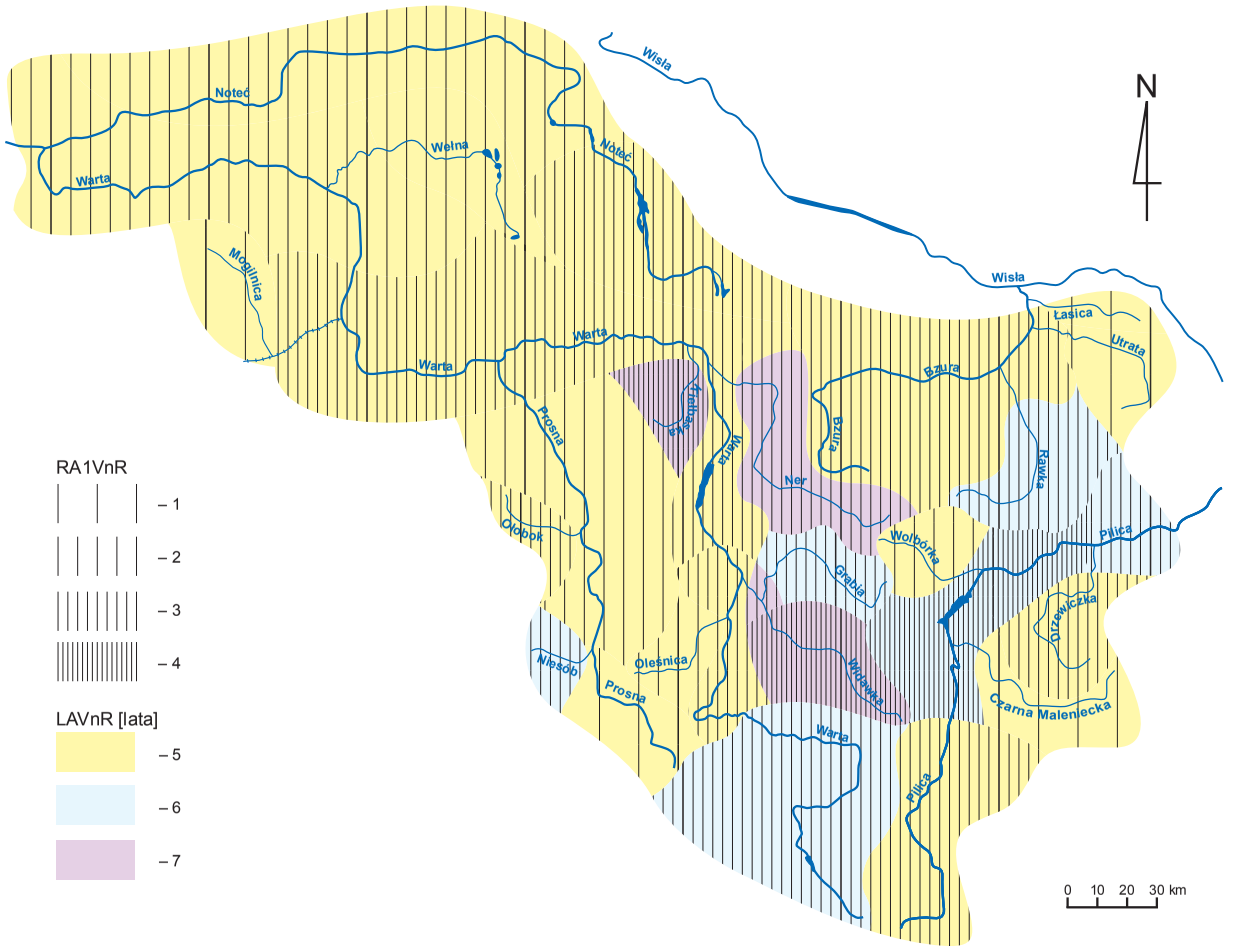
W ujęciu przestrzennym stosunkowo dużą inercją niedoborów odpływu niżówkowego odznaczały się zlewnie położone w dorzeczu Pilicy i górnej Warty (rys. 35). W większości przypadków wynika to ze stabilnego zasilania podziemnego rzek odpływem z zasobnych zbiorników strefy aktywnej wymiany, charakteryzujących się dużą bezwładnością wydatku. Jednak równie duża inercja niedoborów odpływu może być wywołana działalnością człowieka związaną z funkcjonowaniem Zbiornika Sulejowskiego (Pilica), zrzutem wody z odwadniania odkrywkowych kopalń węgla brunatnego (Widawka, Kiełbaska) czy stabilnym zrzutem wód ściekowych i pościekowych (Ner). Najniższa autokorelacja niedoborów odpływu niżówkowego towarzyszyła przede wszystkim małym zlewniom położonym na obszarach o relatywnie niewielkich zasobach wód podziemnych strefy hydrologicznie czynnej (Mogilnica, Utrata, Łasica, Czarna Maleniecka, górna Prosna).

Przeprowadzona powyżej analiza współczynnika autokorelacji przy przesunięciu równym 1 pozwoliła ocenić siłę inercji niedoborów odpływu niżówkowego. Nieco inne informacje można uzyskać, obliczając i analizując współczynniki autokorelacji przy kolejnych przesunięciach. Szczególnie ciekawa wydaje się analiza liczby kolejnych kroków, przy których współczynnik ten jest nadal istotny. W celu zbadania długości „wieloletniej pamięci" reżimu przepływów niżówkowych skonstruowano charakterystykę opartą na liczbie efektywnych przesunięć współczynnika autokorelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego (w zakresie od 1 do 15), przy czym miarą istotności kolejnych współczynników była podwojona wartość błędu standardowego (wzór 22). Zatem jednostką liczby efektywnych przesunięć współczynnika autokorelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego (LAVnR) były lata (tab. 6). Charakterystyka ta waloryzuje przede wszystkim długość pamięci podsystemu zlewni, odpowiedzialnego za formowanie niedoborów odpływu. Jej wartości wskazują na poziom retencyjności tegoż systemu oraz synchroniczności reżimu poszczególnych zbiorników, głównie wód podziemnych, aktywnych w fazie przepływów niżówkowych. Może on być również estymatorem tempa ich odnawialności, które będzie malało wraz ze wzrostem LAVnR.

Przeciętna liczba efektywnych przesunięć współczynnika autokorelacji rocznego niedoboru odpływu niżówkowego (LAVnR) w środkowej Polsce wynosi 2 lata (rys. 34). Połowa obliczonych wartości mieści się w bardzo wąskim przedziale od 1 roku do 3 lat, co wskazuje na relatywnie krótką „pamięć wieloletnią" badanych systemów. Rozkład wykazuje jednak silną asymetrię dodatnią, a wartości odstające i ekstremalne jak zwykle dotyczą zlewni znajdujących się pod wpływem silnej antropopresji (Ner, Kiełbaska – 7 lat, Widawka – 10 lat). Dowodzi to

Rys. 35.
Miary bezwładności rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
Pierwszy współczynnik autokorelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego RA1VnR: 1 – pon. 0,40; 2 – 0,41–0,55; 3 – 0,56–0,70; 4 – pow. 0,70; liczba efektywnych współczynników autokorelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w kolejnych przesunięciach LAVnR [lata]: 5 – 1–2; 6 – 3–4; 7 – pow. 4.

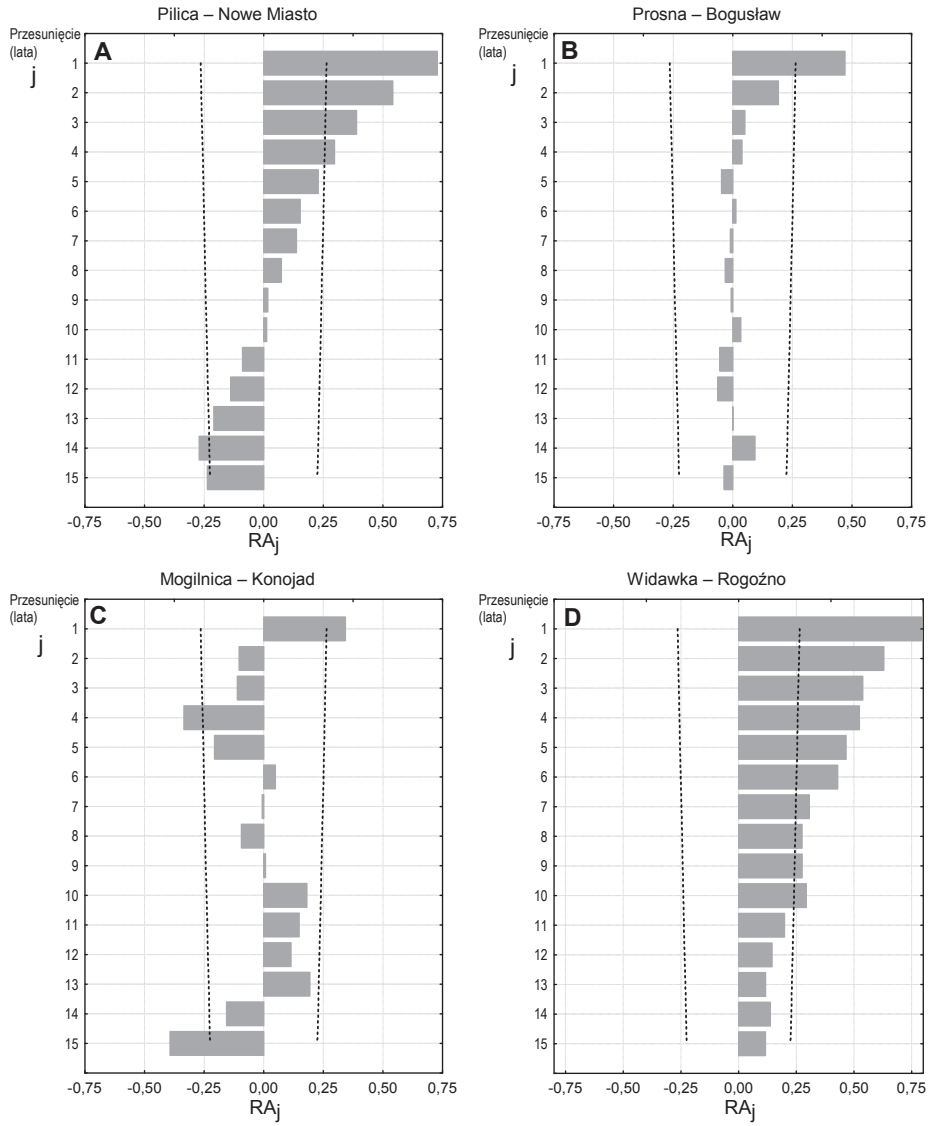
Characteristics of annual drought streamflow deficit inertia in rivers of central Poland (1951–2002).
First autocorrelation coefficient of annual drought streamflow deficits RA1VnR: 1 – under 0,40; 2 – 0,41–0,55; 3 – 0,56–0,70; 4 – over 0,70; number of effective autocorrelation coefficients of annual drought streamflow deficit in consecutive lags LAVnR [years]: 5 – 1–2; 6 – 3–4; 7 – over 4.



po raz kolejny, iż wymienione wcześniej działania wodno-gospodarcze ingerują tak dalece w reżim przepływów niżówkowych, że jego naturalna i stochastyczna natura przestaje być widoczna nawet w perspektywie 10 lat. W ujęciu przestrzennym, podwyższone wartości LAVnR z przedziału od 3 do 4 lat, obserwowane są w środkowym i dolnym biegu Pilicy (rys. 35). Jedynie LAVnR obliczony dla Pilicy w Przedborzu wynosi tylko 2 lata, co jest prawdopodobnie efektem działania Zbiornika Sulejowskiego, który dostosowując poziom retencjonowanych zasobów do warunków hydrometeorologicznych w dorzeczu, generuje zjawisko autoregresji w szeregach przepływów niżówkowych. Wartości LAVnR z przedziału 3–4 lat zanotowano także na górnej Warcie, Niesobie w Kuźnicy Skakawskiej, Grabi w Grabnie oraz Rawce w Kęszycach. Ich geneza wynika z retencyjności drenowanych poziomów wodonośnych oraz wiąże się z występowaniem terenów zabagnionych i licznych stawów przepływowych, będących pozostałością nieistniejących już młynów wodnych (Grabia, Rawka).

Relacje pomiędzy siłą i czasem trwania ładunku informacji o niedoborach przepływu niżówkowego przenoszonych z roku na rok można ocenić na podstawie funkcji autokorelacyjnej. Analiza przebiegu tych funkcji umożliwiła pogrupowanie ich w 4 podstawowe typy (rys. 36, tab. 6). Typ **A** odnosi się do systemów z długą pamięcią o formowaniu niedoborów odpływu niżówkowego, gdzie okresy względnie jednorodne trwają 9–11 lat. Jest on charakterystyczny dla tych zlewni, w których tempo recesji i odnawiania zasobów wód podziemnych jest raczej powolne. Typ **B** odznacza się stosunkowo krótką pamięcią i obejmuje te zlewnie, w których wymiana wód podziemnych wykazuje dużą dynamikę oraz takie, w których zróżnicowany reżim przepływów niżówkowych dopływów rzeki głównej nie pozwala na synchroniczne przekazywanie informacji o niedoborach odpływu z biegiem recypienta (np. środkowa i dolna Warta). W typie **C** pojawiają się odizolowane okresy o podwyższonej inercji, których istnienie tłumaczyć należy specyfiką reżimu jezior przepływowych wynikającą z ich reakcji na niedobory odpływu pojawiające się w zlewni lub działaniami gospodarki wodnej związanej z retencją sterowaną. Ostatni typ (**D**) jest charakterystyczny dla rzek poddanych silnej antropopresji, gdzie systematyczne zrzuty wody prowadzą do ustalenia rytmu odpływu dyktowanego potrzebami wodno-gospodarczymi, tylko w nieznacznym stopniu modyfikowanego przez panujące warunki hydrometeorologiczne. W efekcie jest obserwowana bardzo silna i długotrwała inercja niedoborów odpływu niżówkowego, powiązana często z istnieniem istotnego trendu wieloletniego o charakterze wykładniczym (por. podrozdz. 6.1.2).

Serie rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym wykazują poziom bezwładności bardzo zbliżony do stwierdzonego w szeregach objętości niedoboru odpływu. Zależność pomiędzy zmiennymi może być opisana równaniem liniowym o bardzo wysokim stopniu dopasowania (rys. 37). Nie ma zatem potrzeby oddzielnego analizowania zagadnienia inercji w odniesieniu do rocznej liczby

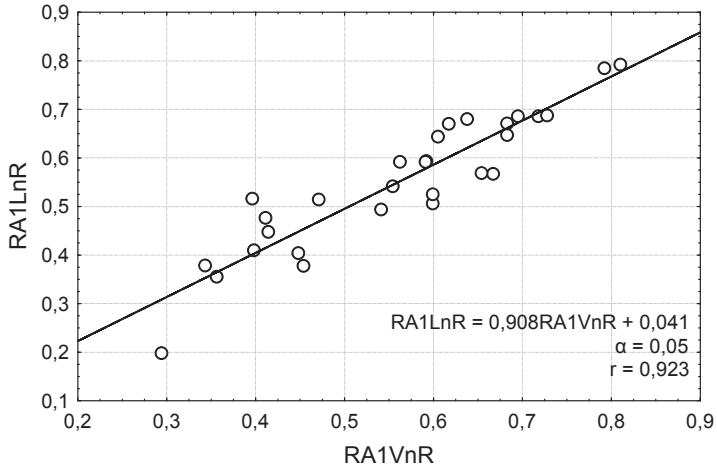


Rys. 36. Typy funkcji autokorelacyjnej rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002).

RA_j – współczynnik autokorelacji przy przesunięciu równym *j*, linia przerywana zakreśla wartość podwojonego błędu standardowego współczynnika autokorelacji.

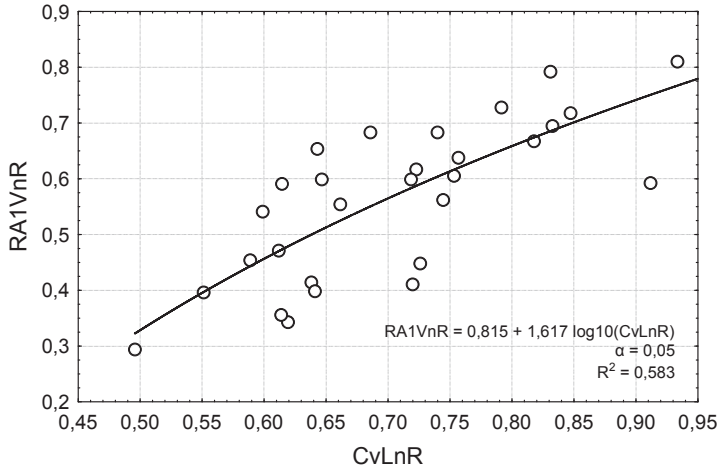
Types of the autocorrelation function of annual drought streamflow deficit in rivers of central Poland (1951–2002).

RA_j – autocorrelation coefficient in lag equal *j*, dashed line marks double value of standard error of autocorrelation coefficient.



Rys. 37. Zależność regresyjna pomiędzy pierwszym współczynnikiem autokorelacji: rocznych niedoborów odpływu niżówkowego (RA1VnR) i rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym (RA1LnR) w rzekach środkowej Polski.
α – poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji; r – współczynnik korelacji liniowej.

Relationship between first autocorrelation coefficient of: annual drought streamflow deficits (RA1VnR) and annual number of days with low flow (RA1LnR).
α – statistical significance level of estimated regression function; r – linear correlation coefficient.



Rys. 38. Zależność regresyjna pomiędzy współczynnikiem zmienności rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym (CvLnR) i pierwszym współczynnikiem autokorelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego (RA1VnR) w rzekach środkowej Polski.
α – poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji; R^2 – współczynnik determinacji.

Relationship between variation coefficient of number of days with low flow (CvLnR) and first autocorrelation coefficient of annual drought streamflow deficit (RA1VnR).
α – statistical significance level of estimated regression function; R^2 – determination coefficient.

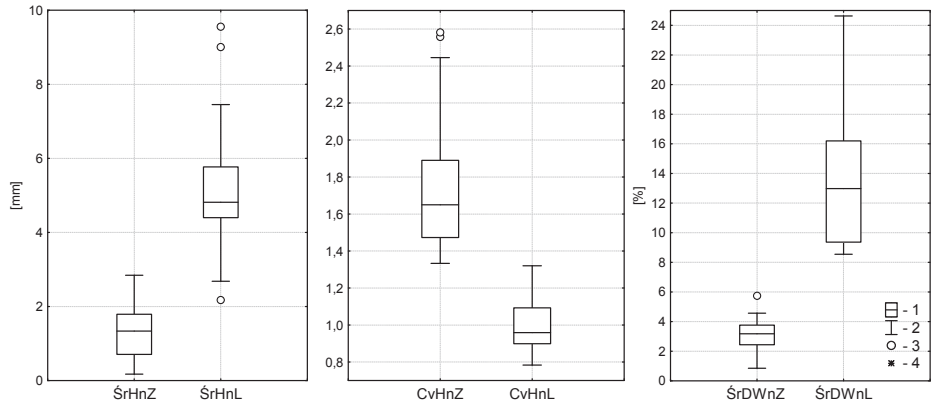
dni z przepływem niżówkowym. Współczynnik kierunkowy prostej wskazuje, iż bezwładność LnR jest przeciętnie nieznacznie mniejsza od inercji VnR. Warto zauważyć, iż prezentowane równanie ma walor praktyczny. Liczbę dni z przepływem niżówkowym można bowiem oszacować na podstawie analizy stanu wody, będącego odpowiednikiem przepływu granicznego niżówki. Mając do dyspozycji jedynie informacje o stanach wody, można obliczyć współczynnik autokorelacji dla LnR, a następnie przy użyciu powyższej formuły dokonać oszacowania stopnia bezwładności niedoborów odpływu niżówkowego.

Interesującą zależność zaobserwowano pomiędzy współczynnikiem zmienności rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym (CvLnR) a współczynnikiem autokorelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego – RA1VnR (rys. 38). Wynika z niej, iż wzrost zmienności LnR ma nieliniowy wpływ na podwyższenie inercji w szeregach niedoborów odpływu. To zaś dowodzi, że proces autokorelacji w grupie charakterystyk zależnych od przepływów niżówkowych lepiej realizuje się przy wyraźnie zaakcentowanych fluktuacjach i to bez względu na okres tych fluktuacji.

6.2. Zmienność sezonowa

6.2.1. Struktura niedoborów i ich dyspersja w półroczach

W półroczu zimowym przeciętny wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego, wyrażony medianą, wyniósł w środkowej Polsce 1,3 mm (rys. 39). Dyspersja wartości w badanej grupie zlewni jest bardzo mała, a rozkład zbliżony do normalnego. Skutkuje to bardzo wąskim rozstępem międzykwartylowym (1 mm) oraz brakiem wartości odstających. Ekstrema rozkładu zanotowano w Łasicy po Władysławów (0,2 mm) oraz w Widawce po Rogoźno (2,8 mm) – tab. 7. Przestrzenny obraz badanego zjawiska jest w tym półroczu mało zróżnicowany (rys. 40). Strefa relatywnie wysokich wskaźników niedoboru odpływu niżówkowego wiąże się z dorzeczem Pilicy i górnej Warty. Jeśli w okresie zimowym w zlewniach tych dominują opady w postaci stałej, co zdarza się coraz rzadziej, to czas zalegania pokrywy śnieżnej, a tym samym odcięcie zbiorników wód podziemnych i koryt rzecznych od źródła zasilania będzie na tym terenie najdłuższe na obszarze środkowej Polski. Jeśli zaś dominować będą tu opady deszczu, to z kolei znaczna ich część zostanie zużyta na uzupełnienie rezerw poziomów wodonośnych, bardzo zasobnych w tej części dorzecza, a zdrenowanych w czasie niżówek letnich i jesiennych poprzedniego sezonu. Wysokie wskaźniki ŚrHnZ występują również w zlewniach Widawki, Neru i Kiełbaski. Fakt ten jest uwarunkowany ponadzlewniowymi przerzutami wody, generującymi zwiększony odpływ rzeczny, a co za tym idzie – głębsze niżówki. Odniesienie powstałych niedoborów odpływu niżówkowego do



Rys. 39. Zróżnicowanie wybranych charakterystyk niedoborów odpływu niżówkowego w półroczach w zlewniach środkowej Polski.

ŚrHnZ – średni wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu zimowym; ŚrHnL – średni wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim; CvHnZ – współczynnik zmienności wskaźnika niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu zimowym; CvHnL – współczynnik zmienności wskaźnika niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim; ŚrDWnZ – średni względny deficyt odpływu niżówkowego w półroczu zimowym; ŚrDWnL – średni względny deficyt odpływu niżówkowego w półroczu letnim; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of selected characteristics of drought streamflow deficit in half-years in catchments of central Poland.

ŚrHnZ – mean depth of drought streamflow deficit in winter half-year; ŚrHnL – mean depth of drought streamflow deficit in summer half-year; CvHnZ – variation coefficient of depth of drought streamflow deficit in winter half-year; CvHnL – variation coefficient of depth of drought streamflow deficit in summer half-year; ŚrDWnZ – mean relative drought streamflow deficit in winter half-year; ŚrDWnL – mean relative drought streamflow deficit in summer half-year; numerals 1–4 – see fig. 10.

powierzchni zlewni topograficznej skutkuje wyższymi wskaźnikami ŚrHnZ w stosunku do zlewni, w których odpływ formuje się w warunkach quasi-naturalnych (por. podrozdz. 6.1.1). Sumaryczne oddziaływanie niedoborów odpływu niżówkowego w rzekach znajdujących się pod wpływem silnej antropopresji skutkuje podwyższonymi wskaźnikami ŚrHnZ w środkowym biegu Warty. Niskie niedobory odpływu niżówkowego w tym okresie występują przede wszystkim w małych zlewniach.

Przedstawione powyżej charakterystyki cechuje niezwykle duża zmienność wieloletnia (tab. 7). Przeciętny współczynnik CvHnZ w badanej grupie zlewni wynosi 1,65 (rys. 39). Wprawdzie rozstęp międzykwartylowy osiągnął tylko 0,4, lecz odnotowane maksima rozkładu (Grabia – 2,58, Oleśnica – 2,56) są prawie dwukrotnie wyższe od minimum (Drzewiczka – 1,33). Duża zmienność wieloletnia oraz wysoka dyspersja w grupie badanych zlewni są efektem wieloletniej niestabilności warunków hydroklimatycznych półrocza zimowego. W efekcie, niedobory odpływu niżówkowego w miesiącach zimowych mogą pojawiać się raz na kilka

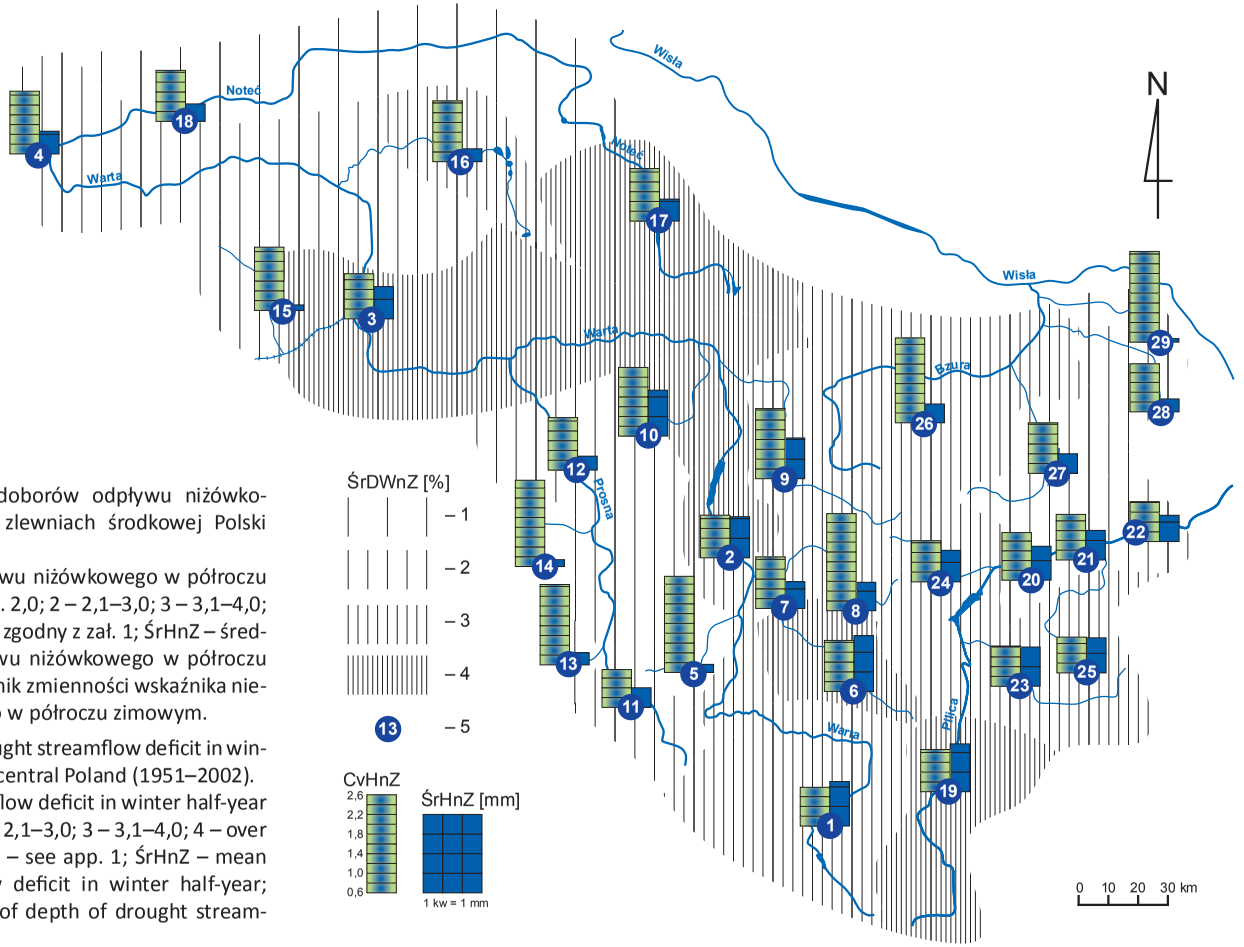
Tab. 7. Wybrane charakterystyki niedoborów odpływu niżówkowego w półroczach w zlewniach środkowej Polski (1951–2002)

Selected characteristics of drought streamflow deficits in half-years in catchments of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wodowskaz River – water-gauge	ŚrHnZ mm	ŚrHnL mm	CvHnZ –	CvHnL –	ŚrDWnZ %	ŚrDWnL %
1	Warta – Działoszyn	2,3	5,8	1,39	1,27	3,48	8,85
2	Warta – Sieradz	2,1	5,1	1,47	1,13	3,56	8,62
3	Warta – Poznań (M. Rocha)	1,6	4,0	1,52	1,10	4,33	10,64
4	Warta – Gorzów Wlkp.	1,2	4,1	1,68	1,03	2,68	9,36
5	Oleśnica – Niechmirów	0,4	4,5	2,56	0,88	1,49	16,27
6	Widawka – Rogoźno	2,8	9,6	1,64	1,15	4,16	13,98
7	Widawka – Podgórze	1,4	7,2	1,65	0,96	2,44	12,86
8	Grabia – Grabno	1,4	5,2	2,58	1,09	3,91	14,02
9	Ner – Dąbie	2,1	7,5	1,83	0,93	3,76	13,49
10	Kiełbaska – Kościelec	2,3	9,0	2,01	1,32	4,57	17,54
11	Prosna – Mirków	1,0	5,2	1,37	0,85	2,73	14,12
12	Prosna – Bogusław	0,7	4,4	1,67	0,86	2,44	15,20
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	0,6	6,3	2,24	0,90	2,00	20,33
14	Ołobok – Ołobok	0,4	4,6	2,36	0,90	1,66	21,57
15	Mogilnica – Konojad	0,3	2,2	1,89	0,78	2,84	21,80
16	Wełna – Prusce	0,7	4,1	1,84	0,93	3,18	19,88
17	Noteć – Pakość	1,1	2,7	1,67	1,18	5,75	13,82
18	Noteć – Nowe Drezdenko	0,9	4,8	1,74	1,03	1,58	8,55
19	Pilica – Przedbórz	2,4	6,2	1,46	1,11	4,02	10,25
20	Pilica – Spała	1,7	4,5	1,57	0,98	3,34	8,61
21	Pilica – Nowe Miasto	1,5	4,8	1,53	0,98	2,83	9,01
22	Pilica – Białobrzegi	1,3	4,4	1,41	0,95	2,61	8,57
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	2,0	5,9	1,42	0,94	3,79	11,12
24	Wolbórka – Zawada	1,6	4,9	1,44	0,93	3,74	11,40
25	Drzewiczka – Odrzywół	1,8	4,8	1,33	0,96	3,46	9,29
26	Bzura – Sochaczew	1,0	3,6	2,33	0,89	3,51	12,98
27	Rawka – Kęszyce	1,0	4,7	1,63	0,97	2,17	10,16
28	Utrata – Krubice	0,7	4,5	1,58	1,00	2,36	16,20
29	Łasica – Władysławów	0,2	5,0	2,45	0,78	0,85	24,63

ŚrHnZ – średni wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu zimowym; ŚrHnL – średni wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim; CvHnZ – współczynnik zmienności wskaźnika niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu zimowym; CvHnL – współczynnik zmienności wskaźnika niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim; ŚrDWnZ – średni deficyt względny odpływu niżówkowego w półroczu zimowym; ŚrDWnL – średni deficyt względny odpływu niżówkowego w półroczu letnim.

ŚrHnZ – mean annual depth of drought streamflow deficit in winter half-year; ŚrHnL – mean annual depth of drought streamflow deficit in summer half-year; CvHnZ – variation coefficient of HnZ; CvHnL – variation coefficient of HnL; ŚrDWnZ – mean relative drought streamflow deficit in winter half-year; ŚrDWnL – mean relative drought streamflow deficit in summer half-year.



Rys. 40.
Wybrane charakterystyki niedoborów odpływu niżówkowego półrocza zimowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średni względny deficyt odpływu niżówkowego w półroczu zimowym ŚrDWnZ [%]: 1 – pon. 2,0; 2 – 2,1–3,0; 3 – 3,1–4,0; 4 – pow. 4,0; 5 – numer zlewni zgodny z zał. 1; ŚrHnZ – średni wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu zimowym; CvHnZ – współczynnik zmienności wskaźnika niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu zimowym.

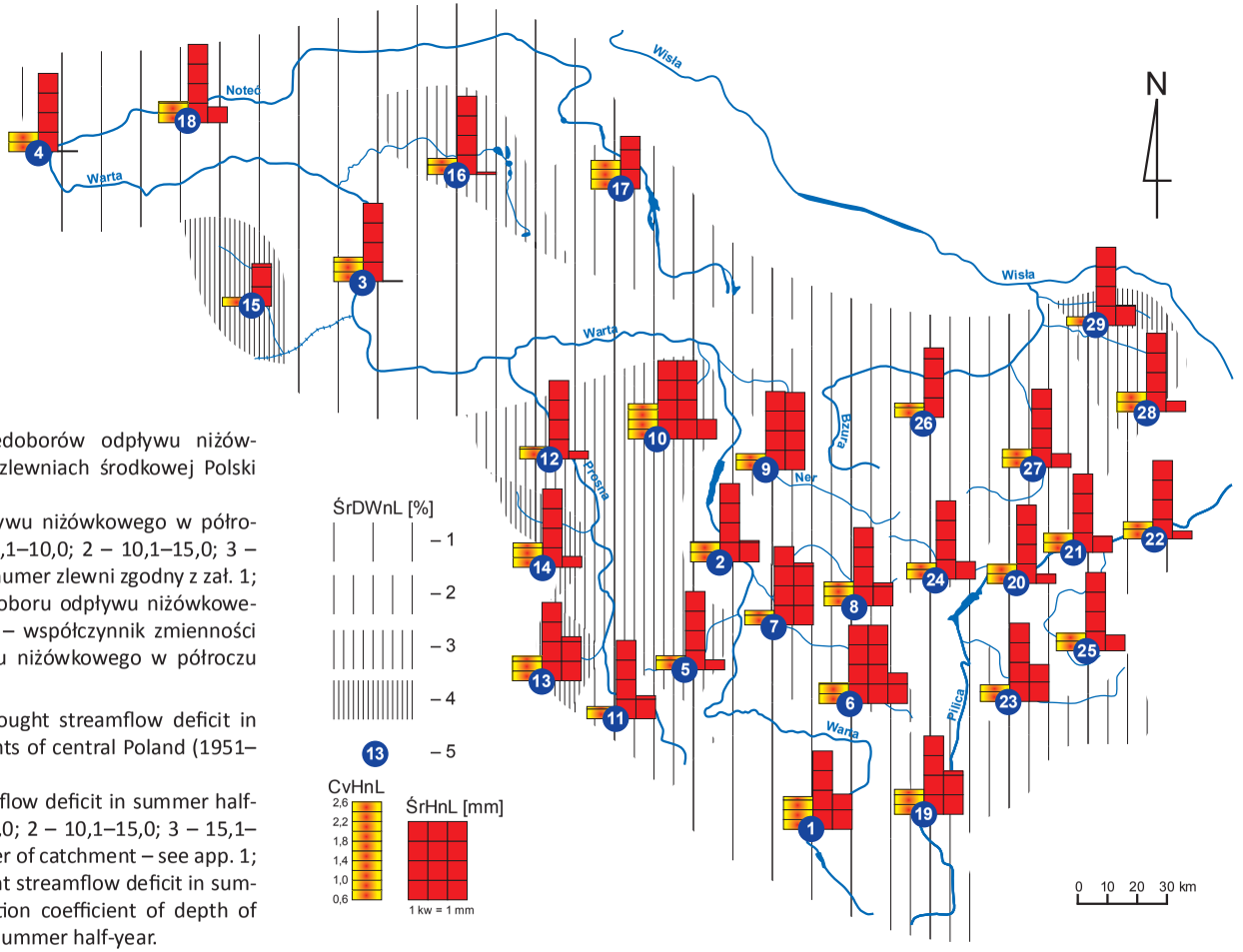
Selected characteristics of drought streamflow deficit in winter half-year in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean relative drought streamflow deficit in winter half-year ŚrDWnZ [%]: 1 – under 2,0; 2 – 2,1–3,0; 3 – 3,1–4,0; 4 – over 4,0; 5 – number of catchment – see app. 1; ŚrHnZ – mean depth of drought streamflow deficit in winter half-year; CvHnZ – variation coefficient of depth of drought streamflow deficit in winter half-year.

lat, co skutkuje wysokimi współczynnikami zmienności (por. podrozdz. 6.2.2). Teza ta odnosi się przede wszystkim do małych zlewni autochtonicznych o niskim wskaźniku ŚrHnZ (rys. 40). W zlewniach dużych, w których rzeki tranzytowe drenują stabilne poziomy wodonośne, przepływy niżówkowe w półroczu zimowym pojawiają się bardziej regularnie. W przypadku środkowej i dolnej Warty zaznacza się systematyczny wzrost CvHnZ „podążający" z biegiem rzeki, a uwarunkowany małą synchronicznością niżówek zimowych w cieku głównym i jego dopływach.

Stopień zdrenowania zasobów niżówkowych w półroczu zimowym jest niewielki, gdyż przeciętny względny deficyt odpływu niżówkowego wynosi jedynie 3,2% (rys. 39). Bardzo symetryczny i leptokurtyczny rozkład wartości skutkuje wąskim rozstępem międzykwartylowym równym 1,3%. Wartości skrajne odnotowano w zlewni górnej Noteci (5,7%) i Łasicy (0,85%). W ujęciu przestrzennym najwyższe względne deficyty odpływu niżówkowego pojawiają się na górnej Pilicy, w zlewniach jeziornych oraz tych, w których zaznacza się wpływ górnictwa odkrywkowego. Dość wysokim stopniem zdrenowania zasobów niżówkowych charakteryzują się też zlewnie położone w południowo-wschodniej części obszaru. Należy jednak pamiętać, iż zarysowane różnice przestrzenne są bardzo niewielkie, a rozstęp wartości ŚrDWnZ wynosi jedynie 4,8%.

Przeciętny wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim w zlewniach środkowej Polski wynosi 4,8 mm (rys. 39). Jest on zatem prawie czterokrotnie wyższy od swojego odpowiednika wyznaczonego dla półrocza zimowego. Zróżnicowanie warunków determinujących proces powstawania niedoborów odpływu niżówkowego w ciepłej porze roku skutkuje znaczną dyspersją rozkładu i jego lekką asymetrią dodatnią. W połowie badanych przypadków skupionych wokół mediany odnotowano wartości ŚrHnL z przedziału 4,4–5,8 mm. Maksima rozkładu także wystąpiły w Widawce po Rogoźno (9,6 mm) i Kiełbasce po Kościelec (9,0 mm). Można zatem stwierdzić, iż zrzuty wód pochodzących z odwadniania kopalń odkrywkowych zdecydowanie zacierają sezonowe cechy reżimu przepływów niżówkowych i dotyczy to obu półroczy. Najniższe letnie niedobory odpływu niżówkowego odnotowano w Mogilnicy (2,2 mm). Bardzo duża dysproporcja pomiędzy niedoborami odpływu niżówkowego w półroczu zimowym i letnim sprawia, że zróżnicowanie przestrzenne ŚrHnL w znacznej mierze nawiązuje do struktury niedoborów rocznych (rys. 41, por. rys. 19). Dowodzi to, że obserwowane w wieloleciu, stosunkowo wysokie wielkości niedoboru odpływu niżówkowego w zlewniach „dotkniętych" antropopresją oraz w wyżynnej części dorzecza Warty i Pilicy mają swoje źródło głównie w półroczu letnim.

Niedobory odpływu niżówkowego w półroczu letnim są prawie dwukrotnie stabilniejsze od niedoborów w półroczu zimowym (rys. 39). Przeciętny współczynnik zmienności HnL w badanej grupie zlewni wyniósł 0,96, a rozstęp międzykwartylowy zakreślił przedział o szerokości 0,2. Znacznej stabilności wieloletniej towarzyszy również mała dyspersja rozkładu (Łasica – 0,78, Kiełbaska – 1,32).

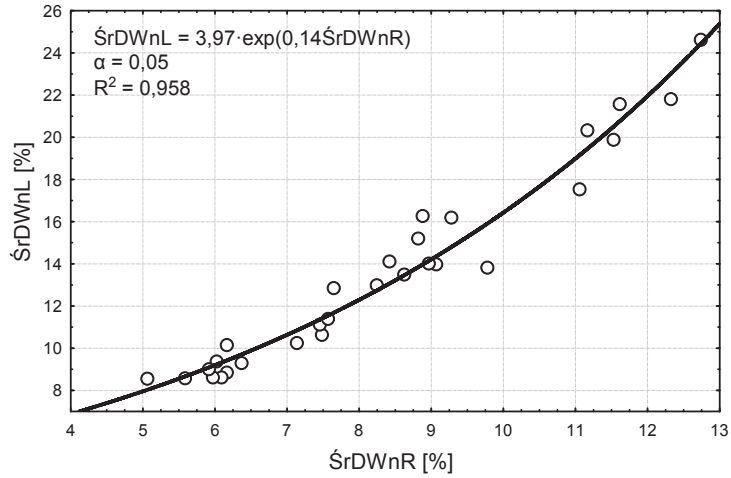


Rys. 41.
Wybrane charakterystyki niedoborów odpływu niżówkowego półrocza letniego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średni względny deficyt odpływu niżówkowego w półroczu letnim ŚrDWnL [%]: 1 – 5,1–10,0; 2 – 10,1–15,0; 3 – 15,1–20,0; 4 – 20,1–25,0; 5 – numer zlewni zgodny z zał. 1; ŚrHnL – średni wskaźnik niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim; CvHnL – współczynnik zmienności wskaźnika niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim.

Selected characteristics of drought streamflow deficit in summer half-year in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean relative drought streamflow deficit in summer half-year ŚrDWnL [%]: 1 – 5,1–10,0; 2 – 10,1–15,0; 3 – 15,1–20,0; 4 – 20,1–25,0; 5 – number of catchment – see app. 1; ŚrHnL – mean depth of drought streamflow deficit in summer half-year; CvHnL – variation coefficient of depth of drought streamflow deficit in summer half-year.

Niewielką zmiennością wieloletnią charakteryzuje się większość zlewni małych oraz niektóre zlewnie jeziorne (rys. 41). Wydaje się, iż duże znaczenie ma tu stabilność warunków ewapotranspiracyjnych, związanych z relatywnie jednorodną szatą roślinną terenów użytkowanych rolniczo (np. Łasica – Władysławów) oraz stałość procesu parowania z wolnej powierzchni wody (np. Wełna – Prusce). Dużą zmiennością wieloletnią odznaczają się zaś rzeki tranzytowe, w których istotnego znaczenia nabiera wewnętrzne zróżnicowanie warunków hydroklimatycznych postępujące z przyrostem powierzchni zlewni.

Przeciętny, względny deficyt odpływu niżówkowego w półroczu letnim jest równy 13% i czterokrotnie wyższy od swojego odpowiednika obliczonego dla półrocza zimowego (rys. 39). Rozkład próbki jest asymetryczny dodatnio, rozstęp międzykwartylowy zaś ograniczają wartości 9,4 i 16,2%. Minimum występujące w zlewni Noteci po Nowe Drezdenko (8,55%) tylko nieznacznie odstaje od pierwszego kwartyla rozkładu. Inaczej jest w przypadku maksimum, gdyż średni względny deficyt odpływu niżówkowego w półroczu letnim obliczony dla Łasicy wynosi aż 24,6%. Po raz kolejny potwierdza się teza, że małe zlewnie występujące w pobliżu stref wododziałowych oraz zlewnie o dużym wskaźniku jeziorności narażone są na szybki rozwój letniej suszy hydrologicznej, czego dowodzą wartości ŚrDWnL przekraczające 15%, a niekiedy nawet 20% (rys. 41, tab. 7). Zjawisko to znacznie łagodniej przebiega w środkowym i dolnym biegu dużych rzek.



Rys. 42. Zależność regresyjna pomiędzy średnim rocznym względnym deficytem odpływu niżówkowego (ŚrDWnR) i średnim względnym deficytem odpływu niżówkowego w półroczu letnim (ŚrDWnL).

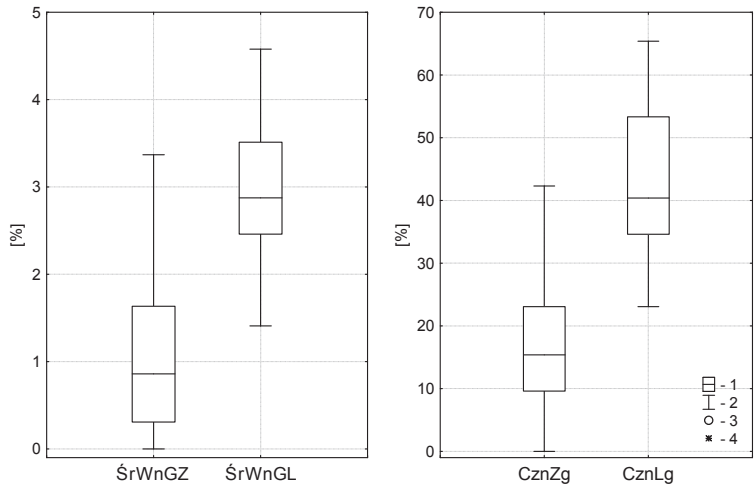
α – poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji; R^2 – współczynnik determinacji.

Relationship between mean annual relative drought streamflow deficit (ŚrDWnR) and mean relative drought streamflow deficit in summer half-year (ŚrDWnL).

α – statistical significance level of estimated regression function; R^2 – determination coefficient.

O roli półrocza letniego w kształtowaniu wieloletnich niedoborów odpływu świadczy bardzo silna zależność pomiędzy średnim względnym deficytem odpływu niżówkowego w tym półroczu i w całym roku (rys. 42). Wzrost letnich niedoborów odpływu generuje wzrost niedoborów rocznych. Należy jednak zauważyć, iż aproksymowana funkcja ma charakter eksponencjalny. Oznacza to, że stałemu przyrostowi ŚrDWnL odpowiada coraz mniejszy gradient wzrostu ŚrDWnR. Można zatem domniemywać, że badana funkcja dąży do pewnej granicy określającej regionalny, maksymalny niedobór względny niżówki letniej, powyżej którego dalsza redukcja zasobów niżówkowych możliwa jest tylko przy kontynuacji niżówki w półroczu zimowym.

Niedobory odpływu formowane w fazie niżówki głębokiej mają w półroczu zimowym bardzo niewielkie znaczenie. Przeciętna ich wartość oszacowana na podstawie średniego współczynnika niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej w półroczu zimowym (ŚrWnGZ) wyniosła w środkowej Polsce 0,9% (rys. 43). Dyspersja w badanej próbce nie jest duża, gdyż przedział połowy liczebności

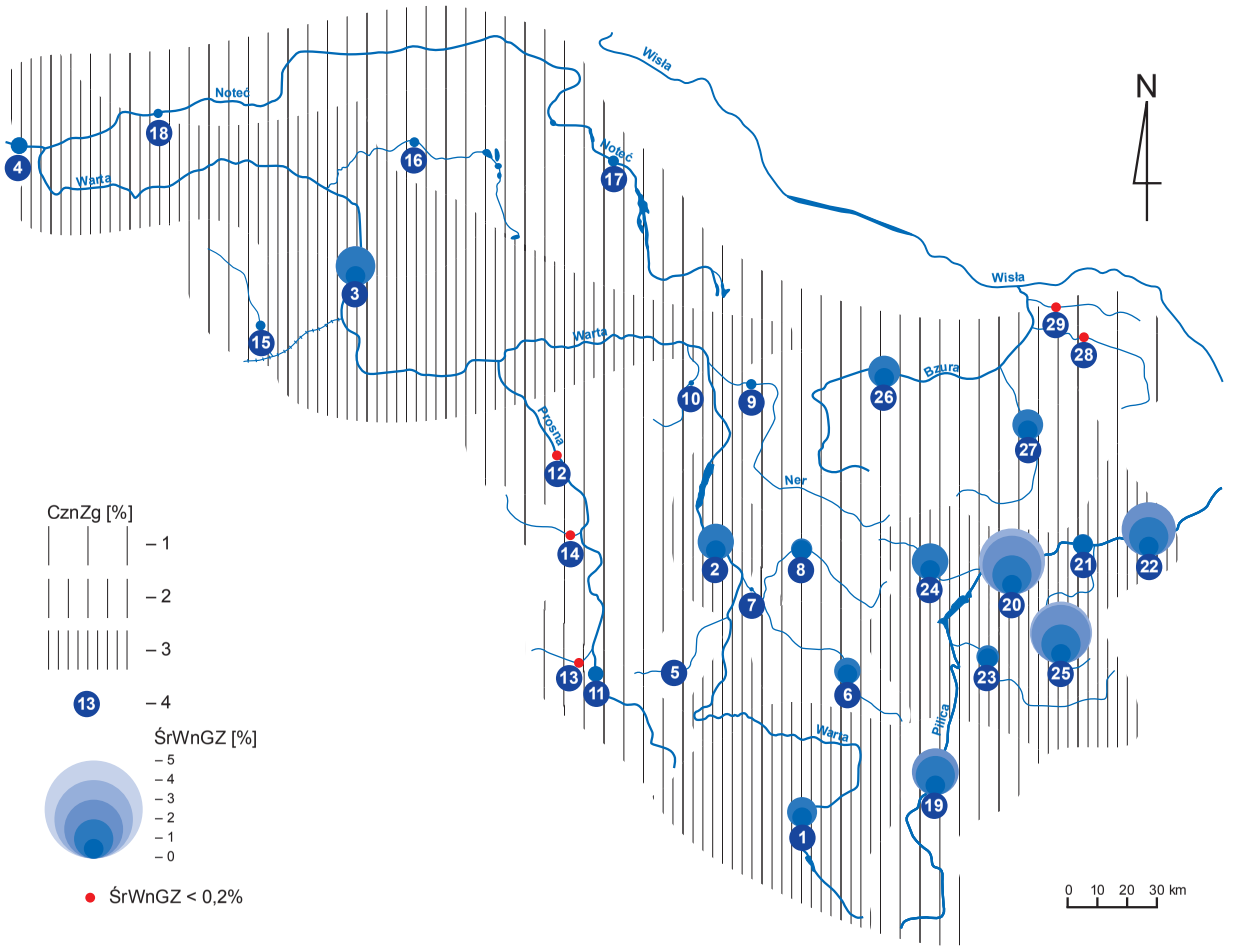


Rys. 43. Zróżnicowanie wybranych charakterystyk niedoborów odpływu fazy niżówki głębokiej w półroczach w zlewniach środkowej Polski.
ŚrWnGZ – średni współczynnik niedoboru odpływu fazy głębokiej w półroczu zimowym; ŚrWnGL – średni współczynnik niedoboru odpływu fazy głębokiej w półroczu letnim; CznZg – częstotliwość pojawiania się przepływów w fazie niżówki głębokiej w półroczu zimowym; CznLg – częstotliwość pojawiania się przepływów w fazie niżówki głębokiej w półroczu letnim; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of selected characteristics of drought streamflow deficit in severe phase in half-years in rivers of central Poland.
ŚrWnGZ – mean coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in winter half-year; ŚrWnGL – mean coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in summer half-year; CznZg – frequency of severe phase low flows occurrence in winter half-year; CznLg – frequency of severe phase low flows occurrence in summer half-year; numerals 1–4 – see fig. 10.

Rys. 44.
Wybrane charakterystyki niedoborów odpływu fazy głębokiej w półroczu zimowym w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Częstotliwość pojawiania się przepływów w fazie niżówki głębokiej w półroczu zimowym CznZg [%]: 1 – pon. 5,0; 2 – 5,1–20,0; 3 – pow. 20,0; 4 – nr zlewni zgodny z zał. 1; ŚrWnGZ – średni współczynnik niedoboru odpływu fazy głębokiej w półroczu zimowym.

Selected characteristics of drought streamflow deficit in severe phase in winter half-year in catchments of central Poland (1951–2002).
Frequency of severe phase low flows occurrence in winter half-year CznZg [%]: 1 – under 5,0; 2 – 5,1–20,0; 3 – over 20,0; 4 – number of catchment – see app. 1; ŚrWnGZ – mean coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in winter half-year.



Tab. 8. Wybrane charakterystyki sezonowej struktury niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002)

Selected characteristics of seasonal structure of drought streamflow deficit in catchments of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	ŚrWnGZ %	ŚrWnGL %	CznZg %	CznLg %	ŚrSWNL %	CvSWNL –	ŚrSWNLg %
1	Warta – Działoszyn	1,53	2,47	28,8	30,8	71,8	0,49	87,1
2	Warta – Sieradz	1,85	2,69	23,1	36,5	70,8	0,46	71,5
3	Warta – Poznań	2,02	2,46	26,9	26,9	71,1	0,45	75,5
4	Warta – Gorzów Wlkp.	0,86	2,81	15,4	38,5	77,7	0,44	87,7
5	Oleśnica – Niechmirów	0,31	2,58	3,8	48,1	91,6	0,26	99,0
6	Widawka – Rogoźno	1,35	3,07	17,3	38,5	77,1	0,20	86,3
7	Widawka – Podgórze	0,22	3,21	7,7	44,2	84,0	0,24	97,6
8	Grabia – Grabno	1,09	1,41	11,5	23,1	78,2	0,30	75,6
9	Ner – Dąbie	0,53	3,54	11,5	63,5	78,2	0,25	91,3
10	Kiełbaska – Kościelec	0,28	2,25	10,6	23,4	79,3	0,14	96,7
11	Prosna – Mirków	0,80	4,48	17,3	65,4	83,8	0,29	96,0
12	Prosna – Bogusław	0,14	2,55	11,5	57,7	86,2	0,25	98,8
13	Niesób – Kuźnica Skak.	0,12	2,19	5,8	38,5	91,0	0,12	99,3
14	Ołobok – Ołobok	0,01	3,47	1,9	34,6	92,8	0,20	99,9
15	Mogilnica – Konojad	0,50	1,73	7,7	40,4	88,5	0,23	99,4
16	Wełna – Prusce	0,52	2,46	9,6	28,8	86,2	0,29	96,2
17	Noteć – Pakość	0,56	2,46	9,6	28,8	70,6	0,52	88,7
18	Noteć – N. Drezdenko	0,47	3,98	11,5	50,0	84,4	0,40	96,2
19	Pilica – Przedbórz	2,39	2,97	17,3	40,4	71,8	0,48	74,6
20	Pilica – Spała	3,37	3,40	31,1	53,3	72,1	0,51	73,7
21	Pilica – N. Miasto	1,04	3,51	21,2	48,1	76,1	0,37	85,2
22	Pilica – Białobrzegi	2,76	3,51	30,8	46,2	76,7	0,41	81,9
23	Czarna Malen. – Dąbrowa	1,16	4,04	23,1	53,8	74,6	0,43	87,1
24	Wolbórka – Zawada	1,86	4,03	23,1	59,6	75,3	0,35	82,3
25	Drzewiczka – Odrzywół	3,17	4,58	42,3	57,7	72,9	0,49	81,6
26	Bzura – Sochaczew	1,63	2,82	15,4	42,3	78,7	0,32	70,4

Tab. 8 cd.

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	ŚrWnGZ %	ŚrWnGL %	CznZg %	CznLg %	ŚrSWNL %	CvSWNL –	ŚrSWNLg %
27	Rawka – Kęszyce	1,57	4,15	19,2	55,8	82,4	0,36	88,1
28	Utrata – Krubice	0,04	2,87	4,0	38,0	87,3	0,27	99,7
29	Łasica – Władysławów	0,00	2,10	0,0	30,8	96,7	0,22	100,0

ŚrWnGZ – średni współczynnik niedoboru odpływu fazy głębokiej w półroczu zimowym; ŚrWnGL – średni współczynnik niedoboru odpływu fazy głębokiej w półroczu letnim; CznZg – częstotliwość pojawiania się przepływów w fazie niżówki głębokiej półrocza zimowego; CznLg – częstotliwość pojawiania się przepływów w fazie niżówki głębokiej półrocza letniego; ŚrSWNL – średni sezonowy współczynnik niedoboru odpływu półrocza letniego; CvSWNL – współczynnik zmienności sezonowego współczynnika niedoboru odpływu półrocza letniego; ŚrSWNLg – sezonowy współczynnik niedoboru odpływu fazy głębokiej w półroczu letnim.

ŚrWnGZ – mean coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in winter half-year; ŚrWnGL – mean coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in summer half-year; CznZg – frequency of severe phase low flows occurrence in winter half-year; CznLg – frequency of severe phase low flows occurrence in summer half-year; ŚrSWNL – mean seasonal coefficient of streamflow deficit in summer half-year; CvSWNL – variation coefficient of seasonal coefficient of streamflow deficit in summer half-year; ŚrSWNLg – mean seasonal coefficient of streamflow deficit of severe phase in summer half-year.

ograniczony jest wartościami 0,3% i 1,6%. Absolutne minimum, bardzo bliskie pierwszemu kwartylowi, zostało osiągnięte w Łasicy i wyniosło 0 (całkowity brak głębokich niżówek letnich, tab. 8). Maksymalny udział niedoborów odpływu fazy niżówki głębokiej zanotowano w zlewni Pilicy po Spałę (3,37%). Fakt ten ma dość oczywisty związek ze zmianami, jakie zaszły w reżimie niżówkowym tej rzeki po wybudowaniu Zbiornika Sulejowskiego, którego funkcjonowanie sprzyja powstawaniu głębokich niżówek poniżej zapory (por. rys. 24, 28). Warto zwrócić uwagę, że w innych częściach dorzecza Pilicy oraz górnej Warty udział niżówek głębokich jest również relatywnie duży (rys. 44). Fakt ten wiąże się najprawdopodobniej ze wzmiankowanym wcześniej procesem uzupełniania rezerw zasobnych zbiorników wód podziemnych podczas łagodnych zim lub odcięciem znacznej części zasobów podczas surowych zim. W obu przypadkach skutkuje to dużym udziałem w odpływie wód pochodzących z drenażu trudnosczerpywalnych poziomów wodonośnych. Warto też zwrócić uwagę na podwyższone wartości ŚrWnGZ na środkowej Warcie (Sieradz, Poznań), które są niwelowane dopiero po przyjęciu wód Noteci.

Niedobory odpływu w fazie niżówki głębokiej w rzekach środkowej Polski pojawiają się w półroczu zimowym przeciętnie co 6,5 roku (rys. 43). W połowie przypadków częstotliwość badanego zjawiska mieści się w przedziale 9,6–23,1%. Wartości skrajne zanotowano w Łasicy (0% – brak niżówek) oraz Drzewiczce (42,3%). W badanej przestrzeni geograficznej omawiane niedobory odpływu

pojawiają się najczęściej w zlewni środkowej i dolnej Pilicy oraz wzdłuż całego biegu Warty i towarzyszą podwyższonym wartościom ŚrWnGZ (rys. 44). Wyraźne odstępstwo od tej reguły ma miejsce na górnej Pilicy, Bzurze i Rawce, gdzie mimo przeciętnej wielkości częstotliwości pojawiania się przepływów w fazie niżówki głębokiej w półroczu zimowym (CznZg), głębokie niżówki mają istotny udział w formowaniu niedoborów odpływu.

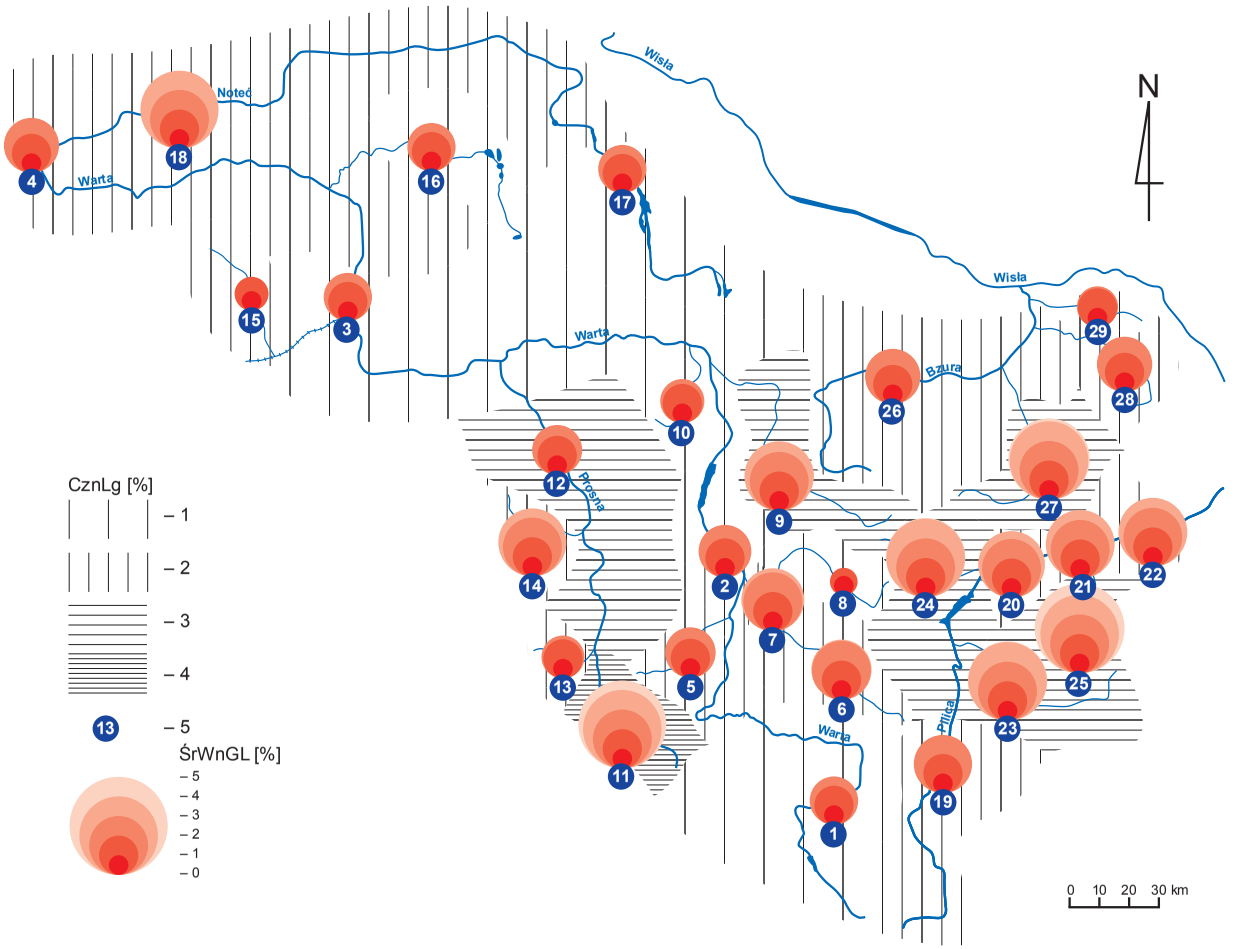
Niedobory odpływu fazy niżówki głębokiej mają zdecydowanie większy wpływ na formowanie przepływów niżówkowych w półroczu letnim, gdyż przeciętny współczynnik niedoboru fazy niżówki głębokiej w tym okresie wynosi 2,9% (rys. 43). Jest on zatem trzykrotnie większy od swojego odpowiednika obliczonego dla półrocza zimowego. Dyspersja wartości ŚrWnGL w badanej grupie zlewni nie jest duża, a rozkład zbliżony do normalnego. Rozstęp międzykwartylowy jest dość wąski (1%), a ekstrema rozkładu dotyczą zlewni Grabi (1,4%) oraz górnej Prosny (4,5%). Wysokie współczynniki niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej występują we względnie zwartej strefie obejmującej środkową i dolną Pilicę, dopływy środkowej Warty oraz górną Prosnę (rys. 45). Do zbioru tego dołączyć należy również zlewnię dolnej Noteci. Niskie wartości WnGL zanotowano w kilku pojedynczych zlewniach. Jednak brak wyraźnych cech wspólnych w tej grupie pozwala domniemywać, iż czynniki determinujące to zjawisko mają charakter wybitnie lokalny i trudno je wskazać.

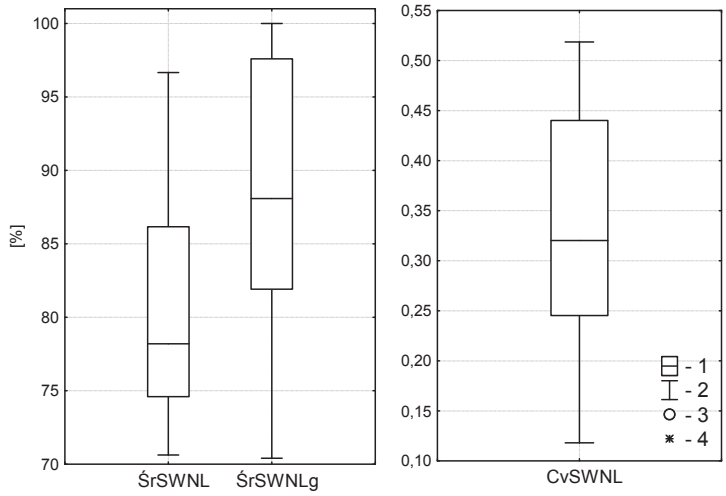
Częstotliwość pojawiania się niedoborów odpływu w fazie niżówki głębokiej w półroczu letnim wyniosła przeciętnie 40,4% (rys. 43). Zatem głębokie niedobory odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski pojawiają się w półroczu letnim średnio co 2,5 roku. Wartości skrajne zaobserwowano w zlewni górnej Prosny (65,4%) oraz Grabi (23,1%). Zwraca uwagę grupa zlewni, w których omawiana częstotliwość przekroczyła 50% (rys. 45). Obejmują one zlewnie Prosny, Pilicy, Neru i Rawki. Najrzadziej letnie niedobory odpływu fazy niżówki głębokiej pojawiają się wzdłuż górnej i środkowej Warty. Może mieć to związek z niesynchronicznym występowaniem głębokich niżówek w jej dopływach, które zapobiegają rozwijaniu się takich epizodów na Warcie.

Relacje pomiędzy niedoborami odpływu niżówkowego w obu półroczach oceniono na podstawie sezonowego współczynnika niedoboru odpływu w półroczu letnim – SWNL (wzór 6). Wskazuje on na rolę półrocza letniego w formowaniu przepływów niżówkowych. Wartości współczynnika z przedziału 50–100% wskazują na rosnące znaczenie półrocza letniego, zaś od 50% do 0% wzrasta rola półrocza zimowego. Przeciętna wartość ŚrSWNL dla środkowej Polski wyniosła 78,2%, co świadczy o dużej roli półrocza letniego w formowaniu przepływów niżówkowych, wręcz o jego ponaddwukrotnej przewadze nad objętością niedoborów półrocza zimowego (rys. 46). Rozrzut połowy wartości wokół mediany jest w tym przypadku dość szeroki, gdyż zawiera się w przedziale 74,6–86,2%. Maksimum rozkładu odnotowano w zlewni Łasicy (96,7%), minimum zaś – w zlewni górnej Noteci (70,6%).

Rys. 45.
Wybrane charakterystyki niedoborów odpływu fazy głębokiej w półroczu letnim w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Częstotliwość pojawiania się przepływów w fazie niżówki głębokiej półroczu letnim CznLg [%]: 1 – 20,1–35,0; 2 – 35,1–50,0; 3 – 50,1–65,0; 4 – pow. 65,0; 5 – nr zlewni zgodny z zał. 1; ŚrWnGL – średni współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej w półroczu letnim.

Selected characteristics of drought streamflow deficit in severe phase in summer half-year in catchments of central Poland (1951–2002).
Frequency of severe phase low flows occurrence in summer half-year CznLg [%]: 1 – 20,1–35,0; 2 – 35,1–50,0; 3 – 50,1–65,0; 4 – over 65,0; 5 – number of catchment – see app. 1; ŚrWnGL – mean coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in summer half-year.





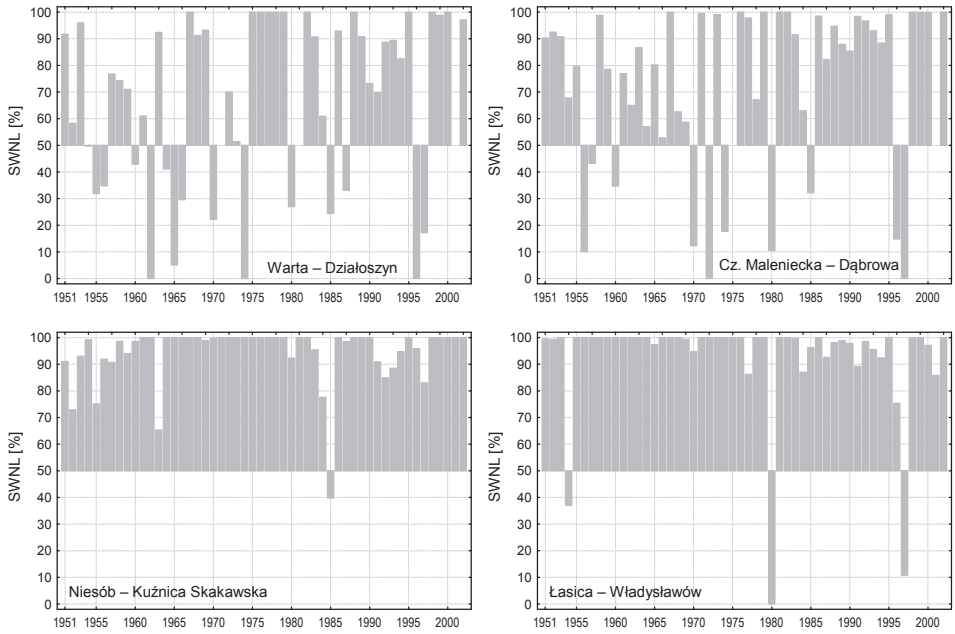
Rys. 46. Zróżnicowanie sezonowego współczynnika niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim w zlewniach środkowej Polski.

ŚrSWNL – średni sezonowy współczynnik niedoboru odpływu niżówkowego półrocza letniego; ŚrSWNLg – średni sezonowy współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej półrocza letniego; CvSWNL – współczynnik zmienności sezonowego współczynnika niedoboru odpływu niżówkowego półrocza letniego; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of seasonal coefficient of streamflow deficit in summer half-year in catchments of central Poland.

ŚrSWNL – mean seasonal coefficient of drought streamflow deficit in summer half-year; ŚrSWNLg – mean seasonal coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in summer half-year; CvSWNL – variation coefficient of seasonal coefficient of drought streamflow deficit in summer half-year; numerals 1–4 – see fig. 10.

W przebiegu wieloletnim współczynników SWNL nie zanotowano istotnych statystycznie trendów liniowych. Za poziom ufności przyjęto w tym przypadku $\alpha = 0{,}01$, z uwagi na problemy z wiarygodnością statystyczną równań liniowych w szeregach wartości rocznych przy $\alpha = 0{,}05$ (por. podrozdz. 6.1.2). Warto jednak zwrócić uwagę na pewne cechy zmienności wieloletniej omawianej charakterystyki (rys. 47). Otóż bez względu na stopień przewagi niedoborów odpływu półrocza letniego nad zimowym, w przebiegu wieloletnim bardzo często obserwuje się następujące bezpośrednio po sobie, skrajne wielkości współczynnika, oznaczające występowanie w sąsiednich latach wyłącznie niżówek zimowych lub letnich. Średnia arytmetyczna, która jest miarą wrażliwą na wartości skrajne, zależy w tym przypadku bardziej od sekwencji kolejnych współczynników przyjmujących wartości bliskie lub równe 0% i 100% niż od wartości pozostałych. Obserwowane dychotomiczne cechy rozkładów mogą świadczyć o wyraźnych ograniczeniach czasowych epizodów niżówkowych oraz o ich istotnym grupowaniu się wewnątrz półroczy.

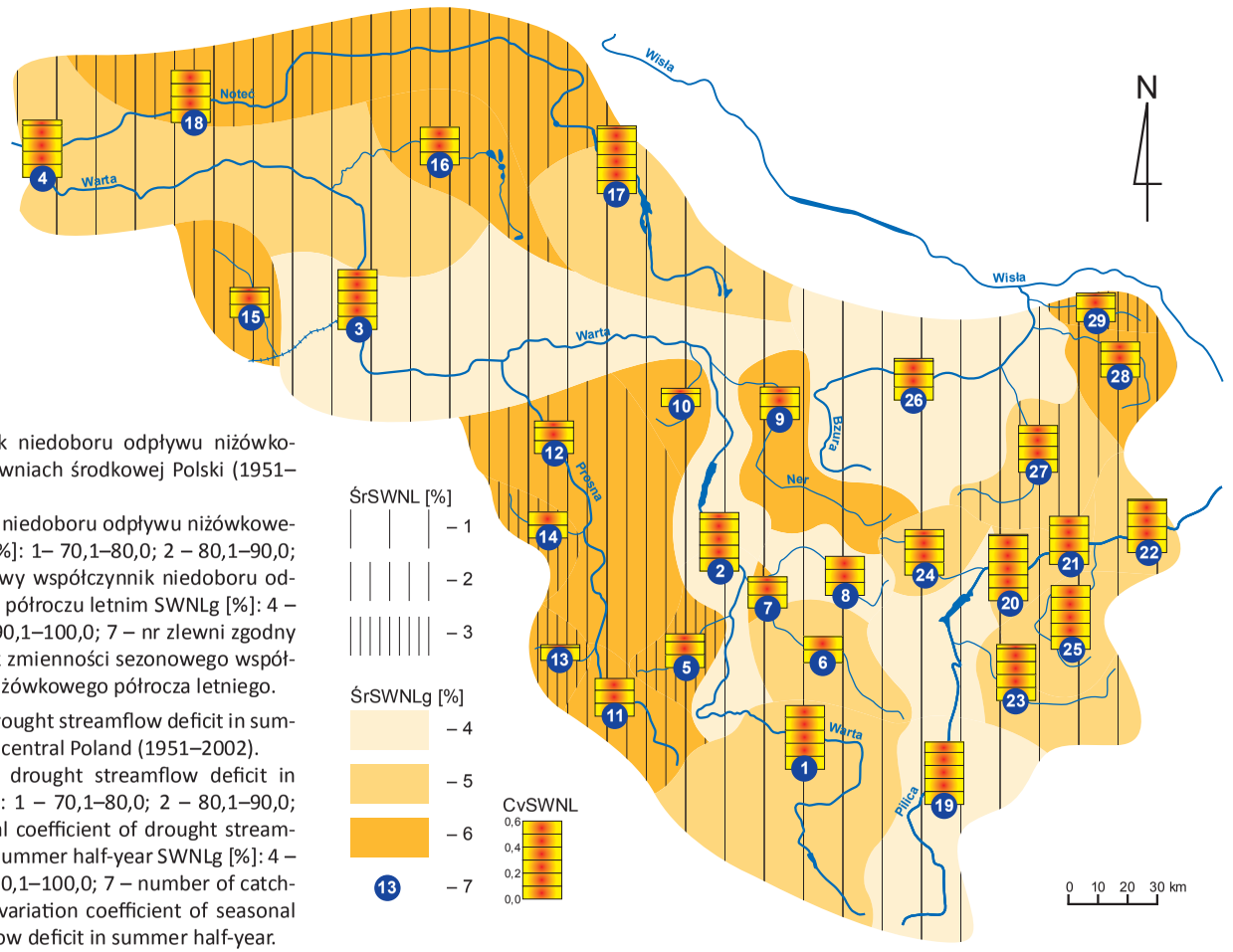


Rys. 47. Wieloletni przebieg sezonowego współczynnika niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim w wybranych zlewniach środkowej Polski (1951–2002).

Multiannual course of seasonal coefficient of drought streamflow deficit in summer half-year in selected catchments of central Poland (1951–2002).

Najwyższe średnie sezonowe współczynniki niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim (ŚrSWNL) wystąpiły głównie w małych zlewniach autochtonicznych (rys. 48). Wielkość zlewni wydaje się, że ma pewien wpływ na wartość analizowanej charakterystyki, przy czym należy jednak wiązać go raczej ze złożonością reżimu przepływów niżówkowych w dolnym biegu rzeki (wpływ dopływów) niż z wielkością powierzchni alimentacyjnej. Podwyższone wartości tego współczynnika uzyskano jeszcze dla zlewni Prosny i Noteci. Wydaje się, że jest to uwarunkowane zarówno lokalnymi czynnikami, które determinują proces ewapotranspiracji, jak i relatywnie niewielką zasobnością drenowanych tam poziomów wodonośnych.

Wieloletnia zmienność sezonowych współczynników niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim układa się na dużo niższym poziomie, niż ma to miejsce w przypadku wskaźników niedoboru odpływu (rys. 46, por. rys. 39). Przeciętna wartość CvSWNL w środkowej Polsce wynosi 0,32 i charakteryzuje się względnie szerokim przedziałem zmienności połowy liczebności (0,25–0,44). Największą stabilność wieloletnią wykazują SWNL w zlewni Niesobu po Kuźnicę Skakawską (0,12), najmniejszą zaś – w zlewni Pilicy po Spałę (0,51). Warto zauważyć, iż najwyższe współczynniki CvSWN występują tam, gdzie przebieg wieloletni



Rys. 48.
Średni sezonowy współczynnik niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średni sezonowy współczynnik niedoboru odpływu niżówkowego półrocza letniego ŚrSWNL [%]: 1– 70,1–80,0; 2 – 80,1–90,0; 3 – 90,1–100,0; średni sezonowy współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej w półroczu letnim SWNLg [%]: 4 – 70,1–80,0; 5 – 80,1–90,0; 6 – 90,1–100,0; 7 – nr zlewni zgodny z zał. 1; CvSWN – współczynnik zmienności sezonowego współczynnika niedoboru odpływu niżówkowego półrocza letniego.

Mean seasonal coefficient of drought streamflow deficit in summer half-year in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean seasonal coefficient of drought streamflow deficit in summer half-year ŚrSWNL [%]: 1 – 70,1–80,0; 2 – 80,1–90,0; 3 – 90,1–100,0; mean seasonal coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in summer half-year SWNLg [%]: 4 – 70,1–80,0; 5 – 80,1–90,0; 6 – 90,1–100,0; 7 – number of catchment – see app. 1; CvSWN – variation coefficient of seasonal coefficient of drought streamflow deficit in summer half-year.

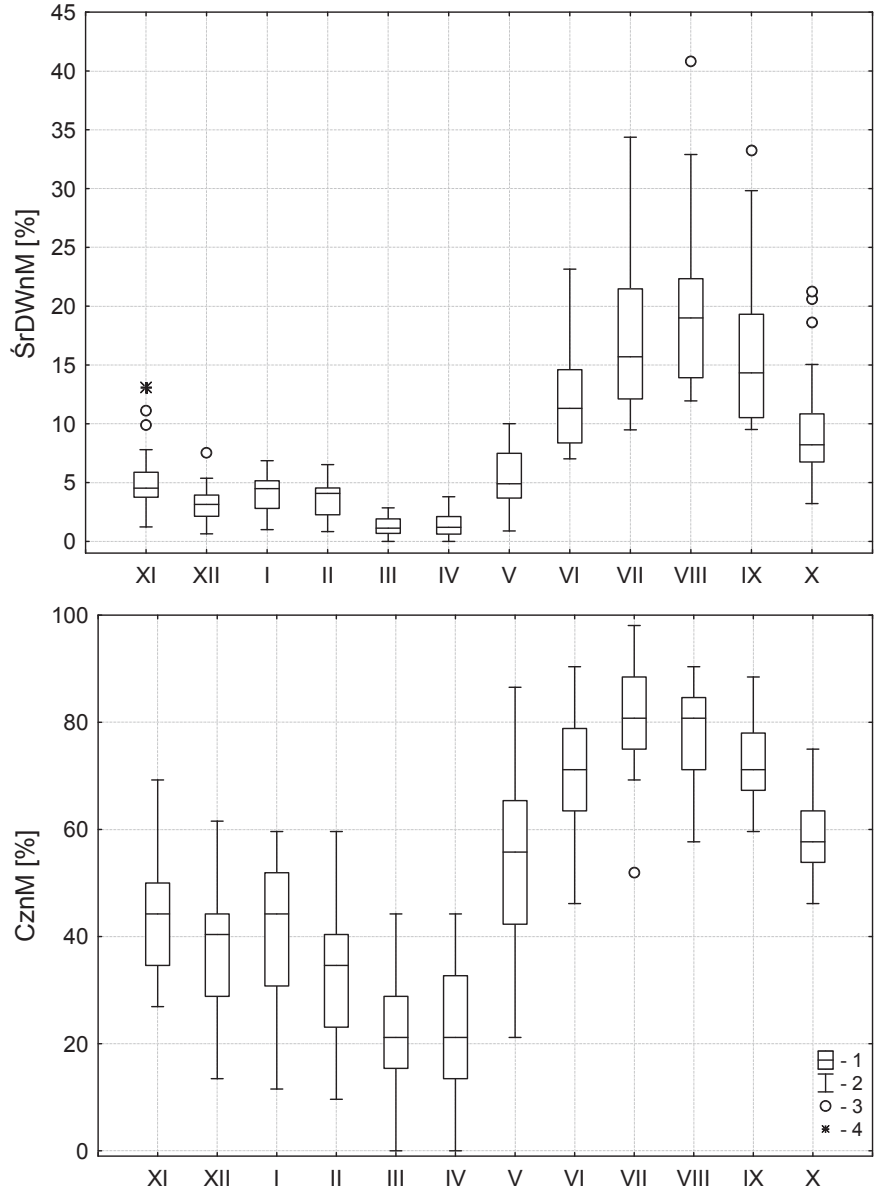
SWNL ma charakter dychotomiczny. Są one zatem charakterystyczne dla rzek systemu Pilicy oraz całej Warty i Noteci (rys. 48). Znaczna zmienność wieloletnia SWNL na dużych rzekach świadczy o tym, iż istotna niesynchroniczność przepływów niżówkowych w zlewniach cząstkowych może wywierać poważny wpływ na sezonowe cechy reżimu rzeki głównej.

Sezonowy współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej wskazuje na bardzo silną przewagę półrocza letniego (rys. 46). Przeciętna wartość ŚrSWNLg równa 88% oraz pozycja kwartyli rozkładu odpowiadająca wartościom 81,9% i 96,7% dowodzą, iż niedobory formujące się w półroczu zimowym mają marginalne znaczenie dla wielkości rocznego niedoboru odpływu. Warto podkreślić, iż w zlewni Łasicy w badanym wieloleciu w ogóle nie wystąpiły głębokie niżówki zimowe. Zróżnicowanie przestrzenne badanej charakterystyki w znacznym stopniu nawiązuje do rozmieszczenia ŚrSWNL (rys. 48). Obszar najsilniejszej przewagi niedoborów półrocza letniego objął całą zlewnię Prosny, Neru i Kiełbaski.

6.2.2. Zróżnicowanie przestrzenne w kolejnych miesiącach roku hydrologicznego

Zagadnienie przestrzennego zróżnicowania niedoborów odpływu niżówkowego w poszczególnych miesiącach nie było dotąd szerzej analizowane w literaturze przedmiotu. Zdaniem autora jest to temat ciekawy, zaś wnioski z niego płynące mogą być pomocne w ocenie struktury bilansu wodnego, zwłaszcza w kontekście dynamiki zasobów dyspozycyjnych. Interwał miesięczny jest podstawową jednostką w bilansowaniu zasobów i potrzeb wodnych w skali regionów i całej Polski. Między innymi dlatego podjęto próbę oceny tego zróżnicowania w skali środkowej Polski. Do oceny zróżnicowania przestrzennego wykorzystano względny deficyt odpływu niżówkowego (DWnM), gdyż charakterystyka ta najlepiej nadaje się do porównań niedoborów odpływu w zlewniach o różnej wielkości, a jednocześnie ukazuje poziom sczerpania zasobów niżówkowych, który jest estymatorem stopnia rozwoju suszy hydrologicznej. Przyjęto zasadę, iż na każdej z prezentowanych map dokonano podziału natężenia badanego zjawiska na 4 klasy. Granica pomiędzy 2 a 3 klasą jest ustalana na podstawie średniej arytmetycznej w badanej próbce zlewni, zaś pozostałe dwie granice wynikają z dodania lub odjęcia wartości jednego odchylenia standardowego od tej średniej. Na mapach przedstawiających niedobory odpływu w fazie niżówki głębokiej przyjęto połowę odchylenia standardowego.

W przebiegu miesięcznych wartości średniego względnego deficytu odpływu niżówkowego (ŚrDWnM) można zauważyć systematyczny spadek przeciętnych niedoborów odpływu od listopada do marca, z niewielkim odchyleniem w grudniu (rys. 49). Zarysowana tendencja potwierdza tezę, że w ostatnich latach okresem uzupełniania zasobów wodnych zlewni jest zima, głównie dzięki coraz



Rys. 49. Zróżnicowanie średniego miesięcznego względnego deficytu odpływu niżówkowego (ŚrDWnM) oraz częstotliwości pojawiania się przepływów niżówkowych (CznM) w poszczególnych miesiącach roku hydrologicznego w zlewniach środkowej Polski.
Ozn. jak na rys. 10.

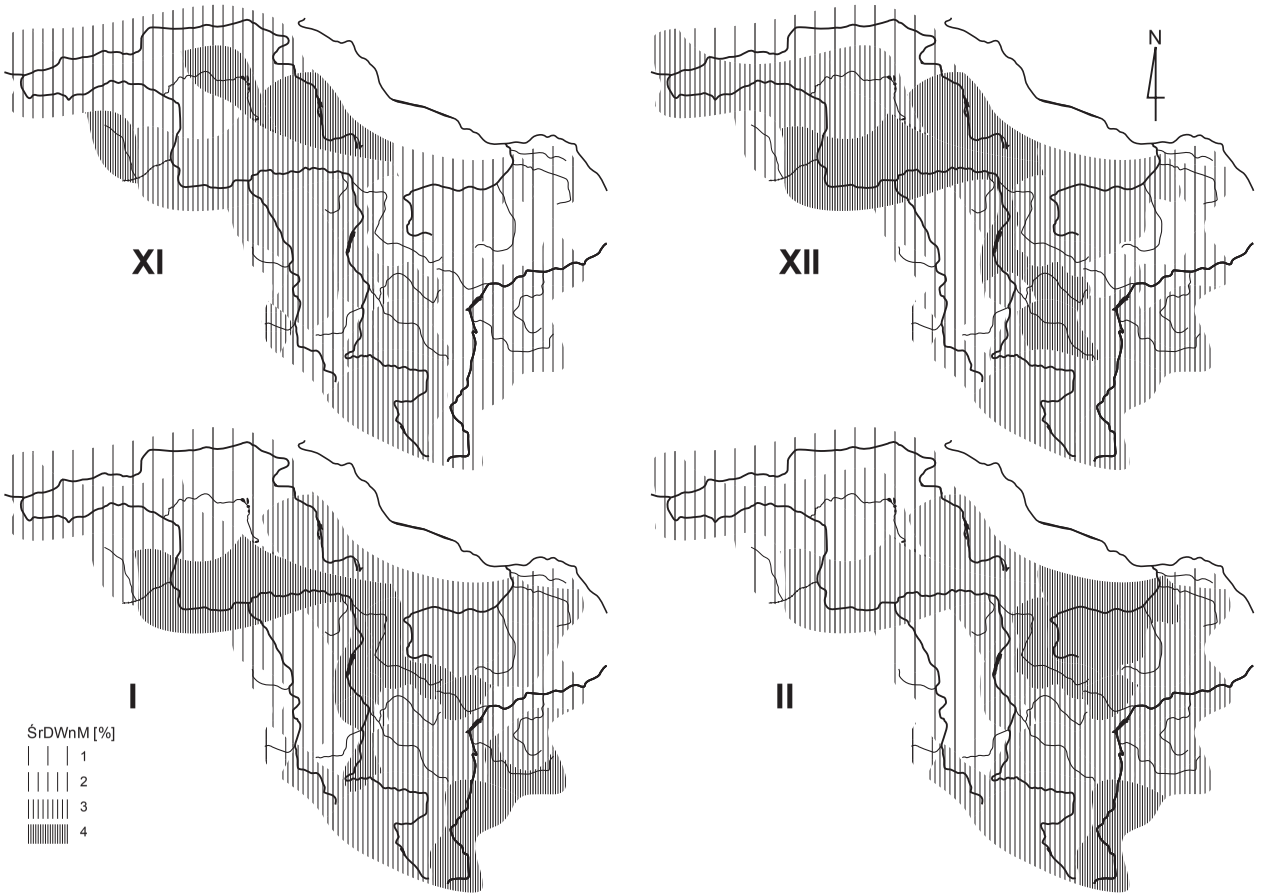
Distribution of mean monthly relative drought streamflow deficit (ŚrDWnM) and frequency of low flows occurrence (CznM) in particular months of a hydrological year in catchments of central Poland.
Numerals 1–4 – see fig. 10.

łagodniejszym stanom pogodowym tego sezonu, skutkującym dużą retencją opadów deszczu przy stosunkowo niewielkiej ewapotranspiracji. Względny deficyt odpływu niżówkowego w listopadzie oscyluje przeciętnie wokół 5%, lecz można zauważyć odstające elementy rozkładu, które świadczą o opóźnionej reakcji niektórych zlewni na niżówki letnio-jesienne. Uwaga ta dotyczy głównie zlewni jeziornych (rys. 50). Ponadto, dziedzina deficytów nieco wyższych od średniej obejmuje całą zlewnię górnej i środkowej Warty. Dość wyraźnie zarysowuje się też podział na dorzecza wschodnie (Pilica i Bzura) oraz zachodnie (Warta). W grudniu strefa najwyższych względnych deficytów odpływu niżówkowego przenosi się bardziej na południe, obejmując środkową Wartę i zlewnie jej niektórych prawobrzeżnych dopływów (Widawka, Grabia). W styczniu na dolnej Warcie i Noteci względne deficyty odpływu niżówkowego spadają poniżej średniej. Natomiast coraz wyższe niedobory odpływu pojawiają się w części wschodniej obszaru (górna Pilica, Wolbórka). Warto zauważyć, że w trzech pierwszych miesiącach roku hydrologicznego częstotliwość pojawiania się przepływów niżówkowych jest dość podobna i waha się w przedziale 40,4–44,2% (rys. 49). W lutym deficyty odpływu niżówkowego pojawiają się już nieco rzadziej (34,6%). Jednocześnie umacnia się dziedzina podwyższonych wartości ŚrDWnM w części wschodniej. Zasoby niżówkowe są wtedy najbardziej zdrenowane w zlewniach Bzury, Neru, Wolbórki i górnej Pilicy.

Najniższe względne deficyty odpływu niżówkowego (1,2–1,3%) oraz najmniejsza ich dyspersja występuje w środkowej Polsce w marcu i kwietniu (rys. 49). Również częstotliwość pojawiania się przepływów niżówkowych jest w tych miesiącach najmniejsza w roku hydrologicznym (21,2%). Jest to oczywiście efekt reakcji na mieszane zasilanie śródzimowe lub ewentualne roztopy wiosenne. W zlewni Łasicy niżówki w tych miesiącach nie pojawiały się w ogóle (rys. 51). Mała dyspersja skutkuje zacieraniem różnic pomiędzy zlewniami. Podwyższone niedobory odpływu występują jedynie w małych zlewniach i utrzymują w tych, które znajdują się pod wpływem silnej antropopresji (Widawka, Ner, Kiełbaska). Maj jest pierwszym miesiącem, w którym zaznacza się wyraźny wzrost względnego deficytu odpływu niżówkowego (przeciętnie 5%). Tendencja ta, wywołana wzrostem temperatury powietrza i rozwojem szaty roślinnej, będzie trwała aż do kulminacji sierpniowej, kiedy to pobór wody przez rośliny ulegnie zmniejszeniu, ograniczając tym samym wydajność procesu ewapotranspiracji (rys. 49). Od kwietnia do sierpnia podobny trend rysuje się w zakresie wieloletniej częstotliwości pojawiania się przepływów niżówkowych. Warto jednak odnotować bardzo wyraźny majowy „skok" częstotliwości CznM z 40% do prawie 60%. Zróżnicowanie przestrzenne majowych niedoborów odpływu niżówkowego jest spolaryzowane, ponieważ kilka małych zlewni oraz dorzecze Bzury osiągają wysokie wartości ŚrDWnM, podczas gdy na przeważającym obszarze panują warunki sprzyjające bardzo słabemu zdrenowaniu zasobów niżówkowych (ŚrDWnM

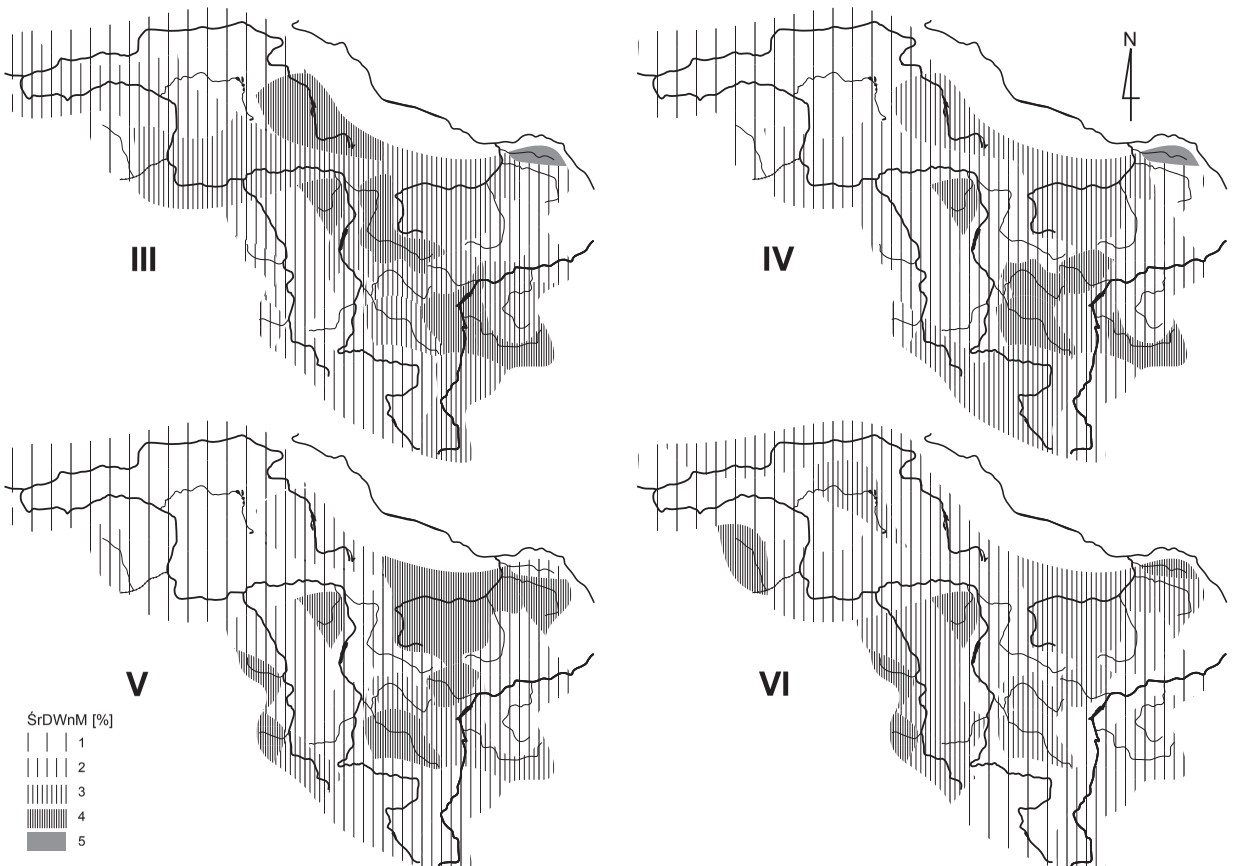
Rys. 50.
Średni względny deficyt odpływu niżówkowego XI–II w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średni miesięczny względny deficyt odpływu niżówkowego ŚrDWnM [%]. XI: 1 – pon. 2,48; 2 – 2,48–5,14; 3 – 5,15–7,80; 4 – pow. 7,80. XII: 1 – pon. 1,63; 2 – 1,63–3,12; 3 – 3,13–4,62; 4 – pow. 4,62. I: 1 – pon. 2,31; 2 – 2,31–4,04; 3 – 4,05–5,77; 4 – pow. 5,77. II: 1 – pon. 2,21; 2 – 2,21–3,72; 3 – 3,73–5,23; 4 – pow. 5,23.

Mean relative drought streamflow deficit XI–II in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean monthly relative drought streamflow deficit ŚrDWnM [%]. XI: 1 – under 2,48; 2 – 2,48–5,14; 3 – 5,15–7,80; 4 – over 7,80. XII: 1 – under 1,63; 2 – 1,63–3,12; 3 – 3,13–4,62; 4 – over 4,62. I: 1 – under 2,31; 2 – 2,31–4,04; 3 – 4,05–5,77; 4 – over 5,77. II: 1 – under 2,21; 2 – 2,21–3,72; 3 – 3,73–5,23; 4 – over 5,23.



Rys. 51.
Średni względny deficyt odpływu niżówkowego III–VI w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średni miesięczny względny deficyt odpływu niżówkowego ŚrDWnM [%]. III: 1 – pon. 0,56; 2 – 0,56–1,28; 3 – 1,29–2,00; 4 – pow. 2,00. IV: 1 – pon. 0,32; 2 – 0,32–1,38; 3 – 1,39–2,44; 4 – pow. 2,44. V: 1 – pon. 2,72; 2 – 2,72–5,37; 3 – 5,38–8,02; 4 – pow. 8,02. VI: 1 – pon. 7,74; 2 – 7,74–12,33; 3 – 12,34–16,92; 4 – pow. 16,92; 5 – brak niedoborów odpływu.

Mean relative drought streamflow deficit III–VI in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean monthly relative drought streamflow deficit ŚrDWnM [%]. III: 1 – under 0,56; 2 – 0,56–1,28; 3 – 1,29–2,00; 4 – over 2,00. IV: 1 – under 0,32; 2 – 0,32–1,38; 3 – 1,39–2,44; 4 – over 2,44. V: 1 – under 2,72; 2 – 2,72–5,37; 3 – 5,38–8,02; 4 – over 8,02. VI: 1 – under 7,74; 2 – 7,74–12,33; 3 – 12,34–16,92; 4 – over 16,92; 5 – no streamflow deficits.



poniżej 2,7%). W czerwcu wyraźny wzrost deficytów odpływu obejmuje zlewnię Prosny i zlewnie jeziorne, a susza hydrologiczna w pasie wyżyn ulega osłabieniu.

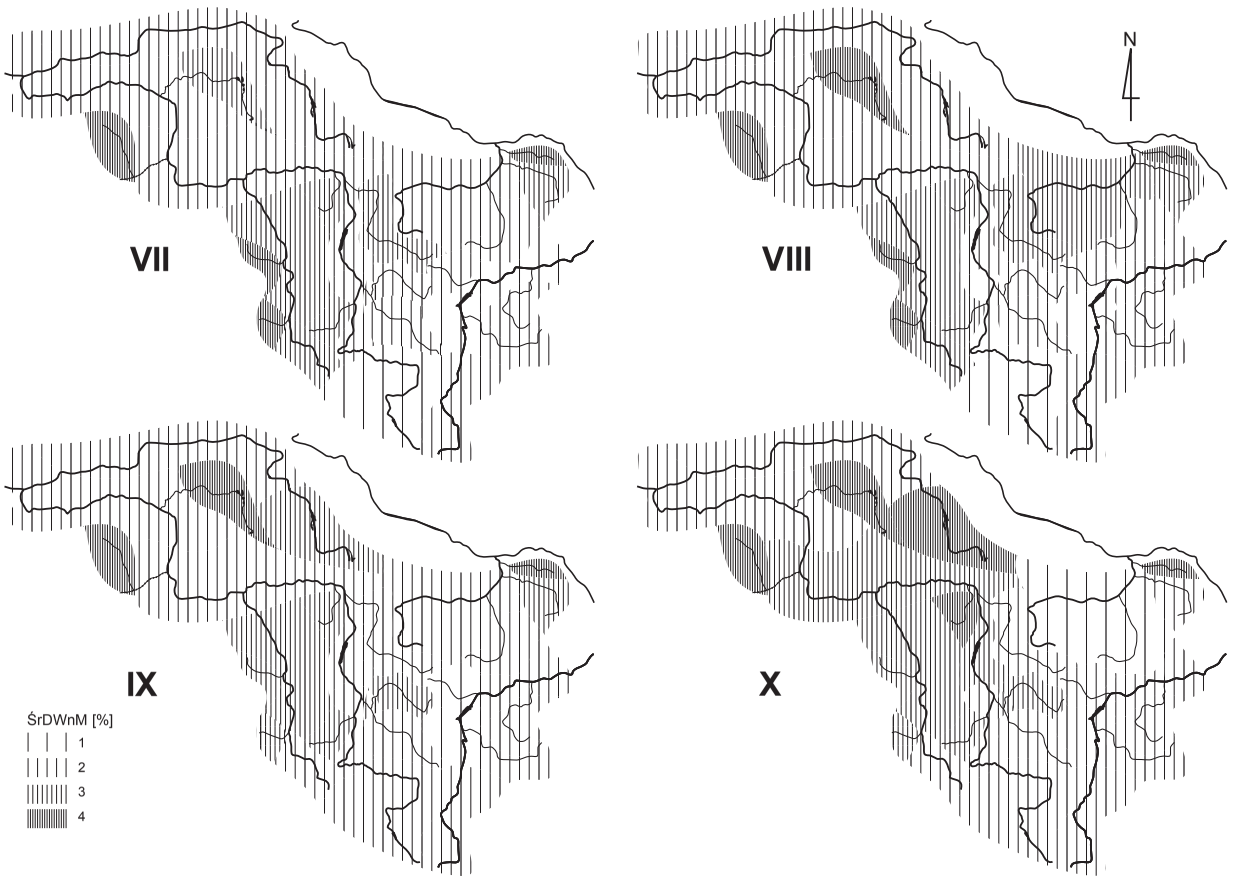
W miesiącach letnich i wczesnojesiennych warunki formowania przepływów niżówkowych są ustabilizowane. Do sierpnia notowany jest wzrost względnych deficytów odpływu oraz częstotliwości ich pojawiania się, a później zaznacza się ich spadek aż do października (rys. 49). W południowej części obszaru (wyżyny) utrzymuje się przez cały czas niewielki stopień zdrenowania zasobów niżówkowych (rys. 52). Najwyższe niedobory odpływu występują wtedy w środkowej części obszaru, lecz z czasem nabierają tendencji do „przesuwania się" w kierunku pojezierza. Warto również zwrócić uwagę, że w okresie tym zlewnie znajdujące się pod wpływem silnej antropopresji nie są szczególnie narażone na ubytki zasobów niżówkowych.

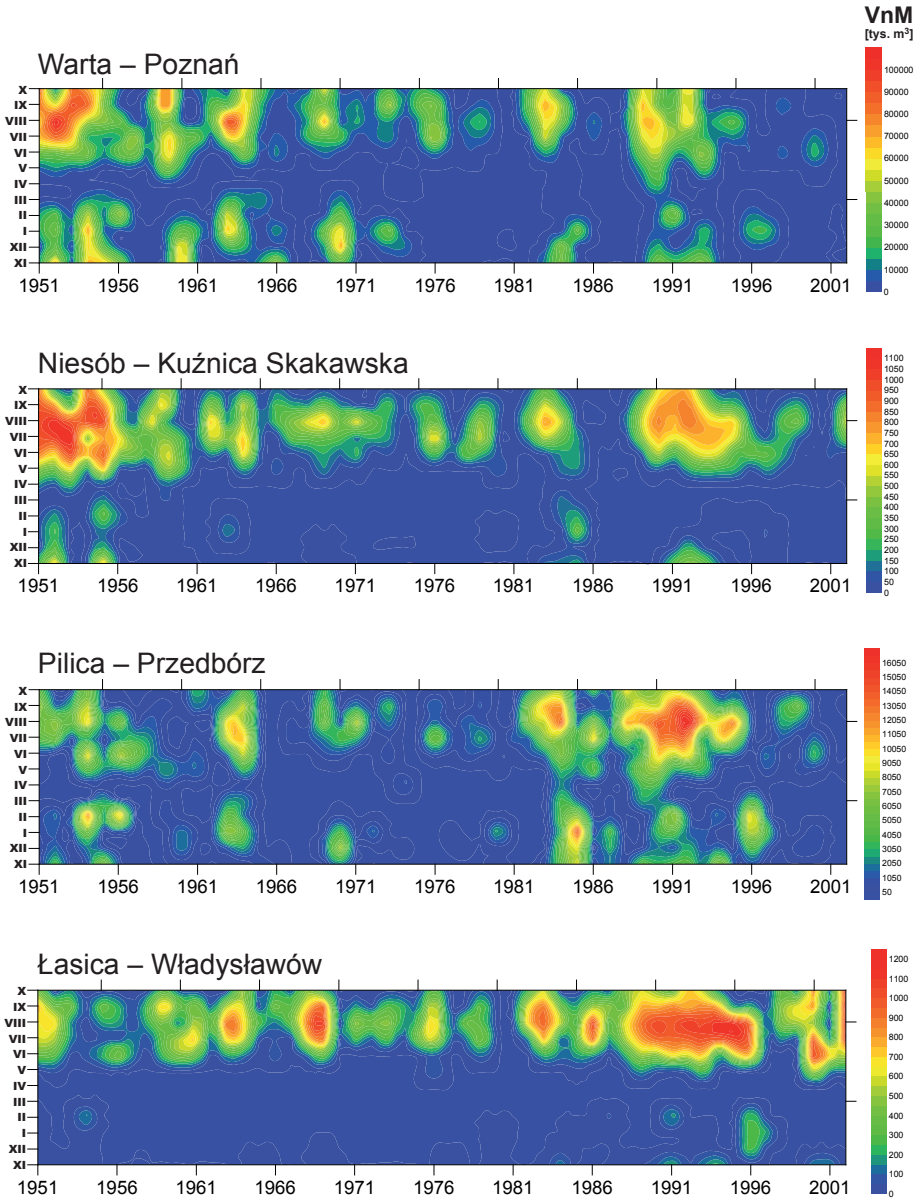
Zarysowana powyżej zmienność miesięczna oraz częstotliwość pojawiania się przepływów niżówkowych w środkowej Polsce realizowała się w badanym wieloleciu na kilka sposobów. Przede wszystkim należy zauważyć, iż pojawianie się dużych niedoborów odpływu niżówkowego wykazuje wyraźną tendencję do grupowania się zarówno w skali roku, jak i wielolecia (rys. 53). Strefy wysokich niedoborów odpływu, rozciągające się równolegle do osi miesięcy na przedstawionym planie izoplet, wskazują na sezonową jednorodność procesu generującego przepływy niżówkowe. Zróżnicowanie pól o przebiegu równoległym do osi lat uzależnione jest od warunków hydrometeorologicznych i stanu retencji dorzecza, która jest „przenoszona" z roku na rok (duża inercja). Zaznaczają się zatem wyraźne sezonowe i wieloletnie okresy niżówkowe. Ciekawe jest, że przy krótkich okresach niedobory odpływu pojawiają się rok po roku w tym samym sezonie i charakteryzują się podobnym czasem trwania. W okresach tych dochodziło zapewne do poważnego zubożenia trudnosczerpywalnych rezerw wód podziemnych, a w przerwach między nimi odnawiane były głównie zasoby pojawiające się okresowo. W efekcie, po około roku rzędna przepływu znów osiągała poziom zasilania długookresowego i jego uzupełnienie wymagało już okresu kilkuletniego. Na przedstawionych wykresach wyraźnie zaznaczają się skutki niedoborów odpływu, które wystąpiły w latach 50. oraz 90. (por. rys. 25). Ponadto, w rzekach o wysokiej przewadze letnich niedoborów odpływu (np. Łasica, Niesób) widać bardzo wyraźne ich ogniskowanie się w kilku centrach warunkujących występowanie surowej suszy hydrologicznej rok po roku w tym samym sezonie. W zlewniach o bardziej zrównoważonym rozkładzie sezonowych niedoborów odpływu obserwuje się rozproszenie okresów niżówkowych, przy wyraźnym spadku sumy niedoborów odpływu przypadających na pojedynczy okres posuszny.

Deficyty odpływu niżówkowego fazy niżówki głębokiej kształtują się w półroczu zimowym także na niskim poziomie (rys. 54). Przeciętne wartości miesięcznego deficytu względnego niedoboru odpływu niżówkowego w fazie głębokiej (ŚrDWnMg) w tym okresie nie przekraczają 0,4% i są o jeden rząd wielkości niższe

Rys. 52.
Średni względny deficyt odpływu niżówkowego VII–X w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średni miesięczny względny deficyt odpływu niżówkowego ŚrDWnM [%]. VII: 1 – pon. 10,53; 2 – 10,53–17,47; 3 – 17,48–24,41; 4 – pow. 24,41. VIII: 1 – pon. 12,78; 2 – 12,78–20,06; 3 – 20,07–27,33; 4 – pow. 27,33. IX: 1 – pon. 9,61; 2 – 9,61–15,94; 3 – 15,95–22,26; 4 – pow. 22,26. X: 1 – pon. 4,93; 2 – 4,93–9,54; 3 – 9,55–14,15; 4 – pow. 14,15.

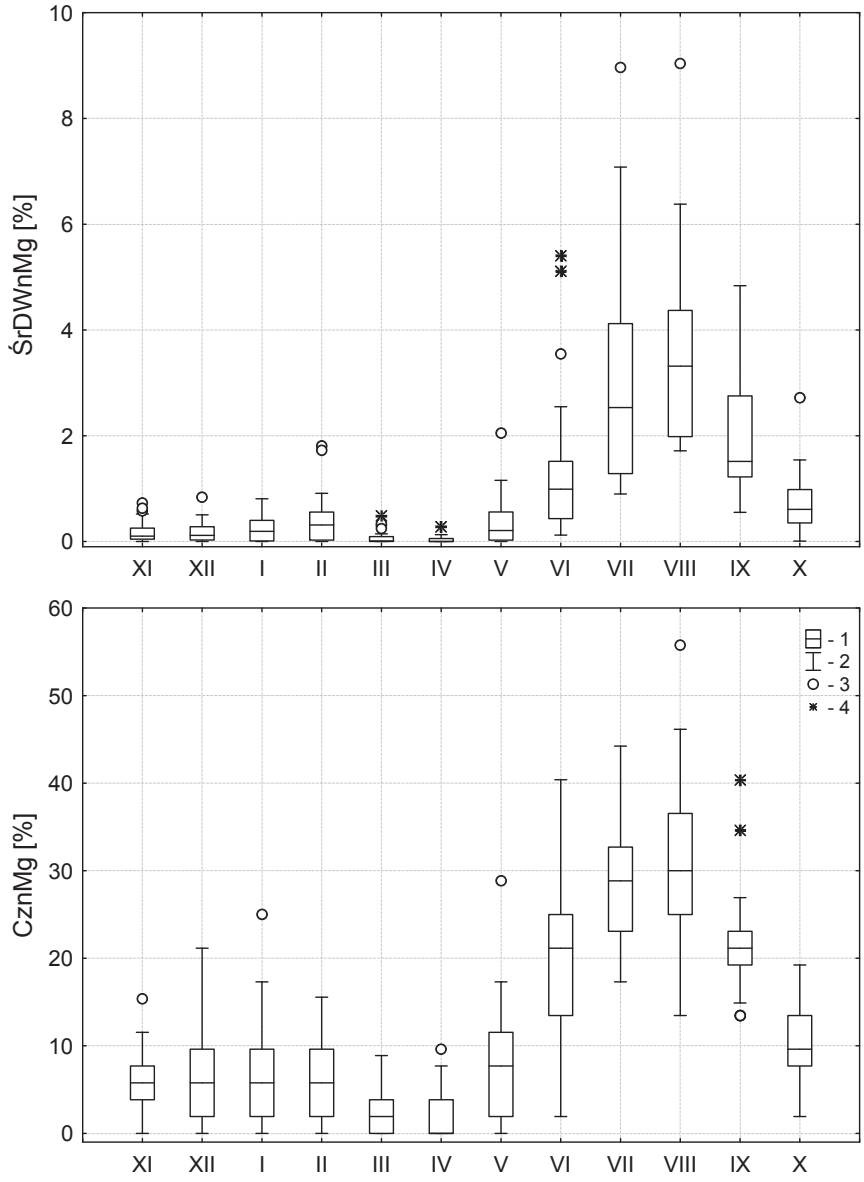
Mean relative drought streamflow deficit VII–X in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean monthly relative drought streamflow deficit ŚrDWnM [%]. VII: 1 – under 10,53; 2 – 10,53–17,47; 3 – 17,48–24,41; 4 – over 24,41. VIII: 1 – under 12,78; 2 – 12,78–20,06; 3 – 20,07–27,33; 4 – over 27,33. IX: 1 – under 9,61; 2 – 9,61–15,94; 3 – 15,95–22,26; 4 – over 22,26. X: 1 – under 4,93; 2 – 4,93–9,54; 3 – 9,55–14,15; 4 – over 14,15.





Rys. 53. Roczny i wieloletni przebieg miesięcznych objętości niedoboru odpływu niżówkowego (VnM) w wybranych zlewniach (1951–2002).

Annual and multiannual course of monthly drought streamflow deficits (VnM) in selected catchments (1951–2002).



Rys. 54. Zróżnicowanie średniego względnego deficytu odpływu w fazie niżówki głębokiej (ŚrDWnMg) oraz częstotliwości pojawiania się przepływów fazy niżówki głębokiej (CznMg) w poszczególnych miesiącach roku hydrologicznego w zlewniach środkowej Polski.
Ozn. jak na rys. 10.

Distribution of mean monthly relative drought streamflow deficit in severe phase (ŚrDWnMg) and frequency of low flows occurrence in severe phase (CznMg) in particular months of a hydrological year in catchments of central Poland.
Numerals 1–4 – see fig. 10.

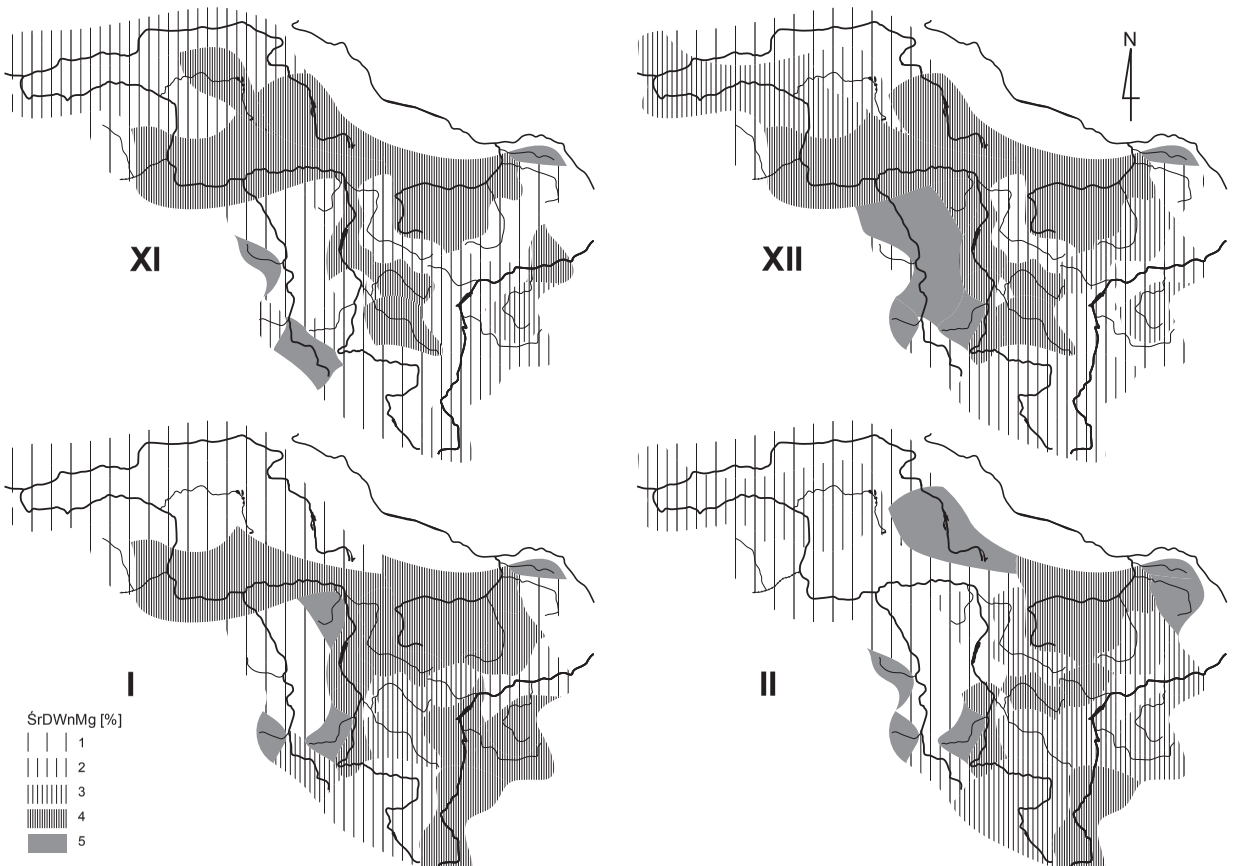
od względnych deficytów odpływu obliczonych dla niżówki całkowitej (ŚrDWnM). Przez pierwsze cztery miesiące częstotliwość pojawiania się przepływów fazy niżówki głębokiej utrzymuje się również na podobnym poziomie, oscylując wokół 5%. Należy jednak zauważyć, że w każdym z miesięcy pojawiały się zlewnie, w których głębokie niżówki nie wystąpiły. W listopadzie dziedzina najwyższych deficytów odpływu obejmuje obszar pradoliny warszawsko-berlińskiej, zlewnie jeziorne oraz zlewnię dolnej Pilicy (rys. 55). W grudniu i styczniu strefa dużych względnych deficytów odpływu przesuwa się w kierunku południowo-wschodnim, obejmując większą część dorzecza Pilicy, Bzury oraz środkową Wartę. Obszary o przeciętnym natężeniu analizowanego zjawiska łączą te zlewnie, w których niżówki są najgłębsze. Natomiast w całej dolnej części zlewni Warty względne deficyty odpływu fazy niżówki głębokiej nie przekraczają 0,1%. Mimo nieznacznego zróżnicowania lokalnego, w lutym umacnia się podział badanego obszaru na część wschodnią i zachodnią. Dodatkowo pojawia się już cała grupa zlewni (Niesób, Ołobok, Oleśnica, górna Noteć, Utrata, Łasica), w których głębokie deficyty odpływu w ogóle nie występują. Zatem teza o istotnym wpływie niskiej temperatury powietrza na występowanie głębokich niżówek zimowych w warunkach środkowej Polski nie może być utrzymana. I to nie tylko z powodu niewielkiej roli, jaką pełnią niżówki głębokie w kształtowaniu zimowego reżimu odpływu, lecz również faktu, iż niedobory w tej fazie odpływu przeciętnie pojawiają się w miesiącach zimowych raz na 20 lat.

W marcu w środkowej Polsce można zaobserwować rozwój obszaru wolnego od niedoborów odpływu fazy niżówki głębokiej. W kwietniu osiąga on swoje apogeum, obejmując środkową i dolną część dorzecza Warty, dolną Pilicę i dopływy Bzury (rys. 56). W kolejnych miesiącach obszar ten będzie zanikać aż do całkowitej redukcji w czerwcu. Od maja do sierpnia jest obserwowany systematyczny wzrost względnego deficytu odpływu fazy niżówki głębokiej na badanym obszarze (rys. 54). Analogiczny trend występuje w odniesieniu do częstotliwości pojawiania się przepływów niżówkowych (rys. 54). Jest to oczywistą konsekwencją wzrostu wydajności procesu ewapotranspiracji oraz coraz częstszego wchodzenia płytkich niżówek w fazę głęboką. W maju i czerwcu systematycznej redukcji ulega strefa podwyższonych wartości niedoborów odpływu niżówkowego, występująca we wschodniej części obszaru badań. W czerwcu przepływy niżówkowe fazy niżówki głębokiej mają istotne znaczenie już tylko w kilku małych zlewniach centralnej części analizowanego terytorium.

W miesiącach letnich i wczesnojesiennych warunki formowania przepływów niżówkowych fazy niżówki głębokiej są ustabilizowane. Do sierpnia notowany jest wzrost względnych deficytów odpływu oraz częstotliwości ich pojawiania się, później zaś ich spadek aż do października (rys. 54). W okresie od lipca do września ustala się grupa zlewni o podwyższonych wartościach ŚrDWnMg (rys. 57). Należą do niej m.in.: Łasica, Utrata, Kiełbaska, Wełna, Ołobok. W ich rozmieszczeniu

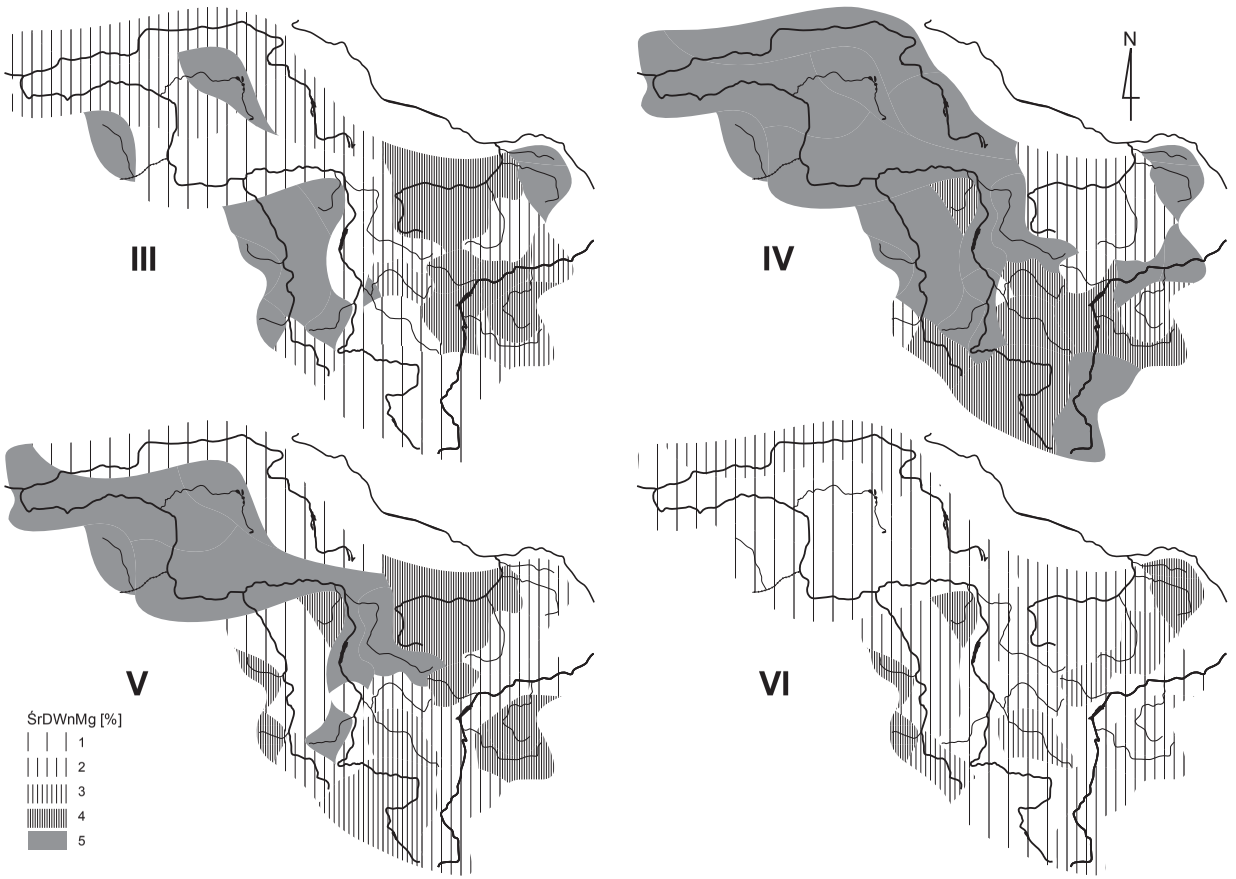
Rys. 55.
Średni względny deficyt odpływu w fazie niżówki głębokiej XI–II w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średni miesięczny względny deficyt odpływu w fazie niżówki głębokiej ŚrDWnMg [%]. XI: 1 – pon. 0,07; 2 – 0,07–0,17; 3 – 0,18–0,28; 4 – pow. 0,28. XII: 1 – pon. 0,08; 2 – 0,08–0,18; 3 – 0,19–0,28; 4 – pow. 0,28. I: 1 – pon. 0,12; 2 – 0,12–0,24; 3 – 0,25–0,37; 4 – pow. 0,37. II: 1 – pon. 0,18; 2 – 0,18–0,41; 3 – 0,42–0,64; 4 – pow. 0,64; 5 – brak niedoborów odpływu.

Mean relative drought streamflow deficit in severe phase XI–II in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean monthly relative drought streamflow deficit in severe phase ŚrDWnMg [%]. XI: 1 – under 0,07; 2 – 0,07–0,17; 3 – 0,18–0,28; 4 – over 0,28. XII: 1 – under 0,08; 2 – 0,08–0,18; 3 – 0,19–0,28; 4 – over 0,28. I: 1 – under 0,12; 2 – 0,12–0,24; 3 – 0,25–0,37; 4 – over 0,37. II: 1 – under 0,18; 2 – 0,18–0,41; 3 – 0,42–0,64; 4 – over 0,64; 5 – no streamflow deficits.



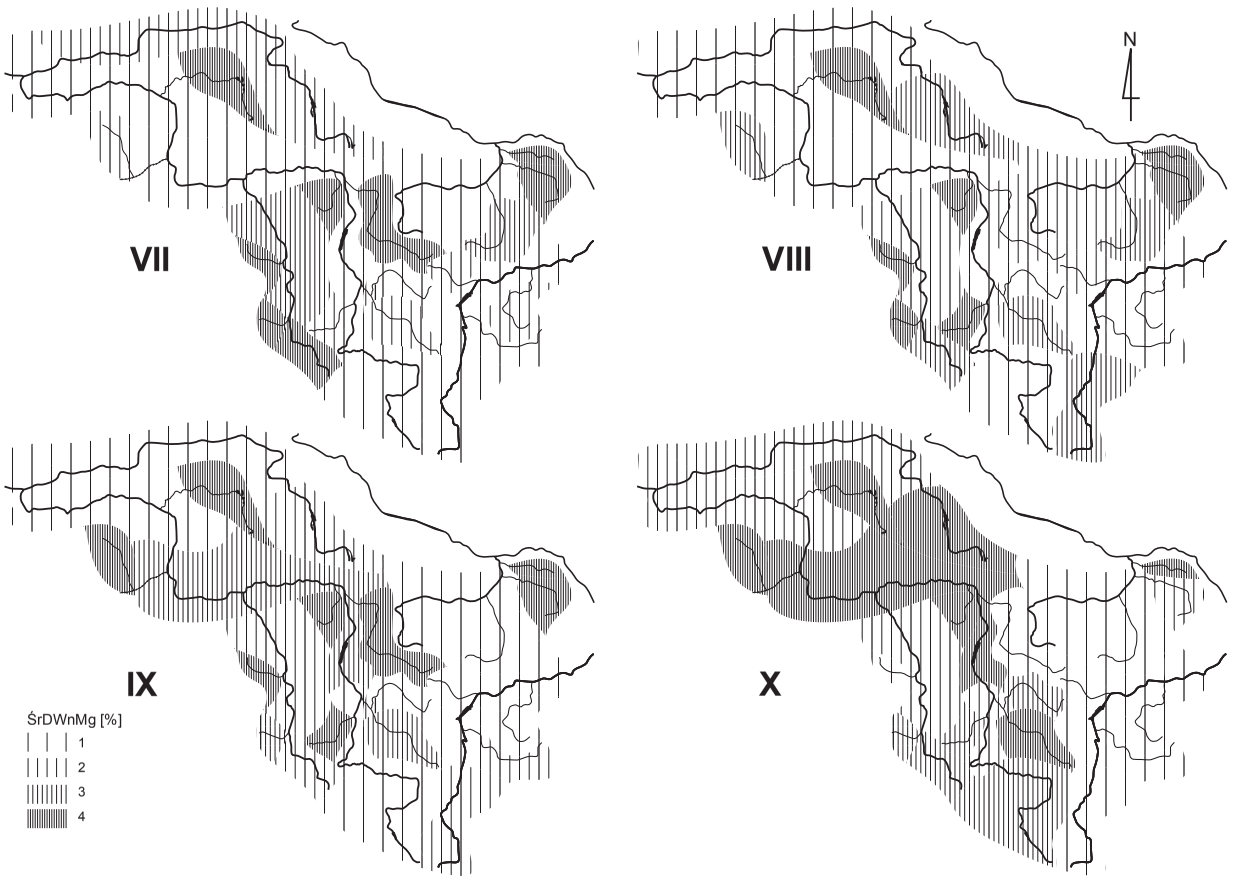
Rys. 56.
Średni względny deficyt odpływu w fazie niżówki głębokiej III–VI w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średni miesięczny względny deficyt odpływu w fazie niżówki głębokiej ŚrDWnMg [%]. III: 1 – pon. 0,01; 2 – 0,01–0,07; 3 – 0,08–0,13; 4 – pow. 0,13. IV: 1 – pon. 0,004; 2 – 0,004–0,036; 3 – 0,037–0,067; 4 – pow. 0,067. V: 1 – pon. 0,12; 2 – 0,12–0,36; 3 – 0,37–0,59; 4 – pow. 0,59. VI: 1 – pon. 0,65; 2 – 0,65–1,33; 3 – 1,34–2,01; 4 – pow. 2,01; 5 – brak niedoborów odpływu.

Mean relative drought streamflow deficit in severe phase III–VI in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean monthly relative drought streamflow deficit in severe phase ŚrDWnMg [%]. III: 1 – under 0,01; 2 – 0,01–0,07; 3 – 0,08–0,13; 4 – over 0,13. IV: 1 – under 0,004; 2 – 0,004–0,036; 3 – 0,037–0,067; 4 – over 0,067. V: 1 – under 0,12; 2 – 0,12–0,36; 3 – 0,37–0,59; 4 – over 0,59. VI: 1 – under 0,65; 2 – 0,65–1,33; 3 – 1,34–2,01; 4 – over 2,01; 5 – no streamflow deficits.



Rys. 57.
Średni względny deficyt odpływu w fazie niżówki głębokiej VII–X w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średni miesięczny względny deficyt odpływu w fazie niżówki głębokiej ŚrDWnMg [%]. VII: 1 – pon. 1,90; 2 – 1,90–2,91; 3 – 2,92–3,91; 4 – pow. 3,91. VIII: 1 – pon. 2,67; 2 – 2,67–3,52; 3 – 3,53–4,37; 4 – pow. 4,37. IX: 1 – pon. 1,40; 2 – 1,40–1,92; 3 – 1,93–2,44; 4 – pow. 2,44. X: 1 – pon. 0,43; 2 – 0,43–0,72; 3 – 0,73–1,02; 4 – pow. 1,02.

Mean relative drought streamflow deficit in severe phase III–VI in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean monthly relative drought streamflow deficit in severe phase ŚrDWnMg [%]. VII: 1 – under 1,90; 2 – 1,90–2,91; 3 – 2,92–3,91; 4 – over 3,91. VIII: 1 – under 2,67; 2 – 2,67–3,52; 3 – 3,53–4,37; 4 – over 4,37. IX: 1 – under 1,40; 2 – 1,40–1,92; 3 – 1,93–2,44; 4 – over 2,44. X: 1 – under 0,43; 2 – 0,43–0,72; 3 – 0,73–1,02; 4 – over 1,02.

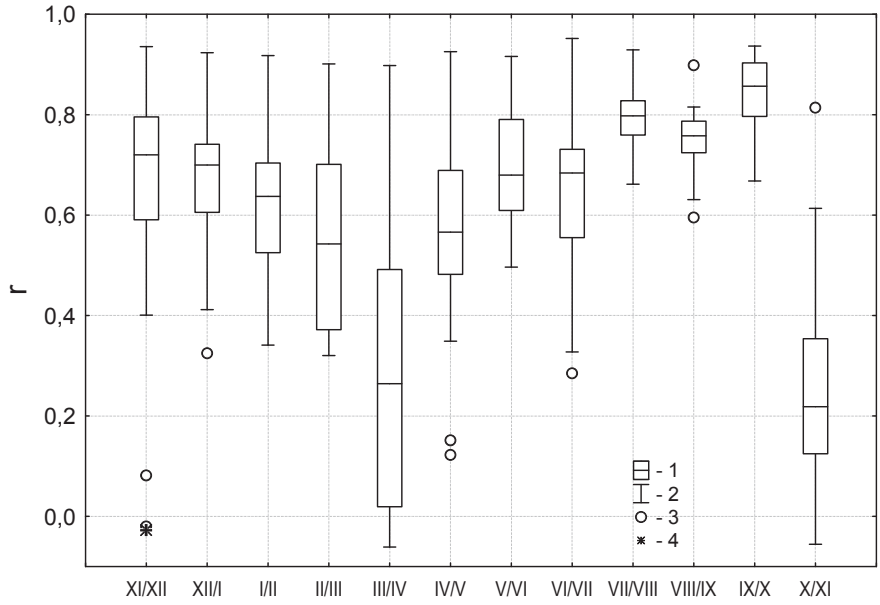


trudno dopatrzyć się jakiegoś porządku przestrzennego, zatem można postawić wniosek, iż w tym sezonie o rozmieszczeniu niedoborów odpływu niżówkowego fazy niżówki głębokiej decydują warunki lokalne – zarówno naturalne, jak i antropogeniczne. Największe deficyty występują jednak w zlewniach małych, których zasoby strefy aktywnej wymiany ze względu na objętość i dynamikę są podatne na rozwój suszy hydrologicznej o znacznym natężeniu. Z przedstawionego obrazu wynika, iż warunki hydrometeorologiczne oraz wegetacyjne ulegają zmianie dopiero w październiku i wówczas strefa podwyższonych niedoborów odpływu niżówkowego ponownie zaczyna się rozwijać w centralnej części badanego obszaru.

6.2.3. Podobieństwo miesięczne

Zagadnienie sezonowego podobieństwa przepływów niżówkowych zbadano w oparciu o analizę współczynników korelacji w szeregach miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego w parach sąsiadujących miesięcy (zał. 3). Można bowiem na ich podstawie zidentyfikować sezony o wysokim podobieństwie (wysoki współczynnik korelacji), odznaczające się zarówno dużą jednorodnością czynników determinujących pojawianie się niedoborów odpływu, jak i takie, w których pojawiać się będą w wieloleciu różnorodne czynniki działające z różnym natężeniem, a prowadzące do swoistych anomalii niedoborów odpływu (niskie współczynniki korelacji). Ujemne współczynniki korelacji dowodzić będą bardzo istotnych zmian w grupie czynników determinujących proces formowania się niżówki, gdyż wzrostowi niedoboru odpływu w danym miesiącu będzie towarzyszył jego istotny spadek w miesiącu kolejnym.

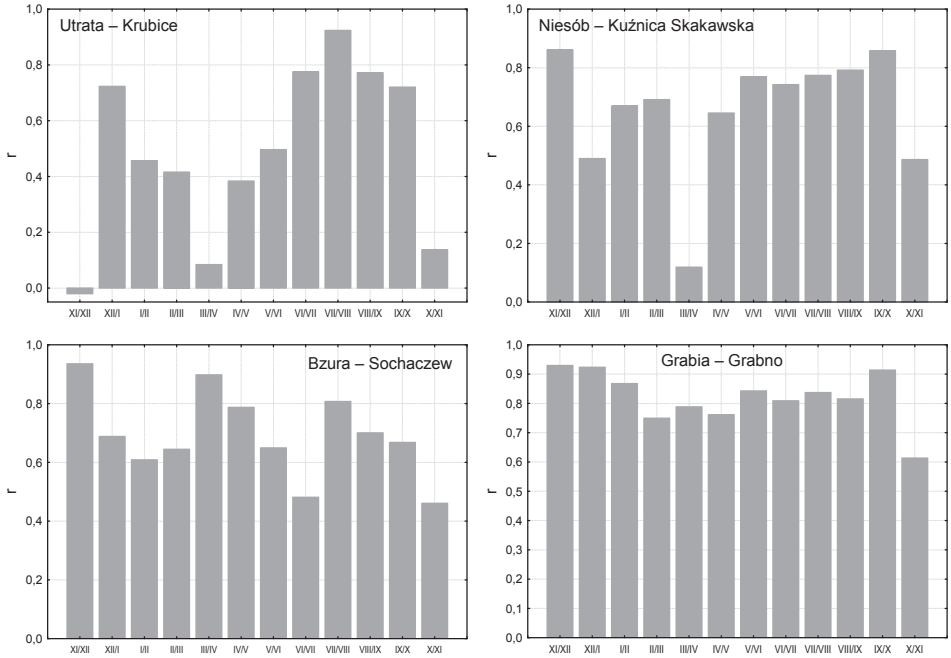
W przebiegu rocznym obliczone współczynniki korelacji niedoborów odpływu niżówkowego pomiędzy kolejnymi miesiącami wskazują na wysoką oraz istotną statystycznie współzmienność niedoborów odpływu niżówkowego w całym regionie (rys. 58). Od listopada do kwietnia notowany jest systematyczny spadek podobieństwa przepływów niżówkowych wywołany rosnącą niestabilnością warunków pogodowych zimą i wiosną, które wywołują zróżnicowanie alimentacji rzek w tych sezonach i w skali wielolecia. Warto zwrócić uwagę na ekstremalnie niskie współczynniki korelacji obliczone dla listopada i grudnia. Uzyskano je dla Łasicy, Utraty oraz Rawki. Wskazują one na bardzo istotne anomalie reżimu niżówkowego tych rzek. Najmniejsze podobieństwo w kształtowaniu niedoborów odpływu niżówkowego występuje pomiędzy marcem i kwietniem. Związane jest ono z dużym zróżnicowaniem czasowym impulsów roztopowych oraz znaczną rolą pojawiających się wtedy opadów deszczu, które stosunkowo szybko przerywają proces rozwoju niżówki. W kolejnych miesiącach, aż do października, zaznacza się stopniowy wzrost przeciętnych współczynników korelacji. Brak większych odchyleń od zarysowanej tendencji



Rys. 58. Zróżnicowanie współczynników korelacji pomiędzy niedoborami odpływu niżówkowego w sąsiednich miesiącach w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Ozn. jak na rys. 10.

Distribution of correlation coefficients between drought streamflow deficits in subsequent months in catchments of central Poland (1951–2002).
Numerals 1–4 – see fig. 10.

wskazuje, iż głównym czynnikiem determinującym podobieństwo w szeregach niedoborów odpływu niżówkowego dla kolejnych par miesięcy w tej części roku hydrologicznego jest proces ewapotranspiracji oraz warunki modyfikujące jego przebieg: rozkład i natężenie opadów, temperatura powietrza, rodzaj i stopień pokrycia terenu przez szatę roślinną. Drobne fluktuacje pojawiające się w lipcu i sierpniu są wywołane najprawdopodobniej wieloletnim zróżnicowaniem terminu występowania opadów letnich. Nieco zaskakujący jest gwałtowny spadek współczynnika korelacji miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego pomiędzy październikiem a listopadem – zwłaszcza, że niskie współczynniki korelacji nie występują w kolejnych parach miesięcy. Jedynym racjonalnym wytłumaczeniem tego faktu, obejmującego swoim zasięgiem przecież całą środkową Polskę, jest wyraźny spadek zapotrzebowania na wodę przez rośliny, który w połączeniu ze zmianą warunków hydroklimatycznych skutkuje istotnym ograniczeniem ewapotranspiracji. Warto na koniec dodać, iż miesięczne podobieństwo niedoborów odpływu niżówkowego jest większe i bardziej uporządkowane sezonowo, niż ma to miejsce w przypadku innych składowych odpływu (Bartnik, Jokiel 1997, Jokiel, Tomaszewski 2009).

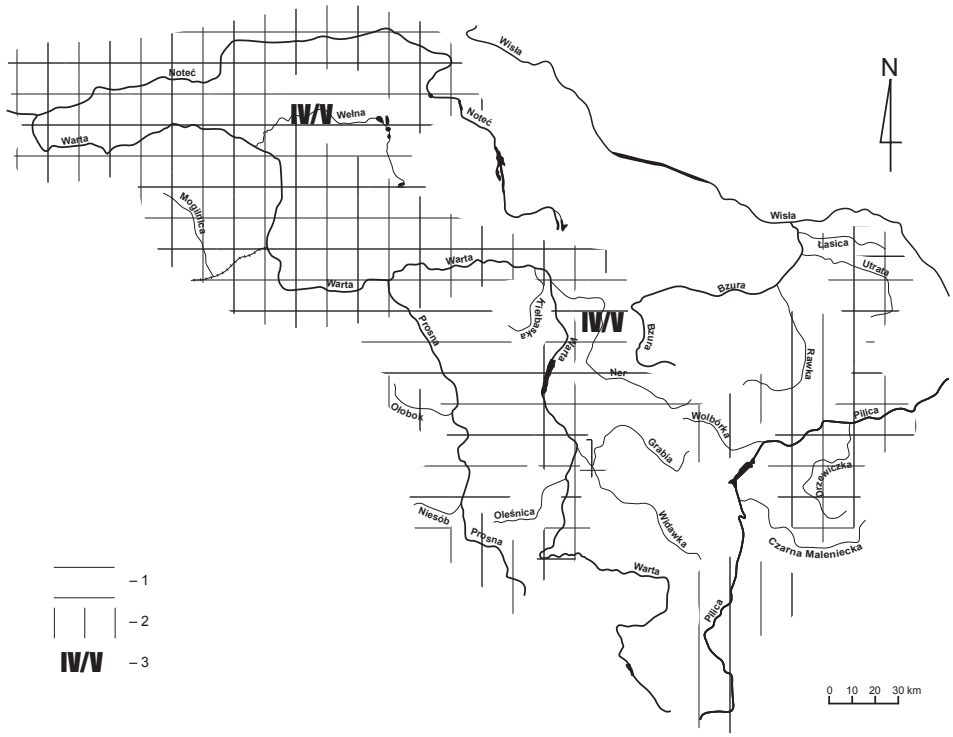


Rys. 59. Współczynniki korelacji pomiędzy niedoborami odpływu niżówkowego w sąsiednich miesiącach na przykładzie wybranych zlewni (1951–2002).

Correlation coefficients between drought streamflow deficits in subsequent months – examples of selected catchments (1951–2002).

Przebieg współczynników korelacji niedoborów odpływu niżówkowego dla par kolejnych miesięcy ma w poszczególnych zlewniach charakter indywidualny (rys. 59). Znaczna część zlewni wykazuje w cyklu rocznym dwa okresy niskiego podobieństwa niedoborów odpływu. Występują one wiosną oraz późną jesienią (np. Utrata). W badanej grupie znalazły się również i takie zlewnie, w których niskie współczynniki korelacji niedoborów odpływu niżówkowego dla par sąsiednich miesięcy występują tylko wiosną, a indywidualne cechy sezonu wegetacyjnego generują jedynie nieznaczny spadek ich podobieństwa dla par miesięcy jesiennych (np. Niesób). Ostatnią grupę przypadków stanowią zlewnie charakteryzujące się dużym podobieństwem niedoborów odpływu niżówkowego pomiędzy kolejnymi miesiącami przez cały rok. Różnią się one jedynie stopniem zaakcentowania przejścia pomiędzy porami roku (np. Bzura i Grabia).

Ocena przestrzennego zróżnicowania sezonowego podobieństwa niedoborów odpływu niżówkowego dla wszystkich par miesięcy byłaby niezmiernie trudna z technicznego punktu widzenia, dlatego zdecydowano się przedstawić strukturę przestrzenną okresów o największym i najmniejszym podobieństwie miesięcznych niedoborów odpływu. Przede wszystkim należy odnotować, że ist-

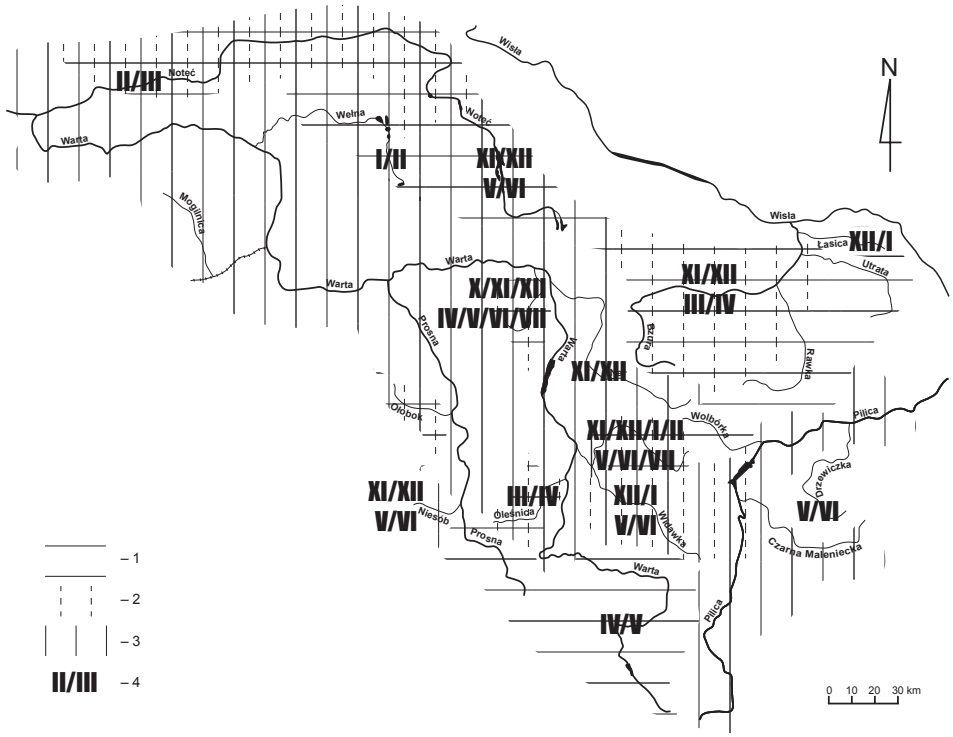


Rys. 60. Okresy braku statystycznie istotnej korelacji niedoborów odpływu niżówkowego w parach sąsiednich miesięcy w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Pary miesięcy charakteryzujące się nieistotnym statystycznie (α = 0,05) współczynnikiem korelacji niedoborów odpływu niżówkowego: 1 – III/IV, 2 – X/XI, 3 – inne miesiące.

Periods without statistically significant correlation of drought streamflow deficit in pairs of subsequent months in catchments of central Poland (1951–2002).
Pairs of months with statistically insignificant (α = 0,05) correlation coefficient of drought streamflow deficit: 1 – III/IV, 2 – X/XI, 3 – other months.

nieje w środkowej Polsce strefa, w której reżim przepływów niżówkowych wykazuje bardzo duże podobieństwo we wszystkich parach miesięcy roku hydrologicznego (rys. 60). Obejmuje ona górną Wartę z kilkoma dopływami, Bzurę i górną Noteć. Niskie współczynniki korelacji niedoborów odpływu dla par miesięcy wiosennych i jesiennych występują w zlewni dolnej Warty i Pilicy. W pozostałych systemach występuje tylko jeden okres małego podobieństwa, uwarunkowany dużą retencyjnością zbiorników wód podziemnych (brak niskiej korelacji miesięcy wiosennych) lub stabilnymi warunkami wegetacyjnymi (brak niskiej korelacji miesięcy jesiennych).

Największe podobieństwo przepływów niżówkowych w środkowej Polsce występuje we wrześniu i październiku, w późnej fazie sezonu wegetacyjnego (rys. 61). Ponadto, bardzo silne korelacje lipcowo-sierpniowe i sierpniowo-wrześniowe



Rys. 61. Okresy bardzo silnej korelacji niedoborów odpływu niżówkowego w parach sąsiednich miesięcy w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Pary miesięcy charakteryzujące się współczynnikiem korelacji niedoborów odpływu niżówkowego wyższym lub równym 0,80: 1 – VII/VIII, 2 – VIII/IX, 3 – IX/X, 4 – inne miesiące.

Periods with very strong correlation of drought streamflow deficit in pairs of subsequent months in catchments of central Poland (1951–2002).
Pairs of months with correlation coefficient of drought streamflow deficit over or equal 0,80: 1 – VII/VIII, 2 – VIII/IX, 3 – IX/X, 4 – other months.

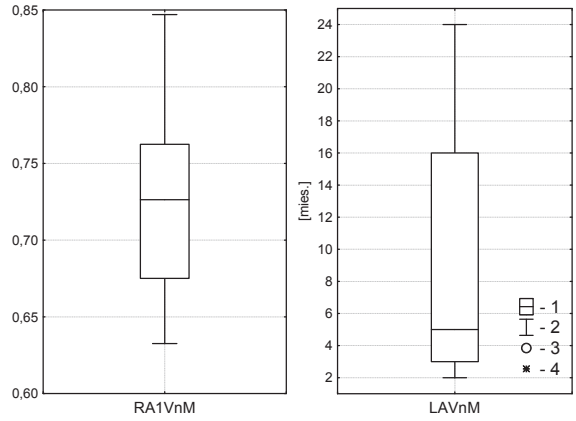
notuje się w zlewni Noteci, Bzury oraz niektórych dopływach górnej Warty. W pozostałych parach miesięcy o dużym podobieństwie niedoborów odpływu decydują głównie warunki lokalne, związane w znacznej mierze z gospodarką wodną oraz typem działalności rolnej.

6.2.4. Inercja

Zagadnienie sezonowej bezwładności objętości niedoborów odpływu niżówkowego opracowane zostało na podstawie analizy autokorelacji w ich szeregach wartości miesięcznych. Za estymator siły inercji przyjęto pierwszy współczynnik autokorelacji (wzór 21). W ujęciu wieloletnim wskazuje on na „ładunek" infor-

macji o formowaniu niedoboru odpływu niżówkowego, jaki przekazywany jest z miesiąca na miesiąc. We wszystkich przypadkach obliczone współczynniki autokorelacji (RA1VnM) były istotne statystycznie na poziomie α = 0,05, a ich wartości wskazywały na silną lub bardzo silną bezwładność (tab. 9, rys. 62). Przeciętny współczynnik autokorelacji miesięcznej w badanych szeregach wyniósł 0,73 i był zdecydowanie wyższy od swojego odpowiednika obliczonego na podstawie ciągów rocznych (por. rys. 34). Zatem siła inercji sezonowej wykazuje zdecydowanie lepsze dopasowanie autoregresyjne od inercji wieloletniej. Zwłaszcza, że najniższa bezwładność sezonowa rozpoczyna się w badanej grupie zlewni od współczynnika autokorelacji na poziomie 0,63 (Czarna Maleniecka), a kończy na 0,84 (Kiełbaska).

Zróżnicowanie pierwszego współczynnika autokorelacji miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego na obszarze środkowej Polski wykazuje bardzo wyraźny porządek przestrzenny (rys. 63). Silna inercja sezonowa wiąże się z występowaniem bardzo zasobnych zbiorników wód podziemnych, których reżim, a zwłaszcza powolne tempo odnawiania zasobów kształtuje dobrą pamięć systemu w odniesieniu do niedoborów w kolejnych krokach czasowych (górna Warta). Podobna zależność została zaobserwowana w sferze bezwładności odpływu podziemnego (Tomaszewski 2001). Duże współczynniki autokorelacji miesięcznej



Rys. 62. Zróżnicowanie miar bezwładności miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski.

RA1VnM – pierwszy współczynnik autokorelacji miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego; LAVnM – liczba efektywnych współczynników autokorelacji miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego w kolejnych przesunięciach; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of monthly characteristics of drought streamflow deficit inertia in catchments of central Poland.

RA1VnM – first autocorrelation coefficient of monthly drought streamflow deficits; LAVnM – number of effective autocorrelation coefficients of monthly drought streamflow deficit in consecutive lags; numerals 1–4 – see fig. 10.

Tab. 9. Wybrane charakterystyki bezwładności, sezonowości i pory koncentracji niedoborów odpływu niżówkowego rzek środkowej Polski (1951–2002)

Selected characteristics of inertia, seasonality and time concentration of drought streamflow deficit in rivers of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	RA1VnM –	LAVnM mies.	WPK data	ZmWPK dni	IS %	CvIS –	a (IS) –	R^2 (IS) –
1	Warta – Działoszyn	0,759	16	27-08	67,4	35,9	0,395	0,65	0,16
2	Warta – Sieradz	0,684	15	1-09	71,8	35,1	0,405	0,88	0,27
3	Warta – Poznań	0,735	6	8-09	62,1	40,5	0,419	0,71	0,15
4	Warta – Gorzów Wlkp.	0,752	4	29-08	61,9	48,5	0,358	0,52	0,10
5	Oleśnica – Niechmirów	0,766	3	12-08	39,7	65,8	0,237	–0,48	0,14
6	Widawka – Rogoźno	0,762	24	8-08	39,6	41,1	0,412	0,98	0,35
7	Widawka – Podgórze	0,740	4	14-08	47,8	53,4	0,344		
8	Grabia – Grabno	0,822	24	13-08	55,9	43,4	0,363		
9	Ner – Dąbie	0,690	7	12-08	43,0	45,2	0,413	0,92	0,26
10	Kiełbaska – Kościelec	0,847	24	13-08	32,5	44,0	0,338	1,27	0,45
11	Prosna – Mirków	0,664	3	30-07	58,7	51,0	0,372		
12	Prosna – Bogusław	0,726	3	15-08	42,7	57,4	0,318		
13	Niesób – Kuźnica Skak.	0,763	3	4-08	29,2	64,1	0,234		
14	Ołobok – Ołobok	0,781	3	31-07	33,4	66,7	0,205		
15	Mogilnica – Konojad	0,739	3	22-08	34,2	64,3	0,238		
16	Wełna – Prusce	0,800	3	30-08	33,4	65,1	0,210		
17	Noteć – Pakość	0,797	5	14-09	65,8	43,3	0,320		
18	Noteć – N. Drezdenko	0,745	4	18-08	57,5	57,2	0,319		
19	Pilica – Przedbórz	0,654	18	19-08	72,2	34,4	0,356		
20	Pilica – Spała	0,703	24	15-08	83,4	32,4	0,440		
21	Pilica – N. Miasto	0,676	16	16-08	62,9	39,7	0,383		
22	Pilica – Białobrzegi	0,650	6	20-08	66,7	42,2	0,362		
23	Czarna Malen. – Dąbrowa	0,633	5	3-08	66,7	37,0	0,387	0,78	0,22
24	Wolbórka – Zawada	0,639	6	22-07	66,4	36,8	0,449	0,71	0,15
25	Drzewiczka – Odrzywół	0,675	18	18-08	75,3	34,7	0,380		
26	Bzura – Sochaczew	0,658	6	30-07	52,1	43,1	0,374		

Tab. 9 cd.

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	RA1VnM –	LAVnM mies.	WPK data	ZmWPK dni	IS %	CvIS –	a (IS) –	R^2 (IS) –
27	Rawka – Kęszyce	0,674	3	27-07	63,8	49,8	0,356		
28	Utrata – Krubice	0,691	3	1-08	53,3	56,1	0,306	0,66	0,19
29	Łasica – Władysławów	0,723	2	12-08	32,3	74,8	0,148		

RA1VnM – pierwszy współczynnik autokorelacji miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego; LAVnM – liczba kolejnych przesunięć, przy których wielkość współczynnika autokorelacji przekraczała podwojoną wartość błędu standardowego w szeregu miesięcznych objętości niedoborów odpływu niżówkowego; WPK – wskaźnik pory koncentracji niedoborów odpływu niżówkowego; ZmWPK – wskaźnik średniej zmiany WPK z roku na rok; IS – indeks sezonowości niedoborów odpływu niżówkowego; CvIS – współczynnik zmienności IS, a (IS) – współczynnik kierunkowy trendu liniowego indeksu sezonowości, istotny na poziomie $\alpha = 0{,}01$; R^2 – współczynnik determinacji istotnego równania trendu liniowego.

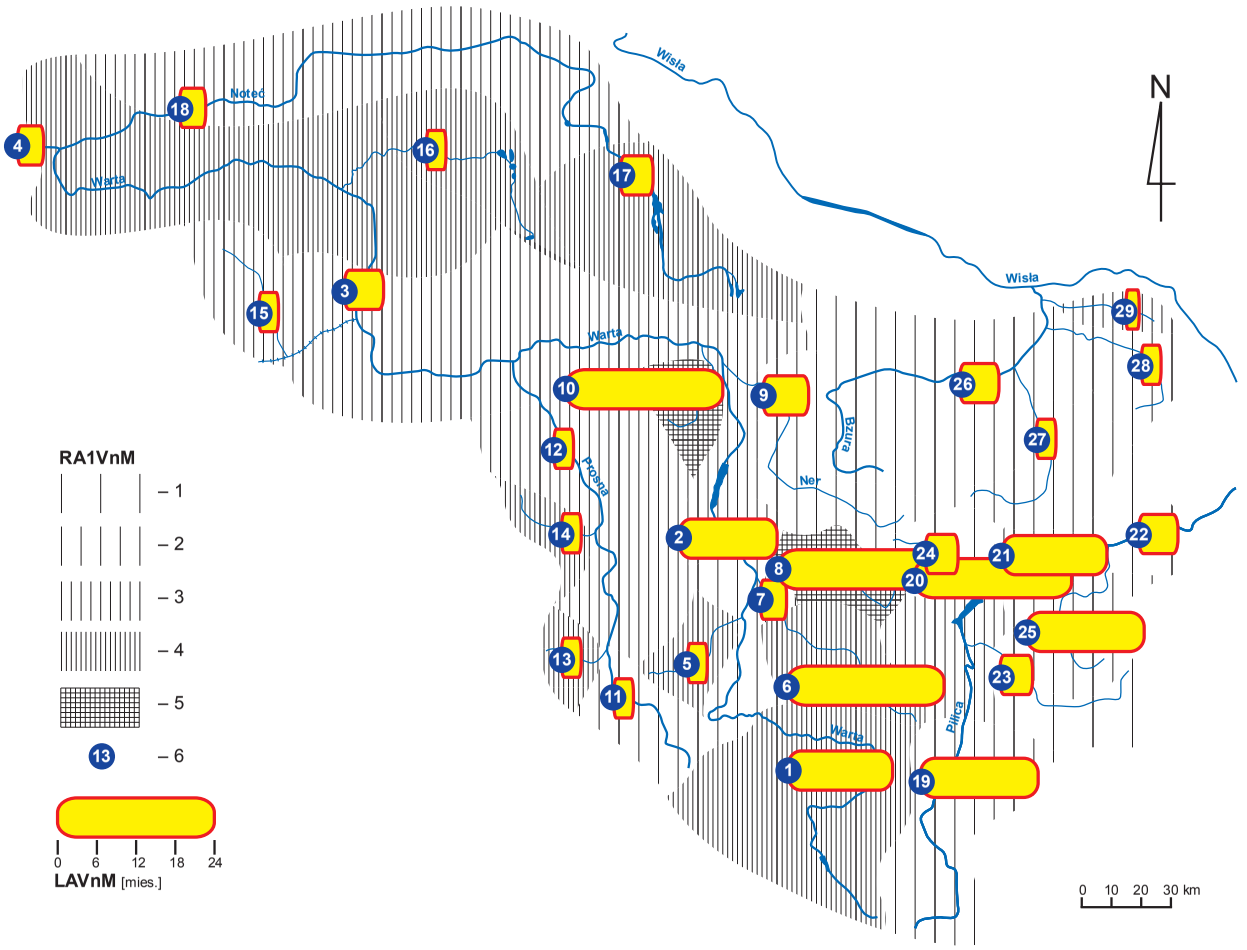
RA1VnM – first autocorrelation coefficient of monthly drought streamflow deficits; LAVnM – number of effective autocorrelation coefficients of monthly drought streamflow deficit in consecutive lags; WPK – period of seasonal concentration of drought streamflow deficit; ZmWPK – index of mean change of WPK year by year; IS – seasonality index of drought streamflow deficit; CvIS – variation coefficient of IS, a (IS) – statistically significant slope coefficient of linear trend equations ($\alpha = 0{,}01$); R^2 – determination coefficient of approximated linear trend.

uzyskano również w zlewniach, w których jeziora przepływowe są w stanie zwiększać czasowo ich retencyjność, przyczyniając się do spowolnienia tempa odnawialności strefy aktywnej wymiany. To zaś skutkuje podwyższoną inercją niedoborów odpływu niżówkowego. Przedstawione zjawisko jest na tyle silne, że jego skutki są obserwowane w ujściowym odcinku Warty. Wysoka bezwładność miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego pojawiająca się w kilku małych zlewniach (Oleśnica, Niesób, Ołobok) wynika najprawdopodobniej z faktu, iż podczas suszy hydrologicznej stosunkowo szybko osiągany jest w nich maksymalny poziom stopnia zdrenowania zasobów niżówkowych (DWnM). Proces ten wykazuje stabilność sezonową i jest podtrzymywany bardzo wydajną ewapotranspiracją, a zostaje przerwany dopiero opadami jesiennymi. Duża inercja sezonowa występuje również w zlewniach znajdujących się pod wpływem silnej antropopresji. Warto jednak zwrócić uwagę, iż dotyczy to tylko zlewni Kiełbaski i Widawki. W zlewniach Neru czy środkowej Pilicy sezonowa bezwładność niedoborów odpływu niżówkowego jest przeciętna. Wydaje się zatem, że jedynie w wyniku odwadniania złóż kopalni odkrywkowych można oczekiwać istotnego wzrostu tego parametru.

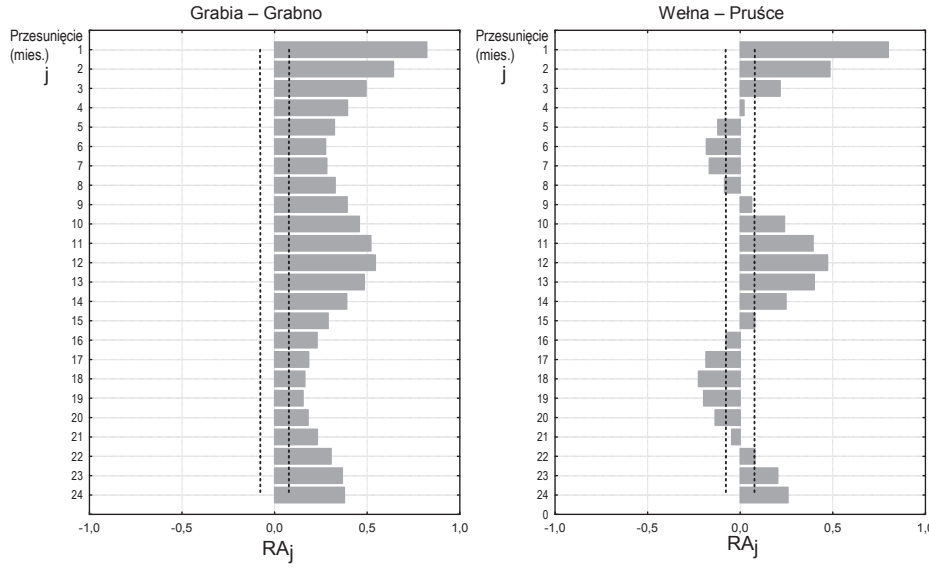
W celu zbadania długości pamięci sezonowej reżimu przepływów niżówkowych rzek środkowej Polski obliczono charakterystykę bazującą na liczbie efektywnych przesunięć współczynnika autokorelacji (w zakresie od 1 do 24), przy czym miarą istotności kolejnych współczynników była podwojona wartość

Rys. 63.
Miary bezwładności miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002). Pierwszy współczynnik autokorelacji miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego RA1VnM: 1 – 0,61–0,65; 2 – 0,66–0,70; 3 – 0,71–0,75; 4 – 0,76–0,80; 5 – 0,81–0,85; 6 – nr zlewni zgodny z zał. 1; LAVnM – liczba efektywnych współczynników autokorelacji miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego w kolejnych przesunięciach.

Characteristics of monthly drought streamflow deficit inertia in catchments of central Poland (1951–2002).
First autocorrelation coefficient of monthly drought streamflow deficits RA1VnM: 1 – 0,61–0,65; 2 – 0,66–0,70; 3 – 0,71–0,75; 4 – 0,76–0,80; 5 – 0,81–0,85; 6 – number of catchment – see app. 1; LAVnM – number of effective autocorrelation coefficients of monthly drought streamflow deficit in consecutive lags.



błędu standardowego (wzór 22). Liczba efektywnych przesunięć współczynnika autokorelacji miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego (LAVnM) mierzona jest w miesiącach (tab. 9). Przeciętna długość sezonu, w którym przenoszone są istotne informacje o niedoborach odpływu niżówkowego, wynosi w środkowej Polsce 5 miesięcy (rys. 62). Ekstrema przyjmują skrajnie możliwe wielkości, tj. 1 i 24 miesiące. Rozkład analizowanych wartości wykazuje silną asymetrię ujemną, co oznacza, że w zbiorze występuje grupa zlewni o bardzo długiej pamięci sezonowej. Należą do nich zlewnie już wcześniej dostrzeżone (Widawka – Rogoźno, Kiełbaska – Kościelec, Pilica – Spała), w których „długa pamięć" jest efektem systematycznych działań gospodarki wodnej (rys. 63). W warunkach quasi-naturalnych okres przenoszenia istotnych informacji o przepływach niżówkowych trwający około roku towarzyszy obszarom o znacznej retencji wód podziemnych (górna Warta, górna Pilica). Warto zauważyć, że w zlewniach jeziornych oraz zlewniach kilku innych małych systemów rzecznych pamięć sezonowa o niedoborach odpływu niżówkowego jest wprawdzie dobra, ale krótka, gdyż pojemność retencyjna tych zlewni,



Rys. 64. Przykłady przebiegu funkcji autokorelacyjnej miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
RA_j – współczynnik autokorelacji przy przesunięciu równym *j*, linia przerywana zakreśla wartość podwojonego błędu standardowego współczynnika autokorelacji.

Examples of autocorrelation function of monthly drought streamflow deficit in catchments of central Poland (1951–2002).
RA_j – autocorrelation coefficient in lag equal *j*, dashed line marks double value of standard error of autocorrelation coefficient.

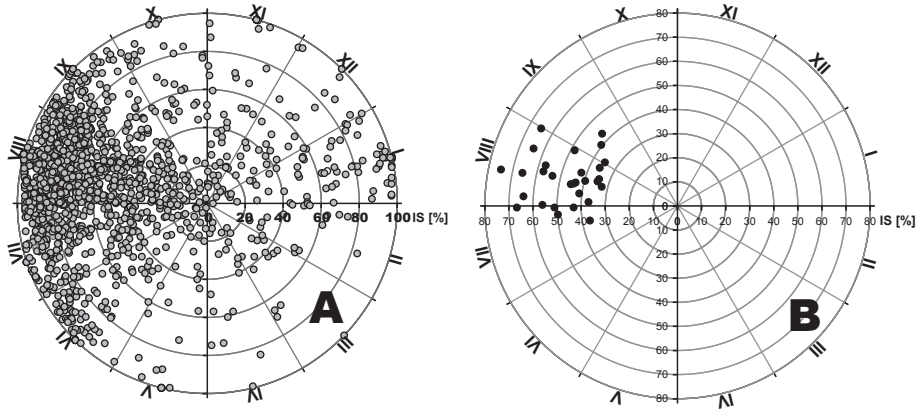
gwarantująca długą inercję, nie może się równać z zasobnością zbiorników wód podziemnych pasa wyżyn.

Kształt funkcji autokorelacyjnej miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego jest bardzo podobny we wszystkich zlewniach środkowej Polski (rys. 64). Obserwuje się tu bardzo wyraźny rytm roczny i półroczny. Różnice występujące pomiędzy poszczególnymi zlewniami polegają na sposobie akcentowania „przejść" pomiędzy porami roku, które mogą mieć charakter bardzo płynny (np. Grabia) lub wiązać się z okresowym zrywaniem synchroniczności sezonowej (np. Wełna). Wymienione wcześniej zlewnie, w których odpływ kształtuje się pod wpływem antropopresji, charakteryzują się kształtem funkcji autokorelacyjnej niemal identycznym z tym, który zidentyfikowano dla Grabi.

6.2.5. Pora i poziom koncentracji suszy hydrologicznej

Przeprowadzone w poprzednich podrozdziałach analizy dotyczyły różnych sezonowych aspektów zmian niedoborów odpływu niżówkowego rzek środkowej Polski w *a priori* zdefiniowanych interwałach czasowych (miesiąc, półrocze). Równie interesujące jest zagadnienie sezonowości odniesione do dowolnie zdefiniowanych jednostek czasowych, wynikające z podobieństw i różnic występujących w danym szeregu. Do oszacowania stopnia nierównomierności rocznego przebiegu niedoborów odpływu niżówkowego oraz pory ich koncentracji wykorzystano metodykę bazującą na miarach kątowych, zaproponowaną przez Markhama (1970) do analizy sezonowej zmienności opadów atmosferycznych. W pierwszym etapie obliczono indeks sezonowości (wzór 7, 8, tab. 9). Miara ta przyjmuje wartości z przedziału 0–100%, a wraz z jej wzrostem rośnie stopień sezonowości suszy hydrologicznej. Warto zwrócić uwagę, że wynik równy 0% oznaczać może nie tylko idealną równomierność niedoboru odpływu niżówkowego w ciągu 12 miesięcy, lecz także sytuację, w której susza hydrologiczna skupia się jedynie w dwóch przeciwstawnych miesiącach (np. styczeń i lipiec). Oba przypadki mają charakter skrajny i teoretyczny, jednak wskazują na konieczność uważnej interpretacji uzyskiwanych wyników.

Drugą z obliczonych charakterystyk był wskaźnik pory koncentracji WPK (wzór 9, tab. 9). Wskazuje on na termin koncentracji objętości niedoboru odpływu niżówkowego (w dobach względem początku roku hydrologicznego) i nie należy go utożsamiać z okresem występowania suszy hydrologicznej o maksymalnym natężeniu lub sumarycznym deficycie odpływu. W połączeniu z indeksem sezonowości pozwala on ocenić nie tylko porę koncentracji suszy hydrologicznej, ale również jej siłę, która ma istotne znaczenie przy ocenach reżimu niżówkowego rzek. Obie charakterystyki, tj. wskaźnik pory koncentracji (WPK) oraz indeks sezonowości (IS) suszy hydrologicznej, zostały obliczone na podstawie szeregów

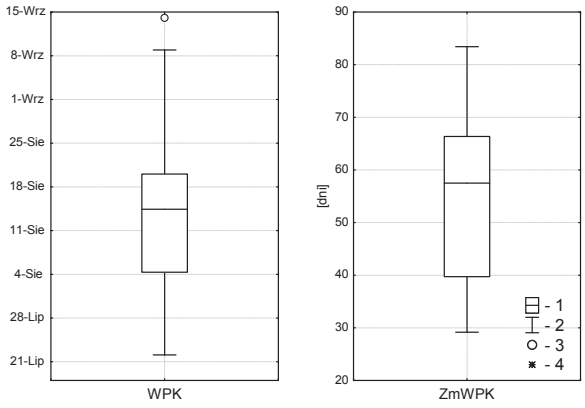


Rys. 65. Położenie grotów wektorów indeksu sezonowości i wskaźnika pory koncentracji suszy hydrologicznej w zlewniach środkowej Polski w kolejnych latach (A) oraz w wieloleciu (B) 1951–2002.

Location of the vector heads of seasonality index and seasonal concentration time of hydrological drought in catchments of central Poland in particular years (A) and multi-year (B) 1951–2002.

miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego w każdym roku (rys. 65A) oraz w całym wieloleciu (rys. 65B).

Przeciętna pora koncentracji suszy hydrologicznej w badanej grupie zlewni wypada 14 sierpnia. W połowie analizowanych przypadków wskaźnik pory koncentracji (WPK) przypada na dwie pierwsze dekady sierpnia, a skrajne wartości rozkładu występują 22 lipca (Wolbórka – Zawada) i 14 września (Noteć – Pakość) (rys. 66, 65B). Warto zauważyć, że rozkład tych wskaźników jest symetryczny i zbliżony do normalnego, co świadczy o dużej jednorodności warunków

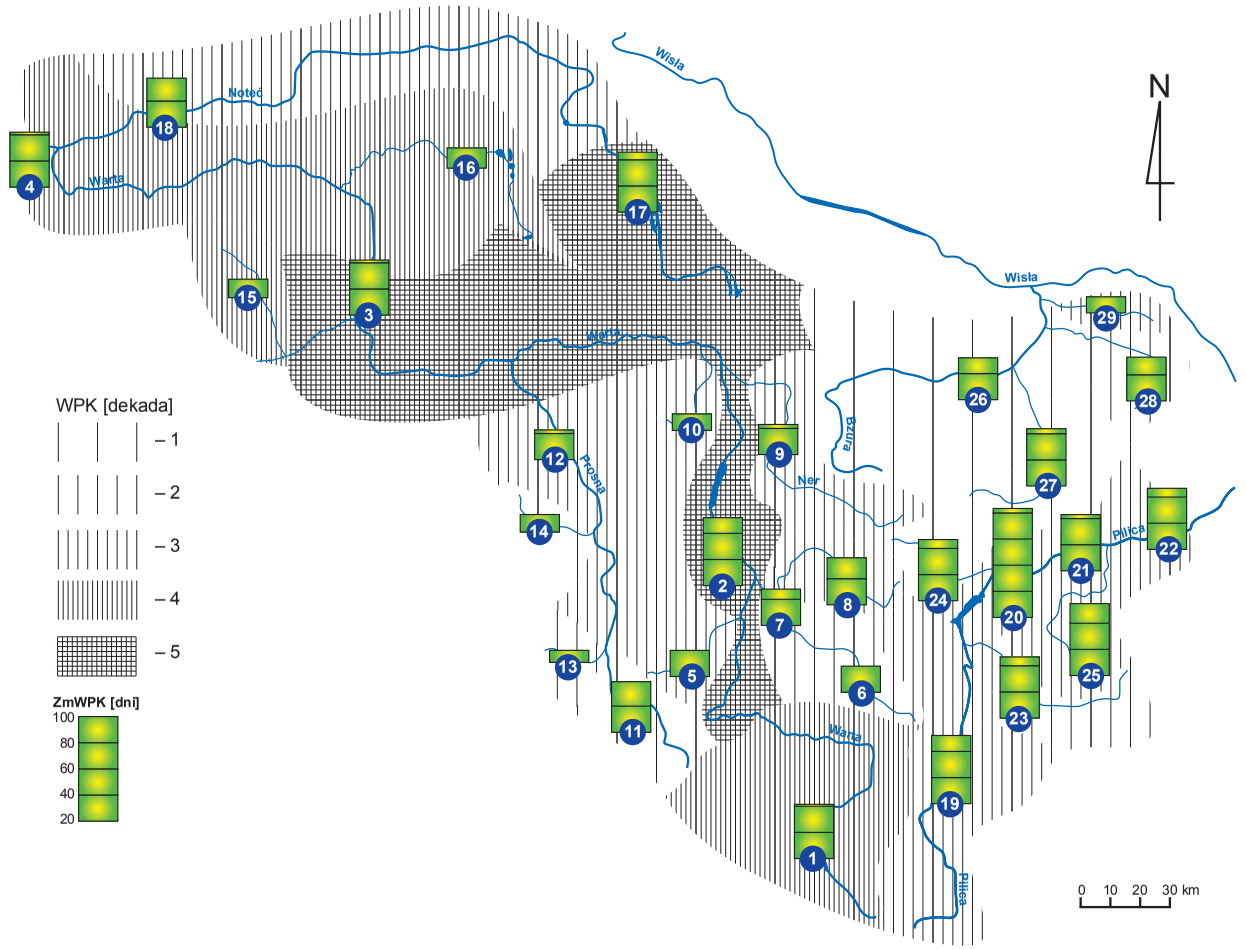


Rys. 66. Zróżnicowanie wskaźnika pory koncentracji suszy hydrologicznej (WPK) oraz wskaźnika jego średniej zmiany z roku na rok (ZmWPK) w zlewniach środkowej Polski.
Ozn. jak na rys. 10.

Distribution of period of seasonal concentration of hydrological drought (WPK) and index of its mean change year by year (ZmWPK) in catchments of central Poland.
Numerals 1–4 – see fig. 10.

determinujących porę koncentracji suszy hydrologicznej w środkowej Polsce. To z kolei wskazuje na dużą wagę czynników oddziałujących w skali całego obszaru badań, a zatem czynników klimatycznych, ze szczególnym uwzględnieniem warunków hydrometeorologicznych kształtujących opad i ewapotranspirację. Po raz kolejny potwierdza się teza o znaczącej roli półrocza letniego w kształtowaniu rocznych niedoborów odpływu niżówkowego na nizinach (Kasprzyk, Kupczyk 1998, Tomaszewski 2007b). Ponadto uzasadnienie znajduje koncepcja rozdziału niżówek letnio-jesiennych na letnie i jesienne (Stachý i in. 1979). Z punktu widzenia reżimu rzecznego deficyty odpływu niżówkowego częściej pojawiają się latem i są dużo głębsze, choćby z powodu pełnego rozwoju wegetacji. Oczywiście jesienią również mogą powstawać głębokie niżówki, jednak zjawisko to występuje znacznie rzadziej, a często jest tylko efektem przedłużających się niżówek letnich. Omawiane zagadnienie dobrze ilustruje rysunek 65A. Widać na nim bardzo wyraźną dysproporcję pomiędzy przypadkami, w których pora koncentracji suszy hydrologicznej występowała od połowy czerwca do połowy września w stosunku do innych pór roku. Warto zwrócić uwagę, że WPK pojawia się równie często jesienią co zimą, a bardzo rzadko w innych miesiącach. Niemal całkowity brak koncentracji niedoborów odpływu niżówkowego w lutym wynika z faktu, że na ten miesiąc przesunęła się pora koncentracji odpływu podziemnego i całkowitego na nizinach (Bartnik, Tomaszewski 2006, Tomaszewski 2007d).

Zróżnicowanie pory koncentracji suszy hydrologicznej wykazuje pewne uporządkowanie przestrzenne (rys. 67). Najwcześniej występuje ona w dorzeczu Bzury (30 VII). Ponadto koncentracja suszy hydrologicznej z przełomu lipca i sierpnia dotyka małych zlewni autochtonicznych w systemach Prosny i Pilicy. Mimo iż różnice czasowe WPK są stosunkowo niewielkie, to obserwowane „wyprzedzenie" wynika najprawdopodobniej ze stosunkowo małych zdolności retencyjnych zbiorników strefy aktywnej wymiany w tych zlewniach. Dodatkowo, ich niewielka powierzchnia oraz położenie w pobliżu wododziału sprawia, że koryta cieków płytko rozcinają drenowane poziomy wodonośne, przez co są bardziej podatne na formowanie letnich niedoborów odpływu niżówkowego. Po 15 sierpnia pora koncentracji suszy hydrologicznej pojawia się w zlewniach jeziornych. Jest to uwarunkowane buforującym oddziaływaniem mis zbiornikowych, które mogą alimentować wodę z krótkotrwałych opadów deszczu w fazie suszy glebowej, podczas gdy zasilanie opadowe do wód podziemnych jest znacznie ograniczone. Stąd łagodzenie tempa sczerpywania zasobów wodnych zlewni i późniejsza koncentracja suszy hydrologicznej. W skali całego regionu niedobory odpływu niżówkowego koncentrują się najpóźniej wzdłuż biegu Warty (przełom sierpnia i września). Uwarunkowane jest to nie tylko przyrastającą retencyjnością zlewni, lecz również pewną asynchronicznością pomiędzy niżówkami w rzece głównej i jej poszczególnych dopływach. Warto zauważyć bardzo ciekawy kontrast pojawiający się w pradolinie warszawsko-berlińskiej. Mimo względnie podobnych



Rys. 67.
Pora koncentracji suszy hydrologicznej i jej zmienność wieloletnia w zlewniach środkowej Polski (1951–2002). Wskaźnik pory koncentracji suszy hydrologicznej WPK [dekada]: 1 – VII-3; 2 – VII-1; 3 – VIII-2; 4 – VIII-3; 5 – IX-1; ZmWPK – wskaźnik średniej zmiany wskaźnika pory koncentracji suszy hydrologicznej z roku na rok; nr zlewni zgodny z zał. 1.

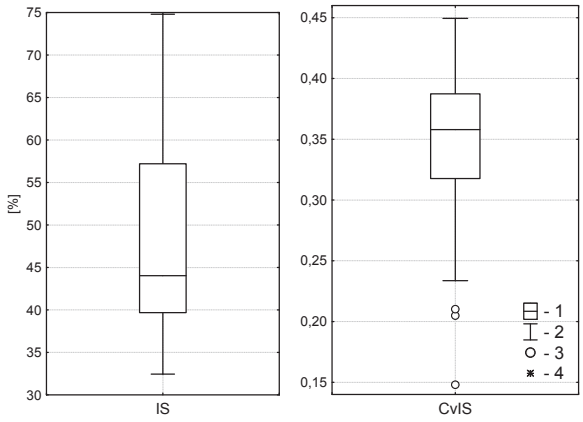
Period of time concentration of hydrological drought and its multiannual variability in catchments of central Poland (1951–2002).
Period of time concentration of hydrological drought WPK [ten-days periods]: 1 – VII-3; 2 – VII-1; 3 – VIII-2; 4 – VIII-3; 5 – IX-1; ZmWPK– index of mean change of hydrological drought time concentration year by year; number of catchment – see app. 1.

warunków fizycznogeograficznych, w części wschodniej tego obszaru pora koncentracji występuje bardzo wcześnie, podczas gdy w części zachodniej – bardzo późno. Jest to niemal wzorcowy przykład wpływu rzeki auto- i allochtonicznej na przebieg suszy hydrologicznej.

Wieloletnia stabilność pory koncentracji suszy hydrologicznej została oceniona na podstawie wskaźnika średniej zmiany z roku na rok (ZmWPK – wzór 18). Miara ta jest prostą średnią arytmetyczną z różnic pomiędzy terminami pory koncentracji w kolejnych latach badanego okresu. Przeciętna wartość ZmWPK w badanej grupie zlewni wyniosła 58 dni (rys. 66). W połowie badanych przypadków okres ten trwał od 40 do 67 dni, a ekstrema zakreślone zostały wartościami 29 dni (Niesób – Kuźnica Skakawska) oraz 83 dni (Pilica – Spała). Rozkład w badanej próbce zlewni jest zbliżony do normalnego. Największą stabilność wieloletnią pory koncentracji suszy hydrologicznej wykazują zlewnie jeziorne oraz zlewnie małych systemów, w których pora ta pojawiała się relatywnie wcześnie (rys. 67, tab. 9). Małą zmienność WPK odnotowano także w zlewniach poddanych silnej antropopresji związanej ze zrzutami wód pochodzących z odwadniania kopalń odkrywkowych (Widawka, Kiełbaska) oraz z przerzutami wody dla celów komunalnych (Ner). Znaczna wieloletnia niestabilność pory koncentracji pojawiła się w dużych rzekach, co wiązać należy ze zróżnicowaniem źródeł suszy hydrologicznej w rzece głównej oraz w jej dopływach. Interesujący przypadek wystąpił na Pilicy w Spale. Przeciętna zmiana pory koncentracji jest w tym przekroju zdecydowanie wyższa niż w pozostałych przekrojach badawczych na tej rzece. Przyczyn takiego stanu należy poszukiwać w sposobie gospodarowania wodą w Zbiorniku Sulejowskim (położonym nieco powyżej wodowskazu), gdzie działania operacyjne związane z ograniczaniem skutków suszy wywołują swoiste „rozregulowanie" reżimu przepływów niżówkowych poniżej zapory.

Przeciętny indeks sezonowości w badanej grupie zlewni wynosi 44%. W połowie analizowanych przypadków IS zmienia się w przedziale 40–57%, zaś ekstrema rozkładu wynoszą 32,4% (Pilica – Spała) oraz 74,8% (Łasica – Władysławów) (rys. 68, 65B). Już na wstępie warto zwrócić uwagę, że susze hydrologiczne odznaczają się generalnie bardzo wysokim stopniem sezonowości. Dla porównania poziom nierównomierności sezonowej opadów atmosferycznych na tym terenie wynosi ok. 25% (Kożuchowski, Wibig 1988), a odpływów całkowitych – 21% (Bartnik, Tomaszewski 2006). Najbardziej wyrównany w środkowej Polsce jest odpływ podziemny, gdyż jego przeciętny indeks sezonowości wynosi jedynie 18,2% (Tomaszewski 2007d). Analizując zbiór charakterystyk IS, łatwo zauważyć, iż istnieje wiele lat, w których indeks sezonowości osiągnął 100% (rys. 65A). Oznacza to, iż w reżimie przepływów niżówkowych na badanym obszarze bardzo duże znaczenie odgrywają krótkie epizody letnie.

Rozkład wartości IS jest nieznacznie asymetryczny dodatnio. Zwraca uwagę minimum uzyskane dla Pilicy w Spale (rys. 69), które potwierdza poprzednie dy-



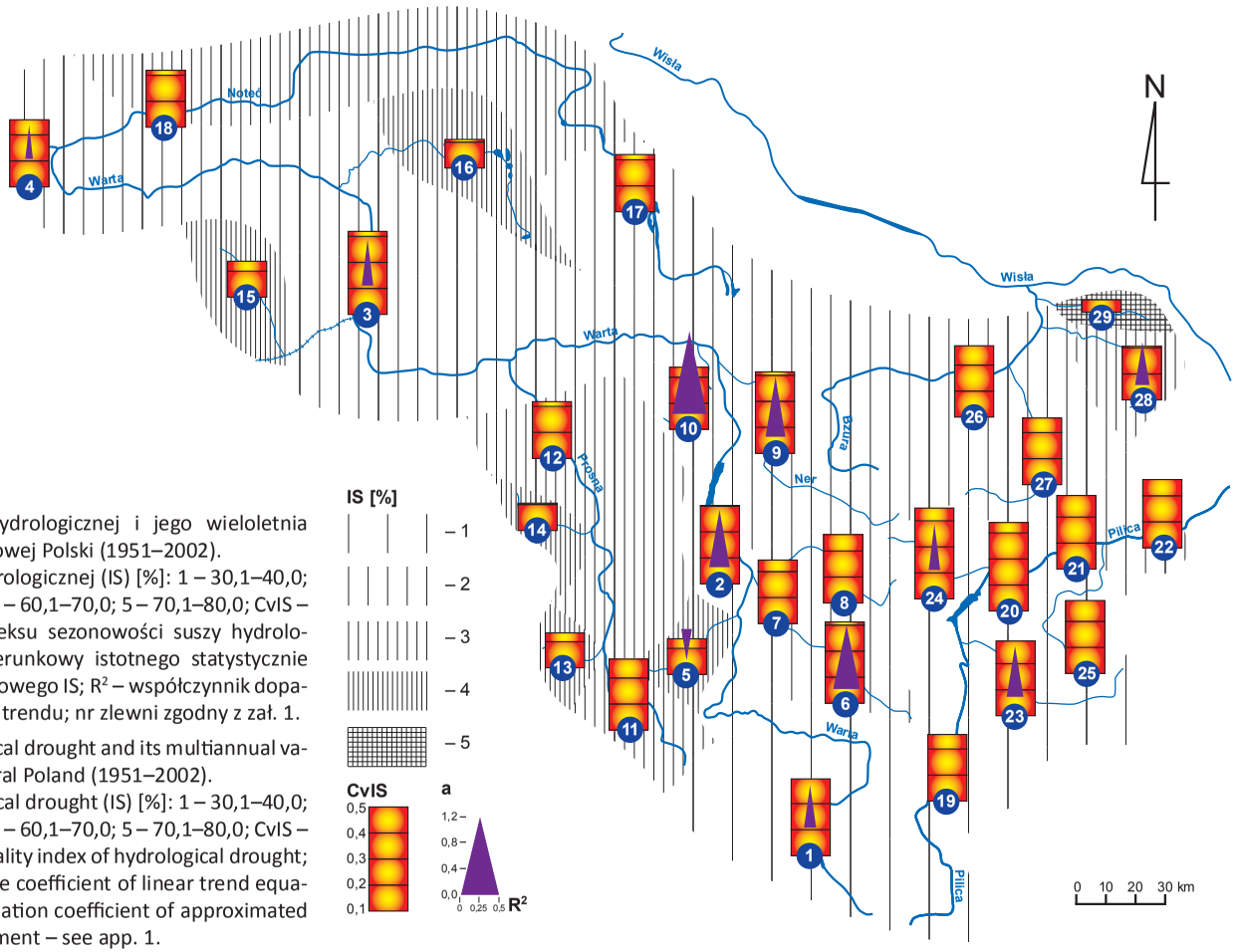
Rys. 68. Zróżnicowanie indeksu sezonowości suszy hydrologicznej (IS) oraz jego współczynnika zmienności (CvIS) w zlewniach środkowej Polski.
Ozn. jak na rys. 10.

Distribution of seasonality index of hydrological drought (IS) and its variation coefficient (CvIS) in catchments of central Poland.
Numerals 1–4 – see fig. 10.

wagacje dotyczące gospodarki wodnej na Zbiorniku Sulejowskim, a skutkujące między innymi równomiernym rozłożeniem sezonowym niedoborów odpływu. W ujęciu przestrzennym zdecydowanie niższy poziom sezonowości zjawiska obserwowany jest w całym dorzeczu Pilicy i zlewni górnej Warty, a wiąże się z występowaniem zasobnych zbiorników wód podziemnych w dobrze uszczelinionych skałach węglanowych. Ich reżim wpływa łagodząco na przebieg recesji przepływu i nachylenie krzywej wysychania. Podwyższone wartości indeksu sezonowości występują zaś w zlewniach jeziornych oraz w małych zlewniach położonych w strefach wododziałowych.

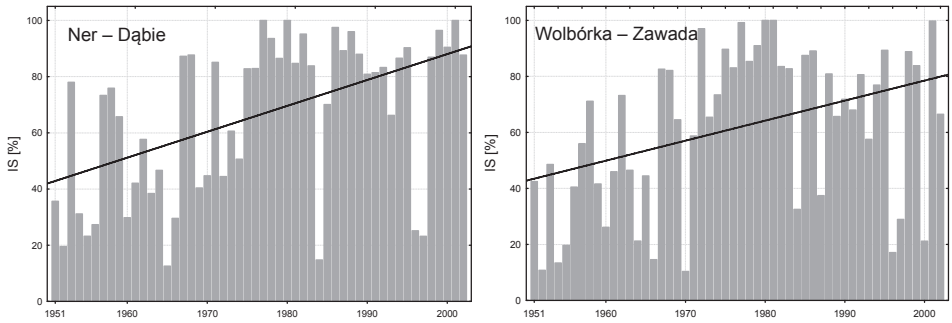
Wieloletnia stabilność indeksu sezonowości oceniona została na podstawie współczynnika zmienności. Przeciętna dynamika wieloletnia badanego zjawiska w środkowej Polsce nie jest duża. Średni współczynnik zmienności IS wynosi 0,36 (rys. 68). Także przedział jego zmienności nie jest zbyt szeroki (0,15–0,45), a lekka asymetria ujemna wskazuje, że w kilku zlewniach indeks sezonowości jest zdecydowanie bardziej stabilny w czasie niż w pozostałych. Należą do nich zlewnie pojezierne i małe zlewnie położone w pobliżu głównych działów wodnych (rys. 69).

W kilku przypadkach zaobserwowano istotną statystycznie tendencję liniową w szeregach indeksów sezonowości (rys. 69, 70, tab. 9). Najsilniejsze trendy IS stwierdzono w zlewniach poddanych silnej antropopresji (Widawka, Ner, Kiełbaska). Jednak nie współczynnik kierunkowy oszacowanych równań, lecz ich stopień dopasowania (R^2) wskazuje na siłę tego oddziaływania. Jego wartości dowodzą, że składowa systematyczna wyjaśnia w tych zlewniach od 26 do 45% ogólnej zmienności indeksu sezonowości. W pozostałych seriach IS współczynniki dopasowania są już znacznie niższe, lecz zwraca uwagę fakt, iż wskutek działań wodno-gospodarczych stopniowy wzrost indeksu sezonowości pojawia się we wszystkich przekrojach wodowskazowych na Warcie. Warto dodać, iż współczynnik kierunkowy prostej w prawie wszystkich obliczonych równaniach trendu ma znak dodatni (tab. 9). Systematyczny wzrost stopnia sezonowości niedoborów



Rys. 69.
Indeks sezonowości suszy hydrologicznej i jego wieloletnia zmienność w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Indeks sezonowości suszy hydrologicznej (IS) [%]: 1 – 30,1–40,0; 2 – 40,1–50,0; 3 – 50,1–60,0; 4 – 60,1–70,0; 5 – 70,1–80,0; CvIS – współczynnik zmienności indeksu sezonowości suszy hydrologicznej; a – współczynnik kierunkowy istotnego statystycznie ($\alpha = 0,01$) równania trendu liniowego IS; R^2 – współczynnik dopasowania aproksymowanej linii trendu; nr zlewni zgodny z zał. 1.

Seasonality index of hydrological drought and its multiannual variability in catchments of central Poland (1951–2002).
Seasonality index of hydrological drought (IS) [%]: 1 – 30,1–40,0; 2 – 40,1–50,0; 3 – 50,1–60,0; 4 – 60,1–70,0; 5 – 70,1–80,0; CvIS – variation coefficient of seasonality index of hydrological drought; a – statistically significant slope coefficient of linear trend equations ($\alpha = 0,01$); R^2 – determination coefficient of approximated linear trend; number of catchment – see app. 1.

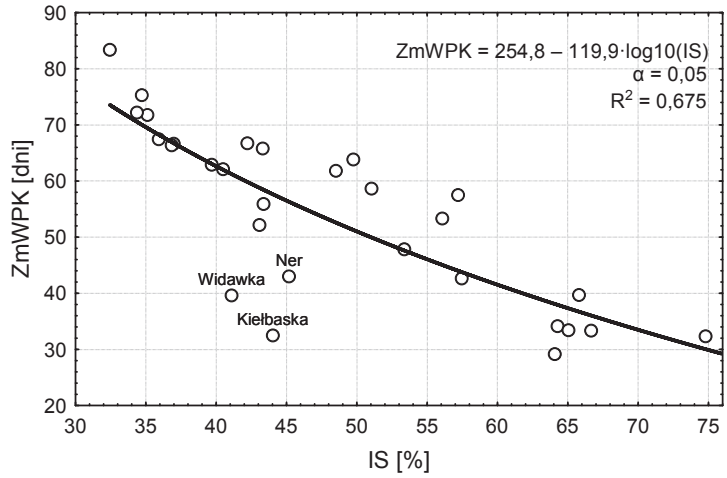


Rys. 70. Przykłady statystycznie istotnych trendów w rocznym przebiegu indeksów sezonowości suszy hydrologicznej (1951–2002).
Parametry równań liniowych – tab. 9.

Examples of statistically significant trends in annual course of seasonality indices of hydrological drought (1951–2002).
Linear equations parameters – see tab. 9.

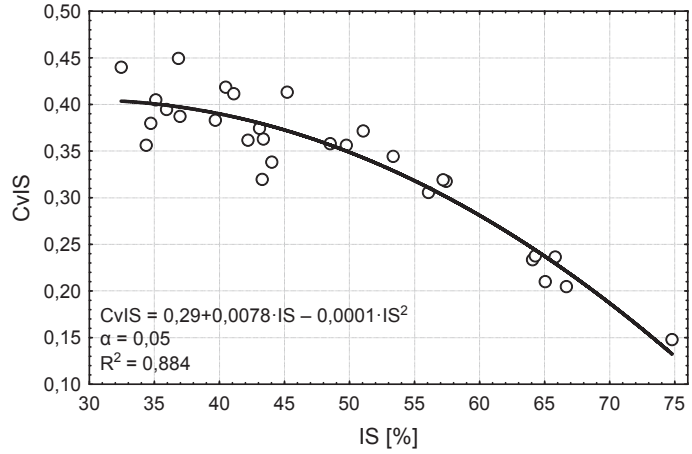
odpływu niżówkowego dowodzi, iż w reżimie wielu rzek środkowej Polski dochodzi do utrwalenia pory, w której można oczekiwać poważnych deficytów wody na skalę odczuwalną w całym regionie.

Zjawisko sezonowości suszy hydrologicznej w środkowej Polsce wykazuje kilka interesujących właściwości. Otóż przy niskich wartościach IS pora koncentracji



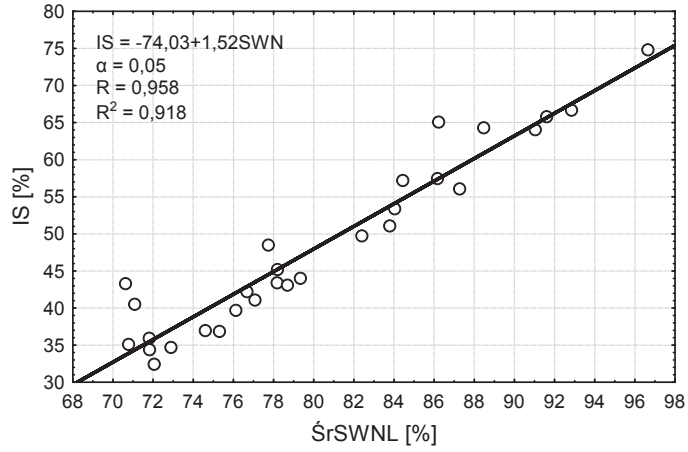
Rys. 71. Zależność regresyjna pomiędzy indeksem sezonowości (IS) i wskaźnikiem średniej zmiany pory koncentracji (ZmWPK) suszy hydrologicznej w zlewniach środkowej Polski.
α – poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji; R^2 – współczynnik determinacji.

Relationship between seasonality index (IS) and mean change of time concentration period (ZmWPK) of hydrological drought in catchments of central Poland.
α – statistical significance level of estimated regression function; R^2 – determination coefficient.



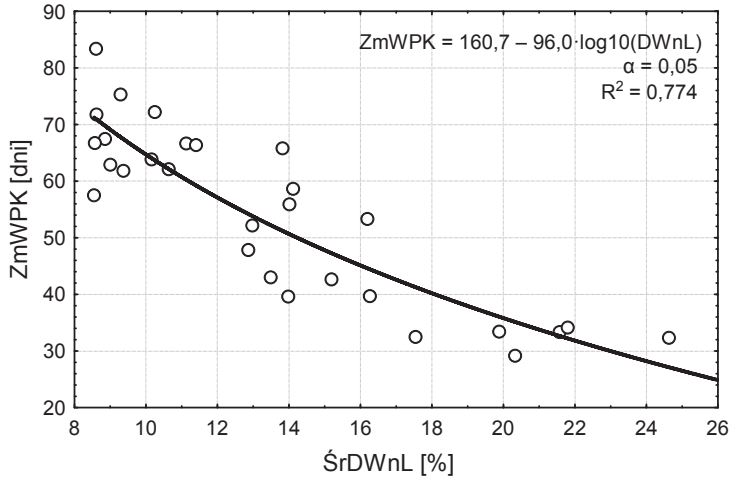
Rys. 72. Zależność regresyjna pomiędzy indeksem sezonowości (IS) i współczynnikiem zmienności indeksu sezonowości (CvIS) suszy hydrologicznej w zlewniach środkowej Polski.
α – poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji; R^2 – współczynnik determinacji.

Relationship between seasonality index (IS) and variation coefficient of seasonality index (CvSI) of hydrological drought in catchments of central Poland.
α – statistical significance level of estimated regression function; R^2 – determination coefficient.



Rys. 73. Zależność regresyjna pomiędzy średnim sezonowym współczynnikiem niedoboru odpływu niżówkowego półrocza letniego (ŚrSWNL) i indeksem sezonowości suszy hydrologicznej (IS) w zlewniach środkowej Polski.
α – poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji; R – współczynnik korelacji liniowej, R^2 – współczynnik determinacji.

Relationship between mean seasonal coefficient of drought streamflow deficit in summer half-year (ŚrSWNL) and seasonality index of hydrological drought (IS) in catchments of central Poland.
α – statistical significance level of estimated regression function; R – linear correlation coefficient, R^2 – determination coefficient.



Rys. 74. Zależność regresyjna pomiędzy średnim względnym deficytem odpływu niżówkowego w półroczu letnim (ŚrDWnL) i wskaźnikiem średniej zmiany pory koncentracji suszy hydrologicznej (ZmWPK) w zlewniach środkowej Polski.
α – poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji; R^2 – współczynnik determinacji.

Relationship between mean relative drought streamflow deficit in summer half-year (ŚrDWnL) and mean change of time concentration period of hydrological drought (ZmWPK) in catchments of central Poland.
α – statistical significance level of estimated regression function; R^2 – determination coefficient.

suszy hydrologicznej nabiera „skłonności" do przemieszczania się i jest niestabilna w wieloleciu (rys. 71). Zależność ta jest szczególnie wyraźna i statystycznie istotna, jeśli wykluczymy z badanego zbioru rzeki, w których działania gospodarki wodnej sztucznie stabilizują porę koncentracji (Widawka, Ner, Kiełbaska).

Wysokiemu poziomowi sezonowości towarzyszy także jego znaczna stabilność wieloletnia (rys. 72). W ujęciu regionalnym pojawia się jednak „bariera" maksymalnej zmienności indeksu sezonowości, estymowana współczynnikiem zmienności na poziomie 0,45. Można zatem zaryzykować stwierdzenie, że poziom sezonowości suszy hydrologicznej odgrywa kluczową rolę w kształtowaniu terminów jej pojawiania się i zmienności.

Warto również zwrócić uwagę, że letnie niedobory odpływu niżówkowego mają wpływ na poziom koncentracji suszy hydrologicznej (rys. 73). Bardzo silna zależność liniowa wskazuje, iż wzrost współczynnika ŚrSWNL generuje relatywnie szybszy przyrost indeksu sezonowości o 50%. Uwzględniając jednak stałą równania można stwierdzić, iż w środkowej Polsce, absolutna przewaga niżówek letnich (SWNL = 100%) jest w stanie doprowadzić poziom sezonowości suszy hydrologicznej do wartości 80%.

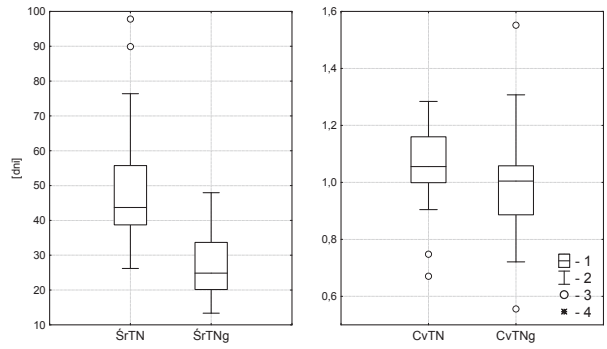
Znaczenie niedoborów odpływu niżówkowego półrocza letniego widoczne jest również przy zmienności pory koncentracji (rys. 74). Przy silnym zdrenowaniu

zasobów niżówkowych półrocza letniego susza hydrologiczna zazwyczaj koncentruje się w podobnym terminie, natomiast przy niewielkich wartościach ŚrDWnL bardziej prawdopodobne są zmiany i oscylacje tej pory. Warto również zauważyć, że powyżej średniego letniego względnego deficytu odpływu wynoszącego ok. 18% pora koncentracji suszy hydrologicznej osiąga docelową, minimalną wartość ZmWPK oscylującą wokół 30 dni.

7. DYNAMIKA ROZWOJU EPIZODÓW NIŻÓWKOWYCH

7.1. Czas trwania i częstość występowania

Identyfikację epizodów niżówkowych przeprowadzono zgodnie z procedurą zdefiniowaną w podrozdziale 5.2. Przyjęto, że niżówka to okres z przepływem niższym od wartości granicznej, ustalonej na poziomie 70. percentyla krzywej czasów trwania przepływu wraz z wyższymi, trwający co najmniej 7 dni. Fazę niżówki głębokiej uznawano za istotną, gdy przepływ utrzymywał się poniżej wartości progowej $Q_{95\%}$ przez co najmniej 5 dni. W obu przypadkach, jeśli sąsiadujące epizody rozdzielał okres z przepływem powyżej wartości progowej nie dłuższy niż 3 dni, obie niżówki traktowano jako jedno zdarzenie, sumując objętości niedoboru odpływu i czas ich trwania. Liczbę zidentyfikowanych w ten sposób epizodów niżówkowych w poszczególnych zlewniach przedstawia tabela 10.



Rys. 75. Zróżnicowanie czasu trwania epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski.
ŚrTN – średni czas trwania niżówki; ŚrTNg – średni czas trwania fazy niżówki głębokiej; CvTN – współczynnik zmienności czasu trwania niżówki; CvTNg – współczynnik zmienności czasu trwania fazy niżówki głębokiej; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of low-flow episodes duration in catchments of central Poland.
ŚrTN – mean low-flow duration; ŚrTNg – mean low-flow duration in severe phase; CvTN – variation coefficient of low-flow duration; CvTNg – variation coefficient of low-flow duration in severe phase; numerals 1–4 – see fig. 10.

Tab. 10. Wybrane charakterystyki liczby i długości epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002)

Selected characteristics of number and length of low-flow episodes in rivers of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	LN –	LNg –	ŚrTN dni	ŚrTNg dni	CvTN –	CvTNg –	MaxTN dni	MaxTNg dni
1	Warta – Działoszyn	126	35	42,2	25,8	1,254	0,905	281	86
2	Warta – Sieradz	129	41	41,6	22,0	1,124	0,922	245	88
3	Warta – Poznań	108	36	50,4	25,3	1,193	1,018	287	113
4	Warta – Gorzów Wlkp.	82	28	67,0	32,5	0,997	1,058	289	146
5	Oleśnica – Niechmirów	112	27	49,4	32,5	1,043	1,088	236	135
6	Widawka – Rogoźno	121	39	43,0	23,8	1,004	0,931	284	102
7	Widawka – Podgórze	123	47	43,7	18,9	1,048	1,032	276	100
8	Grabia – Grabno	97	27	55,9	32,4	1,087	1,552	319	234
9	Ner – Dąbie	157	36	33,4	24,2	1,284	1,004	247	89
10	Kiełbaska – Kościelec	92	18	49,6	45,8	1,176	1,005	294	196
11	Prosna – Mirków	181	47	27,8	15,9	1,160	1,307	214	142
12	Prosna – Bogusław	120	35	44,7	24,9	1,155	1,227	260	164
13	Niesób – Kuźnica Skak.	96	28	55,7	34,9	1,009	1,113	308	166
14	Ołobok – Ołobok	91	25	60,5	38,8	1,017	1,007	249	141
15	Mogilnica – Konojad	81	26	69,4	34,2	0,904	0,721	281	96
16	Wełna – Prusce	57	22	97,8	44,1	0,671	0,887	256	144
17	Noteć – Pakość	61	21	89,9	45,2	0,914	0,747	355	121
18	Noteć – N. Drezdenko	98	25	53,9	33,7	0,999	1,021	232	171
19	Pilica – Przedbórz	143	30	37,1	23,8	1,138	0,748	239	86
20	Pilica – Spała	110	42	41,9	18,7	1,240	0,962	320	88
21	Pilica – N. Miasto	135	47	40,5	20,1	1,172	0,850	243	80
22	Pilica – Białobrzegi	129	41	42,0	22,3	1,040	1,039	252	104
23	Czarna Malen. – Dąbrowa	171	53	30,7	15,8	0,988	1,013	202	86
24	Wolbórka – Zawada	193	46	27,0	16,3	1,056	0,863	207	58
25	Drzewiczka – Odrzywół	190	57	26,2	13,4	1,138	0,810	203	62
26	Bzura – Sochaczew	139	40	38,7	22,8	1,166	0,886	281	100

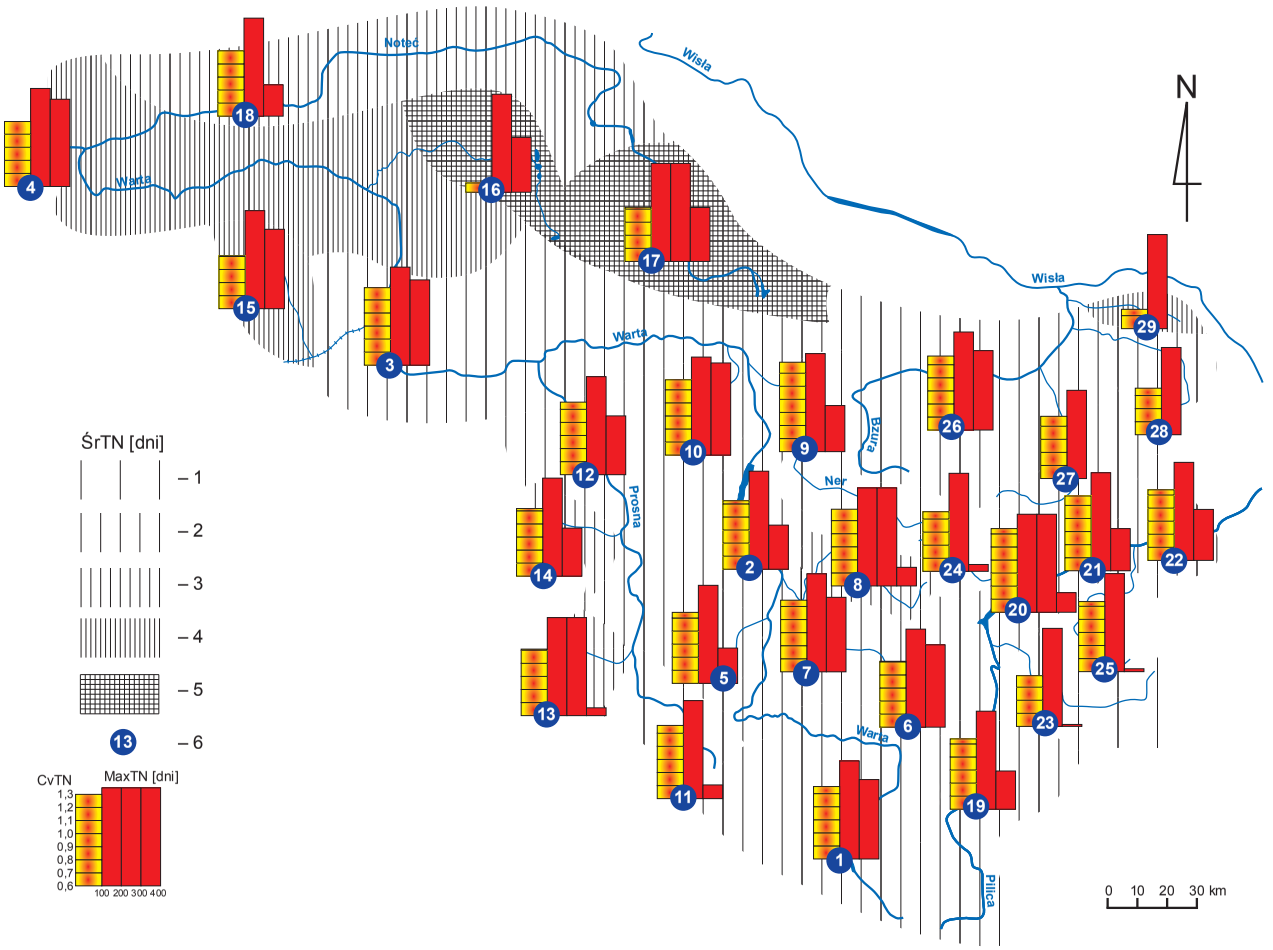
Tab. 10 cd.

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	LN –	LNg –	ŚrTN dni	ŚrTNg dni	CvTN –	CvTNg –	MaxTN dni	MaxTNg dni
27	Rawka – Kęszyce	146	48	35,7	16,8	1,076	1,139	190	131
28	Utrata – Krubice	118	30	44,1	29,5	0,956	1,144	189	148
29	Łasica – Władysławów	71	18	76,4	47,9	0,748	0,556	196	83

LN – liczba zidentyfikowanych epizodów niżówkowych; LNg – liczba zidentyfikowanych epizodów w fazie głębokiej niżówki; ŚrTN – średni czas trwania niżówki; ŚrTNg – średni czas trwania fazy głębokiej niżówki; CvTN – współczynnik zmienności TN; CvTNg – współczynnik zmienności TNg; MaxTN – maksymalny czas trwania niżówki; MaxTNg – maksymalny czas trwania fazy głębokiej niżówki.

LN – number of idetified low-flows; LNg – number of identified episodes in severe phase; ŚrTN – mean low-flow duration; ŚrTNg – mean low-flow duration in severe phase; CvTN – variation coefficient of low-flow duration; CvTNg – variation coefficient of low-flow duration in severe phase; MaxTN – maximum low-flow duration; MaxTNg – maximum low-flow duration in severe phase.

Przeciętna niżówka w rzece środkowej Polski w drugiej połowie XX wieku trwała 44 dni (rys. 75). Rozkład średniego czasu jej trwania (ŚrTN) jest asymetryczny dodatnio, ale tylko dzięki dwóm elementom odstającym: Wełna – Prusce: 98 dni, Noteć – Pakość: 90 dni (tab. 10). Warto zauważyć, iż niżówka w tych rzekach trwa prawie czterokrotnie dłużej od minimum zanotowanego w Drzewiczce (26 dni). Najdłuższe niżówki występują w zlewniach jeziornych i utrzymują się tam przeciętnie 2 miesiące lub dłużej (rys. 76). Fakt ten wynika w znacznej mierze z wysokiej bezwładności sezonowej niedoborów odpływu niżówkowego w tych zlewniach (por. podrozdz. 6.2.4). Uwarunkowane jest to wysoką retencyjnością mis jeziornych drenujących jeden lub kilka poziomów wodonośnych, dzięki którym tempo odnawiania i sczerpywania zasobów strefy aktywnej wymiany jest stosunkowo wolne. Skutkuje to wydłużaniem czasu trwania epizodu niżówkowego. Należy podkreślić, iż ta cecha reżimu niżówkowego zlewni jeziornych jest na tyle silna, że można ją zaobserwować również w przekroju zamykającym niemal całe dorzecze Warty (Gorzów Wielkopolski). Niżówki nieco dłuższe od przeciętnych występują w małych zlewniach położonych w pobliżu głównych działów wodnych. Na przeważającym obszarze czas trwania epizodu niżówkowego nie jest jednak zbyt długi, gdyż przeciętnie nie przekracza 50 dni. Najdłuższa niżówka w środkowej Polsce wystąpiła na górnej Noteci i trwała 355 dni (tab. 10). Charakterystyki MaxTN przekraczające 300 dni występowały na dopływach Prosny, w środkowej części badanego obszaru (Grabia, Wolbórka) oraz na Pilicy poniżej Zbiornika Sulejowskiego. W większości badanych rzek maksymalna niżówka trwała od 100 do 200 dni.



Rys. 76.
Czasy trwania epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
Średni czas trwania niżówki ŚrTN [dni]: 1 – 20–35; 2 – 36–50; 3 – 51–65; 4 – 66–80; 5 – pow. 80; 6 – nr zlewni zgodny z zał. 1; CvTN – współczynnik zmienności czasu trwania niżówki; MaxTN – maksymalny czas trwania niżówki.

Duration of low-flow episodes in rivers of central Poland (1951–2002).
Mean low-flow duration ŚrTN [days]: 1 – 20–35; 2 – 36–50; 3 – 51–65; 4 – 66–80; 5 – over 80; 6 – number of catchment – see app. 1; CvTN – variation coefficient of low-flow duration; MaxTN – maximum low-flow duration.

Przeciętny czas trwania fazy niżówki głębokiej był prawie o połowę krótszy i wynosił 25 dni (rys. 75). Zróżnicowanie tej charakterystyki w badanej grupie zlewni jest niewielkie, gdyż w połowie przypadków czas ten mieścił się w przedziale 20–34 dni, a wartości skrajne wystąpiły w Łasicy (48 dni) i Drzewiczce (13 dni). Rozkład przestrzenny długości tej fazy niżówki wykazuje duże podobieństwo do schematu zarysowanego powyżej (rys. 77). Stosunkowo długie niżówki głębokie odnotowano w rzekach drenujących małe zlewnie. Do grupy tej dołączyła Kiełbaska i Oleśnica. Najdłuższą głęboką niżówkę zaobserwowano w Grabi (234 dni); w większości przypadków czas MaxTNg mieści się w przedziale 100–200 dni. Warto zauważyć, że maksymalne niżówki głębokie trwają najkrócej w dorzeczu Pilicy i zlewni górnej Warty, co należy wiązać ze znaczną retencyjnością tamtejszych zbiorników wód podziemnych, występujących w dobrze uszczelinionych skałach, często krasowiejących. Dzięki temu, wskutek powolnego tempa recesji, do fazy niżówki głębokiej dochodzi tam względnie wolno i trwa ona krócej.

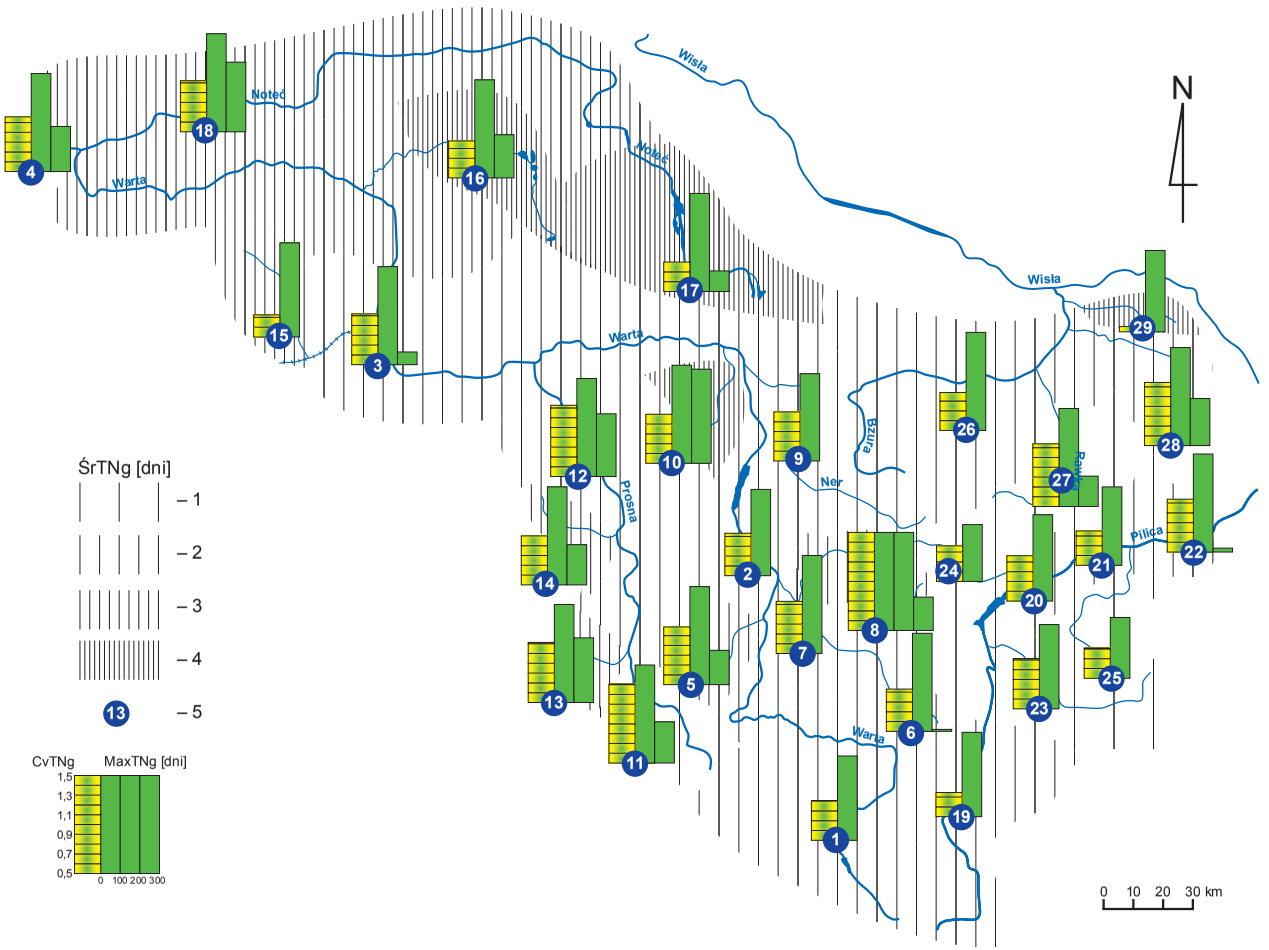
Czas trwania niżówki w rzekach środkowej Polski jest dość zmienny w wieloleciu. Przeciętny współczynnik zmienności tej charakterystyki wynosi 1,06 (rys. 75). Asymetria rozkładu CvTN jest ujemna, a decydują o niej głównie dwa elementy odstające: Wełna – 0,67, Łasica – 0,75. Maksymalna zmienność czasu trwania niżówki wystąpiła na Nerze (CvTN = 1,28). Wyjąwszy ekstrema, przestrzenne zróżnicowanie omawianej charakterystyki nie jest zbyt wysokie (rys. 76). Nie zaobserwowano też żadnego porządku przestrzennego. Wypada jedynie stwierdzić, iż na wielkość współczynnika zmienności tej charakterystyki pewien wpływ może mieć ogólna liczba zdefiniowanych epizodów niżówkowych, która jest w badanej grupie zlewni dość zróżnicowana.

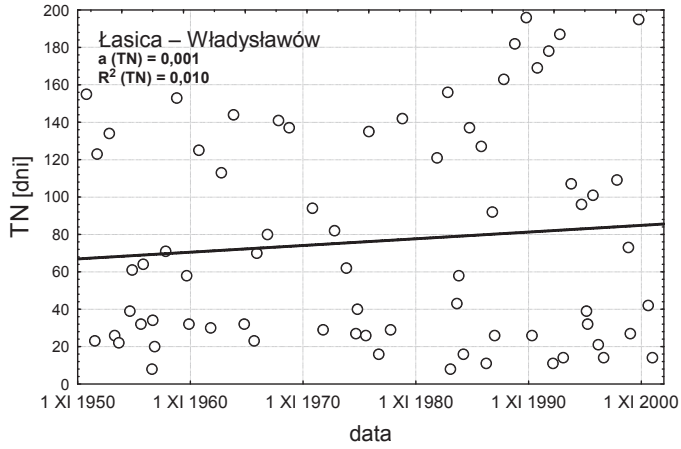
Zmienność czasu trwania fazy niżówki głębokiej jest niewiele mniejsza od omówionej powyżej; średnio CvTNg wynosi 1,00 (rys. 76). Dyspersja rozkładu jest znaczna, a obie wartości skrajne należą do elementów odstających (Grabia – CvTNg = 1,55, Łasica – CvTNg = 0,56). Ponad trzykrotna różnica pomiędzy nimi pozwala sądzić, iż poza czynnikami hydrometeorologicznymi duże znaczenie będą tu miały warunki fizjograficzne. Dużą stabilność długości niżówek głębokich w wieloleciu obserwuje się w rzekach z jeziorami przepływowymi oraz na górnej Pilicy (rys. 77). Ponadto, stopień złożoności reżimu niżówkowego, postępujący z przyrostem powierzchni zlewni, sprawia, że w dolnych biegach rzek zmienność omawianego współczynnika jest nieco większa niż w górnych.

Zagadnienie wpływu systematycznej składowej w wieloletnich szeregach czasów trwania epizodów niżówkowych oceniono na podstawie analizy trendu liniowego. Badane zmienne (TN, TNg) przygotowano w taki sposób, aby czasowi trwania epizodu na osi rzędnych odpowiadała określona data wystąpienia środka epizodu niżówkowego na osi odciętych. Dla potrzeb analizy termin ten mierzono liczbą dni od początku badanego okresu, tj. od 1 listopada 1950 roku. Po zbadaniu szeregów czasowych okazało się, że jedynie w 3 przypadkach

Rys. 77.
Czasy trwania fazy głębokiej epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
Średni czas trwania fazy niżówki głębokiej ŚrTNg [dni]: 1 – 10–20; 2 – 21–30; 3 – 31–40; 4 – 41–50; 5 – nr zlewni zgodny z zał. 1; CvTNg – współczynnik zmienności czasu trwania fazy niżówki głębokiej; MaxTNg – maksymalny czas trwania fazy niżówki głębokiej.

Duration of low-flow episodes in severe phase in rivers of central Poland (1951–2002).
Mean low-flow duration in severe phase ŚrTNg [dni]: 1 – 10–20; 2 – 21–30; 3 – 31–40; 4 – 41–50; 5 – number of catchment – see app. 1; CvTNg – variation coefficient of low-flow duration in severe phase; MaxTNg – maximum low-flow duration in severe phase.





Rys. 78. Przykład statystycznie istotnego trendu w wieloletnim przebiegu czasu trwania niżówki (1951–2002).

a (TN) – współczynnik kierunkowy istotnego statystycznie trendu liniowego ($\alpha = 0,05$); R^2 (TN) – współczynnik determinacji ustalonego równania trendu.

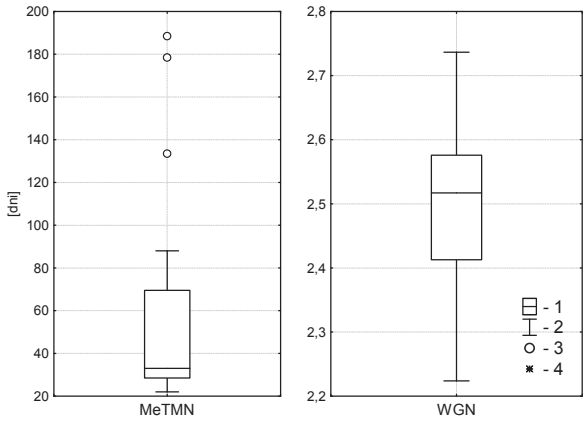
Example of statistically significant trend of low-flow duration multiannual course (1951–2002). a (TN) – statistically significant slope coefficient of linear trend ($\alpha = 0,05$); R^2 (TN) – determination coefficient of trend equation.

udokumentowano istnienie statystycznie istotnych trendów liniowych. Poza Nerem i Kiełbaską, w których obserwowana tendencja ma bardzo silne uwarunkowania antropogeniczne, trend zanotowano także w przypadku Łasicy (rys. 78). Warto jednak zauważyć, iż wyznaczony dla niej współczynnik kierunkowy prostej, po przeliczeniu na wartość względną, wskazuje na średni roczny przyrost długości epizodu niżówkowego o 8 godz. i 45 min (*sic!*). Dodając do tego fakt, iż jedynie 1% obserwowanej zmienności może być wyjaśniony składową systematyczną, należy stwierdzić, że przedstawione równanie, mimo statystycznej istotności, należy interpretować bardzo ostrożnie. Można tu dodać tezę ogólną, że wykrywane coraz częściej w szeregach czasowych zmiennych hydrologicznych trendy należy bardzo uważnie interpretować i nie wyciągać z nich pochopnych wniosków. W związku z powyższymi uwagami przyjęto założenie, iż wieloletnie trendy liniowe zidentyfikowane w dalszej części tego rozdziału będą brane pod uwagę jedynie wtedy, gdy obejmą co najmniej 25% badanej grupy zlewni. Należy dodać, iż potwierdziła się tu teza postawiona w podrozdziale 6.1.2, że obserwowane tendencje charakterystyk hydrologicznych w interwale rocznym po przejściu na krótszy krok czasowy bardzo często tracą swoją istotność, wskazującą na istotne oddziaływanie wieloletniej składowej systematycznej.

Problem częstości występowania zjawisk determinowanych przepływami niżówkowymi jest stosunkowo łatwy do zanalizowania, jeśli badane charakterystyki są przypisane przedziałom czasowym o stałej szerokości (por. rozdz. 6).

W przypadku epizodów niżówkowych pojawia się jednak problem wyboru jednostki i sposobu agregacji danych. Dość często przyjmuje się w tym przypadku interwał roczny. Jednak bardzo problematyczne jest przyporządkowywanie do poszczególnych przedziałów czasowych (np. lat) epizodów obejmujących dwie sąsiednie jednostki czasowe, zwłaszcza gdy epizod jest w nich równomiernie rozłożony, a czas jego trwania zajmuje znaczną część omawianych przedziałów. Ponadto, taki sposób agregacji danych nie uwzględnia bardzo dużego zróżnicowania długości epizodów niżówkowych (por. rys. 76, 77), które będzie miało istotny wpływ na końcową ocenę zagadnienia częstości. Mając na uwadze powyższe ograniczenia, zdefiniowano charakterystykę, która estymując zagadnienie częstotliwości epizodów niżówkowych, nie traci informacji o ich rzeczywistej lokalizacji na skali czasowej. Prezentowaną miarą jest liczba dni, jaka upływa pomiędzy poszczególnymi okresami niżówkowymi i nazwana została odstępem międzyniżówkowym **TMN** (rys. 17).

Przeciętna wartość odstępu międzyniżówkowego wyrażona została w niniejszym opracowaniu medianą (MeTNM), ponieważ rozkład tej charakterystyki dla wszystkich badanych rzek wykazywał bardzo silną dyspersję i asymetrię dodatnią. Zróżnicowanie to było tak duże, że nawet rozkład średnich wartości w badanej grupie wykazywał znaczny rozrzut i silną skośność prawostronną (rys. 79). Przeciętna wartość MeTMN jest stosunkowo niska (33 dni) i bardzo bliska położeniu pierwszego kwartyla (29 dni). Jednak już sam rozstęp międzykwartylowy przekracza swym zakresem 40 dni, a wartości odstające są o rząd wielkości większe od przeciętnych. Znajduje to swoje odzwierciedlenie w zróżnicowaniu przestrzennym tej miary (rys. 80). W zasadzie można zaryzykować stwierdzenie, że w środkowej Polsce epizody niżówkowe pojawiają się bardzo rzadko lub bardzo często. Do pierwszej grupy zaliczyć można zlewnie jeziorne (np. Wełna średnio co 179 dni) oraz kilka małych zlewni nizinnych (np. Łasica średnio co 189 dni). Na pozostałym obszarze przeciętny odstęp międzyniżówkowy jest dużo krótszy i mieści się

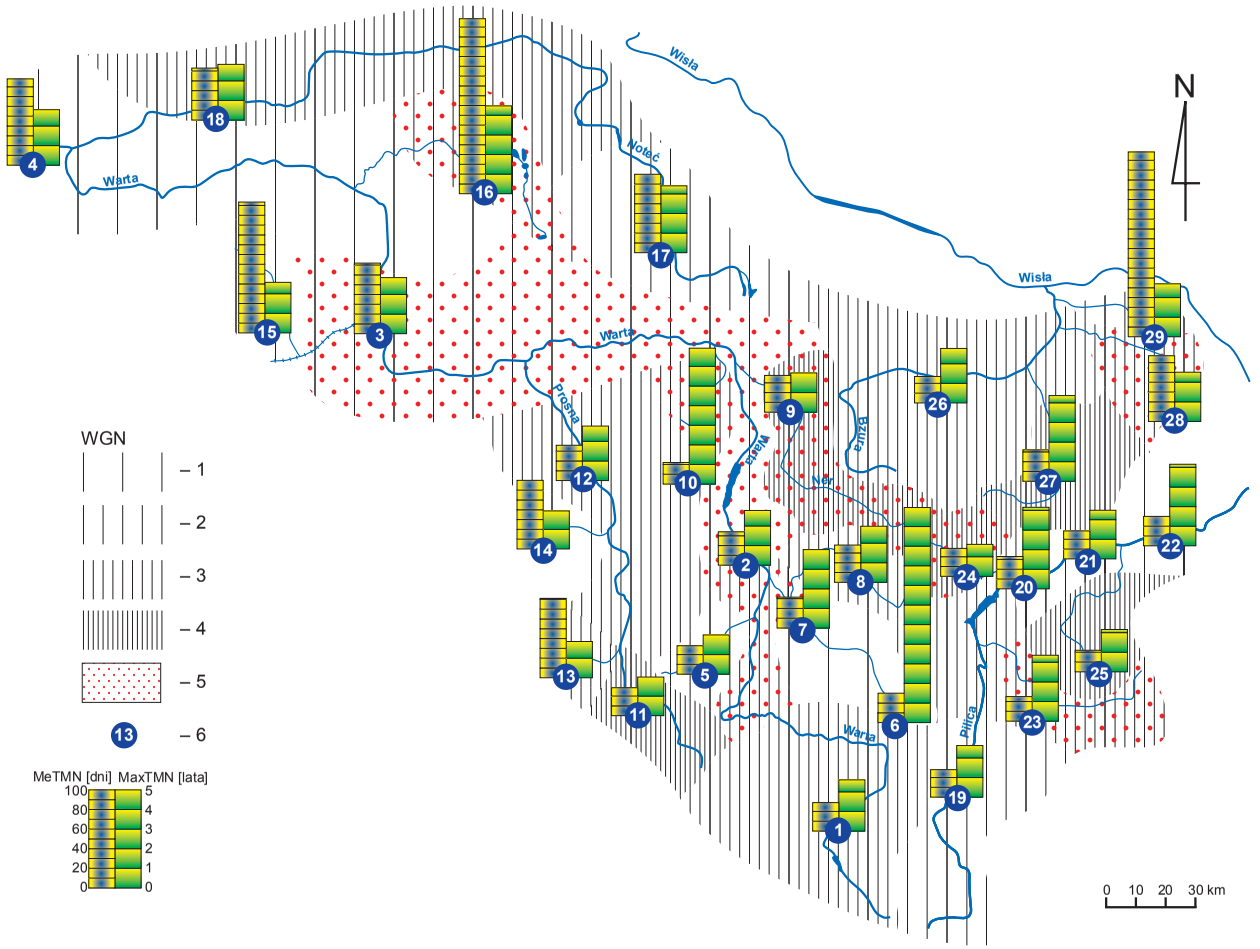


Rys. 79. Zróżnicowanie przeciętnego odstępu międzyniżówkowego (MeTMN) oraz wskaźnika gęstości niżówek (WGN) w rzekach środkowej Polski.
Ozn. jak na rys. 10.

Distribution of median inter-low-flow spacing (MeTMN) and low-flow density index (WGN) in rivers of central Poland.
Numerals 1–4 – see fig. 10.

Rys. 80.
Estymatory częstości występowania epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
Wskaźnik gęstości niżówek WGN: 1 – pon. 2,41; 2 – 2,41–2,50; 3 – 2,51–2,60; 4 – pow. 2,60; 5 – obszar występowania istotnych statystycznie, wieloletnich trendów TMN; 6 – nr zlewni zgodny z zał. 1; MeTMN – przeciętny odstęp międzyniżówkowy (wyrażony medianą); MaxTMN – maksymalny odstęp międzyniżówkowy.

Estimators of frequency of low-flow episodes occurrence in rivers of central Poland (1951–2002).
Low-flow density index WGN: 1 – under 2,41; 2 – 2,41–2,50; 3 – 2,51–2,60; 4 – over 2,60; 5 – area of statistically significant multiannual trends of inter-low-flow spacing; 6 – number of catchment – see app. 1; MeTMN – median inter-low-flow spacing; MaxTMN – maximum inter-low-flow spacing.



Tab. 11. Wybrane charakterystyki częstości występowania epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002)

Selected characteristics of low-flow episodes occurrence frequency in rivers of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wodowskaz River – water-gauge	MeTMN dni	MaxTMN lata	WGN –	a (TMN) –	R^2 (TMN) –
1	Warta – Działoszyn	29,0	2,6	2,59		
2	Warta – Sieradz	34,0	2,8	2,56	0,008	0,056
3	Warta – Poznań (M. Rocha)	72,0	2,9	2,36	0,008	0,060
4	Warta – Gorzów Wlkp.	88,0	2,8	2,33		
5	Oleśnica – Niechmirów	29,0	2,0	2,41		
6	Widawka – Rogoźno	30,0	11,0	2,22		
7	Widawka – Podgórze	31,5	4,0	2,37	0,007	0,040
8	Grabia – Grabno	38,0	2,9	2,52		
9	Ner – Dąbie	37,5	2,0	2,62	0,004	0,032
10	Kiełbaska – Kościelec	22,0	6,9	2,53	0,019	0,069
11	Prosna – Mirków	28,5	2,0	2,72		
12	Prosna – Bogusław	36,0	2,8	2,53		
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	81,0	1,9	2,56		
14	Ołobok – Ołobok	69,5	1,9	2,29		
15	Mogilnica – Konojad	133,5	2,6	2,36		
16	Wełna – Prusce	178,5	4,5	2,41	0,014	0,071
17	Noteć – Pakość	80,0	3,4	2,45		
18	Noteć – Nowe Drezdenko	53,0	2,8	2,58		
19	Pilica – Przedbórz	28,0	2,6	2,43		
20	Pilica – Spała	33,0	4,2	2,52		
21	Pilica – Nowe Miasto	28,5	2,5	2,44		
22	Pilica – Białobrzegi	30,5	4,2	2,35		
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	25,0	3,4	2,58	0,005	0,035
24	Wolbórka – Zawada	28,5	1,6	2,62	0,004	0,056
25	Drzewiczka – Odrzywół	22,0	2,2	2,74		
26	Bzura – Sochaczew	27,0	3,0	2,53		
27	Rawka – Kęszyce	32,0	4,4	2,62		
28	Utrata – Krubice	67,0	2,5	2,51	0,006	0,059
29	Łasica – Władysławów	188,5	2,7	2,44		

MeTMN – przeciętny odstęp międzyniżówkowy (mediana); MaxTMN – maksymalny odstęp międzyniżówkowy; WGN – wskaźnik gęstości niżówek; a (TMN) – współczynnik kierunkowy istotnego statystycznie trendu liniowego ($\alpha = 0,05$); R^2 (TMN) – współczynnik determinacji ustalonego równania trendu.

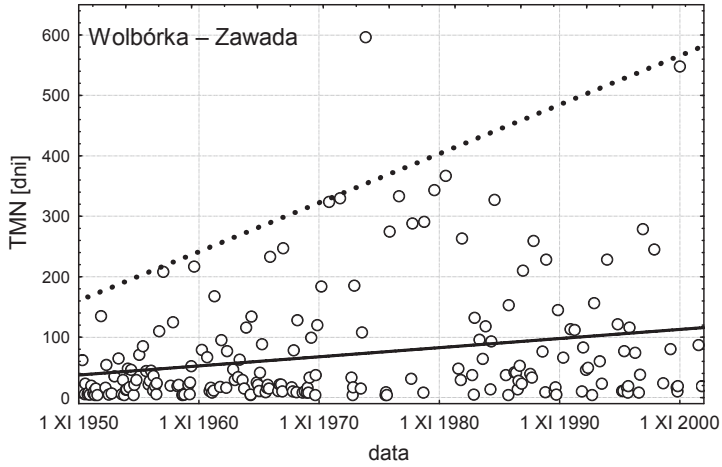
MeTMN – median inter-low-flow spacing; MaxTMN – maximum inter-low-flow spacing; WGN – low-flow density index; a (TMN) – statistically significant slope coefficient of linear trend equations of inter-low-flow spacing ($\alpha = 0,05$); R^2 (TMN) – determination coefficient of linear trend of inter-low-flow spacing.

w przedziale 20–40 dni. Warto zauważyć, że maksymalne obserwowane odstępy pomiędzy sąsiadującymi niżówkami nie nawiązują do wielkości przeciętnych tej charakterystyki (tab. 11, rys. 80). Na szczególną uwagę zasługują ekstrema bardzo odstające od pozostałych wyników MaxTMN. Zanotowano je w rzekach dotkniętych wyżej wymienionymi hydrologicznymi efektami działalności górnictwa odkrywkowego: Widawka – 11 lat, Kiełbaska – 6,9 roku. Działania Zbiornika Sulejowskiego (4,2 roku) czy zrzuty wód obcych do Neru (2,6 roku) nie generują już tak długich okresów pozbawionych niżówek rzecznych. Podwyższone wartości MaxMTN notuje się jeszcze w zlewniach jeziornych, natomiast na pozostałym obszarze najdłuższy czas „oczekiwania" na niżówkę mieści się w przedziale 2–3 lata.

Badając wieloletnią tendencję odstępu międzyniżówkowego, można ustosunkować się do kwestii, czy częstotliwość epizodów niżówkowych podlega systematycznym zmianom. W efekcie przeprowadzonej analizy zidentyfikowano 9 przypadków istotnych statystycznie trendów liniowych TMN (tab. 11, rys. 80). Znak współczynnika kierunkowego uzyskanych równań dowodzi malejącej częstotliwości niżówek w badanym wieloleciu, a jego przeliczona wartość wskazuje, iż odstęp między niżówkami zwiększa się średnio rocznie o 1,5 do 7 dni. Wyniki analiz w dobowym kroku czasowym nie potwierdzają zatem pojawiających się w literaturze hipotez o istotnym wzroście częstotliwości niżówek rzecznych w drugiej połowie XX wieku (Jokiel 2010).

W wieloletnim przebiegu zidentyfikowanych odstępów międzyniżówkowych w większości badanych rzek zaobserwować można bardzo ciekawą prawidłowość. Otóż wraz z upływem czasu rośnie nie tylko przeciętny odstęp międzyniżówkowy, ale istotnie zwiększa się dyspersja w wektorze przerw występujących pomiędzy poszczególnymi epizodami. Przyrost tej zmienności można dostrzec, analizując obwiednię poprowadzoną po maksymalnych wartościach odstępu międzyniżówkowego (TMN) (rys. 81). Obserwowana tendencja zdeterminowana jest zapewne zarówno działaniami antropogenicznymi i ich długoterminowymi pochodnymi, jak również naturalnymi fluktuacjami klimatu. Trudno jednak na obecnym etapie znajomości zjawiska jednoznacznie rozstrzygnąć, jaki udział w genezie obserwowanych trendów mają poszczególne grupy czynników. Niemniej, obserwowana rosnąca dyspersja TMN ma niewątpliwy wpływ na wartość współczynników kierunkowych identyfikowanych równań regresji wieloletniej.

Na podstawie długości odstępu międzyniżówkowego skonstruowano względną miarę częstości występowania epizodów niżówkowych nazwaną wskaźnikiem gęstości niżówek (wzór 10). Charakterystyka ta wskazuje, o ile przeciętnie przerwy pomiędzy niżówkami są dłuższe (WGN > 1) lub krótsze (WGN < 1) od samych epizodów. Względny charakter tego parametru pozwala uzyskać kilka nowych informacji o reżimie przepływów niżówkowych w zakresie struktury czasowej pojawiania się zjawiska i bardzo przydatnych z punktu widzenia planowania gospodarki wodnej. Przeciętnie w badanej grupie zlewni odstępy mię-

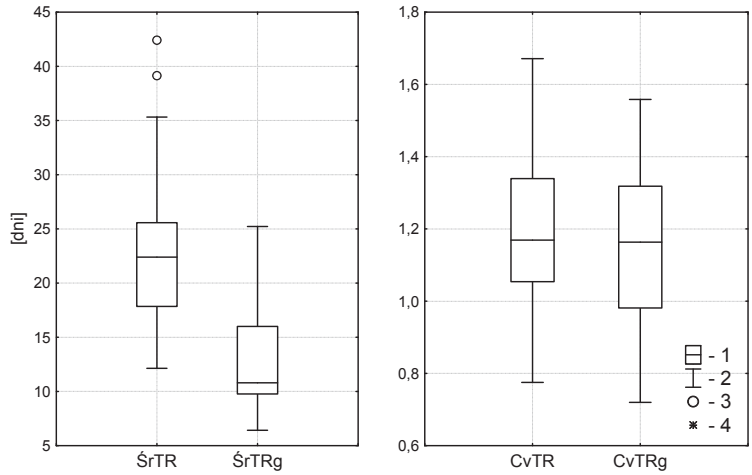


Rys. 81. Przykład statystycznie istotnego trendu w wieloletnim przebiegu odstępu międzyniżówkowego (1951–2002).
Parametry równania regresji – tab. 11, linią przerywaną zaznaczono obwiednię maksymalnych odstępów międzyniżówkowych.
Example of statistically significant trend of multiannual course of inter-low-flow spacing (1951–2002).
Parameters of regression equation – see tab. 11, dashed line marks the limit of maximum inter-low-flow spacing.

dzyniżówkowe były ok. 2,5 razy dłuższe od samych epizodów (rys. 79). Bardzo symetryczny rozkład WGN oraz niewielki rozstęp międzykwartylowy w próbce (2,41–2,58) wskazują na dużą stabilność tej cechy reżimu niżówkowego w środkowej Polsce. Na ogół największe podobieństwo w czasie trwania niżówek i przerw pomiędzy nimi obserwuje się wzdłuż biegu środkowej i dolnej Warty, dolnej Pilicy oraz w rzekach przepływających przez jeziora (rys. 80). Zdecydowanie najmniejszą różnicę pomiędzy oboma czasami stwierdzono w Nerze oraz kilku małych rzekach nizinnych. Warto zauważyć, iż informacje o gęstości niżówek mogą być bardzo przydatne przy planowaniu cyklu pracy urządzeń hydrotechnicznych oraz stopnia zabudowy systemów rzecznych urządzeniami piętrzącymi w taki sposób, aby skutecznie reagowały na „niepożądane" wahania wynikające z reżimu przepływów niżówkowych.

7.2. Faza recesji przepływu

Faza recesji należy do tej części epizodu niżówkowego, w której reżim przepływu rzecznego znajduje się w tzw. fazie odpowiedzi swobodnej. O tempie recesji decyduje aktualny stan retencji zasobów, właściwości zbiorników groma-



Rys. 82. Zróżnicowanie czasu trwania fazy recesji przepływu epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski.

ŚrTR – średni czas recesji przepływu niżówkowego; ŚrTRg – średni czas recesji przepływu w fazie niżówki głębokiej; CvTR – współczynnik zmienności czasu recesji przepływu niżówkowego; CvTRg – współczynnik zmienności czasu recesji przepływu w fazie niżówki głębokiej; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of discharge recession phase duration of low-flow episodes in rivers of central Poland.

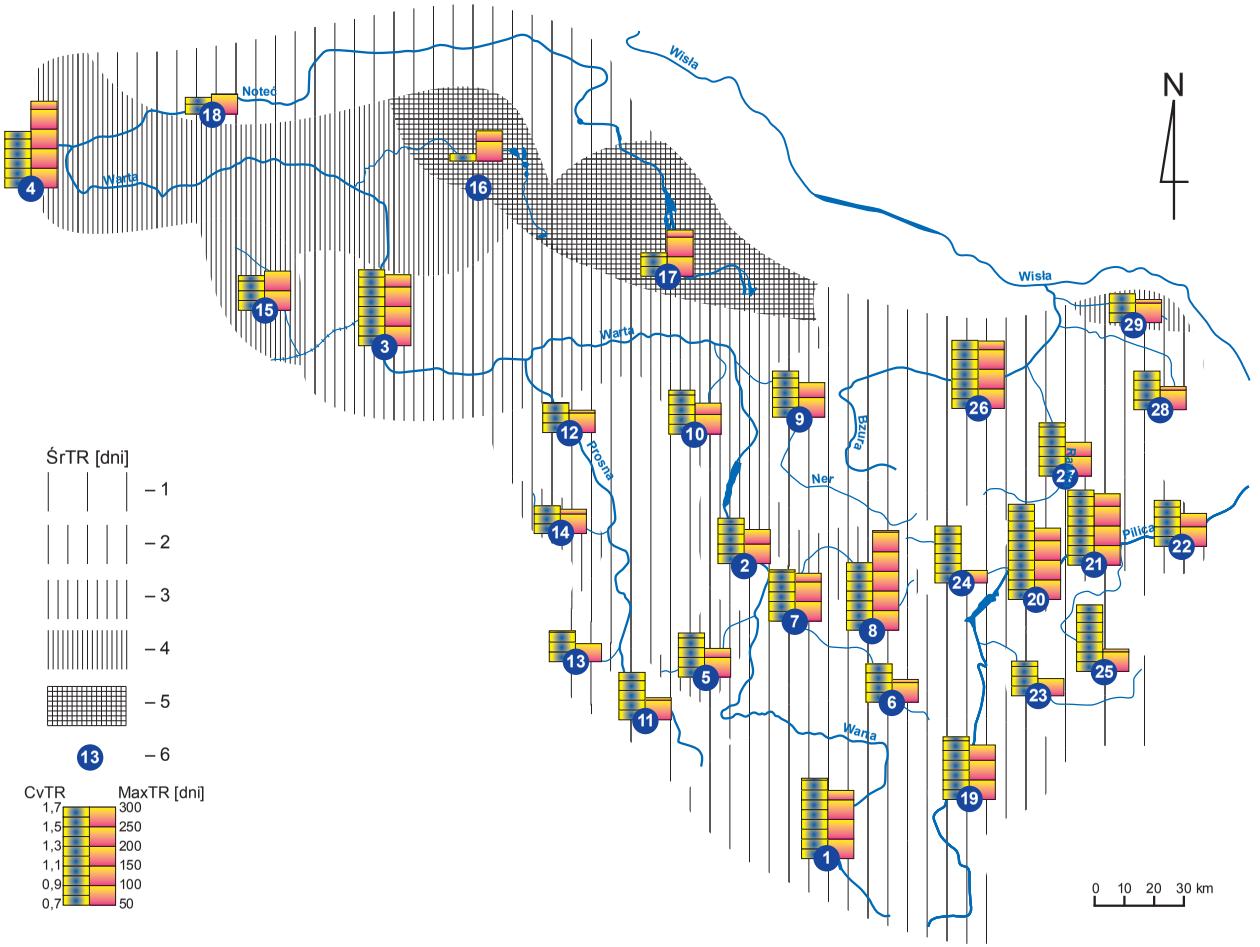
ŚrTR – mean low-flow discharge recession time; ŚrTRg – mean low-flow discharge recession time in severe phase; CvTR – variation coefficient of low-flow discharge recession time; CvTRg – variation coefficient of low-flow discharge recession time in severe phase; numerals 1–4 – see fig. 10.

dzących wodę oraz charakter ich drenażu. Sposób identyfikacji epizodów niżówkowych zdefiniowany w niniejszej pracy sprawia, że w początkowej fazie niżówki rzeki mogą być zasilane w sposób mieszany, tzn. szybkimi (odpływ bezpośredni) i wolnymi formami odpływu (odpływ podziemny). Proporcje pomiędzy nimi mogą być bardzo różne, a składowa odpływu bezpośredniego może nie występować wcale. Pełna dominacja zasilania wodami podziemnymi objawia się dopiero w fazie niżówki głębokiej. Rozwijający się okres niżówkowy może zostać przerwany zasilaniem opadowym lub roztopowym, chwilowo lub trwale. Przedstawione uwarunkowania sprawiają, że recesja przepływu bardzo rzadko zachodzi w tempie opisywanym wzorcową krzywą wysychania. Konieczne jest zatem stosowanie miar pośrednich i uśrednionych, odzwierciedlających zarówno czas trwania zjawiska (czas recesji), jak i jego dynamikę (tempo recesji, wzór 12, rys. 17).

Przeciętny czas trwania recesji przepływu w obrębie epizodu niżówkowego wyniósł w rzekach środkowej Polski ok. 22 dni (rys. 82). Charakteryzuje go rozkład zbliżony do normalnego z wyjątkiem dwóch wartości odstających, które wystąpiły na pojezierzu (Wełna – 42 dni, górna Noteć – 39 dni). Najszybciej niżówki osiągały minimalny przepływ w zlewni Wolbórki (12 dni, tab. 12). W ujęciu

Rys. 83.
Czas trwania fazy recesji epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
Średni czas recesji przepływu ŚrTR [dni]: 1 – 9–16; 2 – 17–23; 3 – 24–30; 4 – 31–37; 5 – 38–44; 6 – nr zlewni zgodny z zał. 1; CvTR – współczynnik zmienności czasu recesji przepływu; MaxTR – maksymalny czas trwania fazy recesji przepływu.

Discharge recession phase duration of low-flow episodes in rivers of central Poland (1951–2002).
Mean low-flow discharge recession time ŚrTR [dni]: 1 – 9–16; 2 – 17–23; 3 – 24–30; 4 – 31–37; 5 – 38–44; 6 – number of catchment – see app. 1; CvTR – variation coefficient of low-flow discharge recession time; MaxTR – maximum low-flow discharge recession time.



Tab. 12. Czas recesji epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002)
Recession time of low-flow episodes in rivers of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wodowskaz River – water-gauge	ŚrTR dni	CvTR –	MaxTR dni	ŚrTRg dni	CvTRg –	MaxTRg dni
1	Warta – Działoszyn	22,6	1,527	224	13,0	1,112	53
2	Warta – Sieradz	22,9	1,163	137	10,0	0,968	41
3	Warta – Poznań (M. Rocha)	25,6	1,474	231	12,6	1,448	104
4	Warta – Gorzów Wlkp.	35,3	1,276	271	19,0	1,297	114
5	Oleśnica – Niechmirów	26,5	1,149	123	17,5	1,242	79
6	Widawka – Rogoźno	19,0	1,090	108	10,1	0,987	40
7	Widawka – Podgórze	22,4	1,223	172	8,5	1,163	41
8	Grabia – Grabno	27,6	1,388	304	12,1	1,411	87
9	Ner – Dąbie	16,4	1,170	138	9,9	1,063	39
10	Kiełbaska – Kościelec	24,1	1,148	129	25,2	0,981	84
11	Prosna – Mirków	15,2	1,184	119	8,7	1,226	69
12	Prosna – Bogusław	19,5	1,005	107	9,8	0,969	35
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	22,4	1,015	96	10,4	1,205	47
14	Ołobok – Ołobok	24,1	0,983	112	16,4	1,440	109
15	Mogilnica – Konojad	31,5	1,054	150	16,0	0,921	58
16	Wełna – Prusce	42,4	0,775	127	20,0	0,979	79
17	Noteć – Pakość	39,1	0,939	168	20,2	0,925	68
18	Noteć – Nowe Drezdenko	23,0	0,870	101	15,9	1,204	86
19	Pilica – Przedbórz	17,8	1,339	189	10,8	1,094	52
20	Pilica – Spała	17,8	1,671	232	8,5	1,025	39
21	Pilica – Nowe Miasto	17,4	1,466	232	7,4	0,955	34
22	Pilica – Białobrzegi	19,8	1,169	134	10,1	1,043	40
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	14,0	1,054	94	7,5	1,387	64
24	Wolbórka – Zawada	12,1	1,281	82	6,5	1,421	42
25	Drzewiczka – Odrzywół	12,2	1,378	107	6,4	1,257	43
26	Bzura – Sochaczew	19,8	1,395	222	12,1	1,318	91
27	Rawka – Kęszyce	18,5	1,242	136	9,8	1,558	103
28	Utrata – Krubice	23,0	1,094	109	14,1	1,422	92
29	Łasica – Władysławów	34,9	0,940	115	24,3	0,720	62

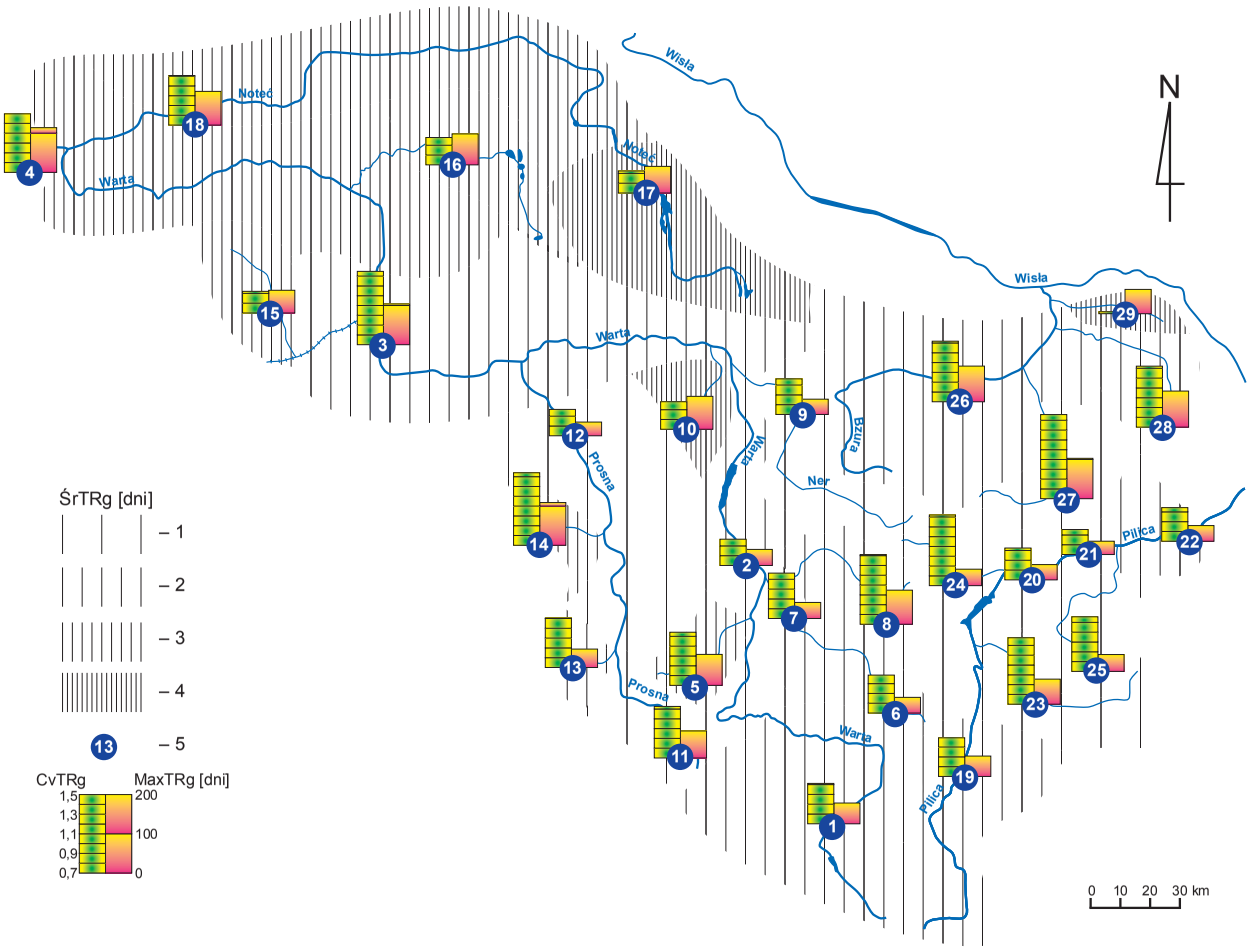
ŚrTR – średni czas recesji przepływu niżówkowego; ŚrTRg – średni czas recesji przepływu w fazie niżówki głębokiej; CvTR – współczynnik zmienności czasu recesji przepływu niżówkowego; CvTRg – współczynnik zmienności czasu recesji przepływu w fazie niżówki głębokiej; MaxTR – maksymalny czas recesji przepływu niżówkowego; MaxTRg – maksymalny czas recesji przepływu w fazie niżówki głębokiej.

ŚrTR – mean low-flow discharge recession time; ŚrTRg – mean low-flow discharge recession time in severe phase; CvTR – variation coefficient of low-flow discharge recession time; CvTRg – variation coefficient of low-flow discharge recession time in severe phase; MaxTR – maximum low-flow discharge recession time; MaxTRg – maximum low-flow discharge recession time in severe phase.

przestrzennym najdłuższe czasy recesji występują w rzekach przepływających przez jeziora (rys. 83). Fakt ten, podobnie do czasu trwania niżówki, uwarunkowany jest głównie dużą sezonową bezwładnością odpływu niżówkowego, wynikającą z pojemności retencyjnej jezior przepływowych. Warto odnotować, iż średni czas

Rys. 84.
Czas trwania recesji przepływu w fazie głębokiej epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002)
Średni czas recesji przepływu w fazie niżówki głębokiej ŚrTRg [dni]: 1 – 5–10; 2 – 11–15; 3 – 16–20; 4 – 21–25; 5 – nr zlewni zgodny z zał. 1; CvTRg – współczynnik zmienności czasu recesji przepływu w fazie niżówki głębokiej; MaxTRg – maksymalny czas trwania recesji przepływu w fazie niżówki głębokiej.

Discharge recession duration of low-flow episodes in severe phase in rivers of central Poland (1951–2002). Mean low-flow discharge recession time in severe phase ŚrTRg [dni]: 1 – 5–10; 2 – 11–15; 3 – 16–20; 4 – 21–25; 5 – number of catchment – see app. 1; CvTRg – variation coefficient of low-flow discharge recession time in severe phase; MaxTRg – maximum low-flow discharge recession time in severe phase.



recesji istotnie wydłuża się z biegiem Warty i jest efektem przyrastających zasobów wodnych dorzecza. Maksymalne obserwowane długości tej fazy występują w dużych rzekach, których zlewnie są w stanie gromadzić na tyle dużo rezerw, by doprowadzić czas recesji nawet do 271 dni (Warta – Gorzów Wielkopolski, tab. 12). W pozostałych zlewniach najdłuższe fazy recesji trwały przeważnie od 100 do 150 dni.

W fazie niżówki głębokiej przeciętny czas recesji przepływu jest zdecydowanie krótszy i wynosi średnio 11 dni (rys. 82). Dyspersja wartości jest bardzo zbliżona do tej, którą odnotowano dla niżówek całkowitych (ŚrTR). W rozkładzie przestrzennym najdłuższe ŚrTRg występują w zlewniach jeziornych oraz w dolnym biegu Warty (rys. 84). Z kolei rzeki, w których minimum przepływu fazy niżówki głębokiej jest osiągane najszybciej, zidentyfikowano w zlewniach środkowej Warty i Pilicy. Maksymalny czas recesji przepływu w fazie głębokiej pojawia się w przekrojach zamykających duże zlewnie oraz w małych systemach rzecznych położonych w pobliżu głównych działów wodnych.

Zmienność wieloletnia obu omawianych charakterystyk układa się na podobnym, dość wysokim poziomie – 1,16 (rys. 82). Przeważają współczynniki zmienności z przedziału 1,0–1,3. Ich zróżnicowanie przestrzenne nie wykazuje jednak większego uporządkowania (rys. 83, 84). Na ogół wysoka zmienność obu charakterystyk występuje w dużych rzekach, zwłaszcza w dolnym ich biegu. Ponadto, w wielu przypadkach można zaobserwować swoistą inwersję, gdzie wysokiemu CvTR towarzyszy relatywnie niski CvTRg i odwrotnie (np. Noteć – Nowe Drezdenko, Pilica – Spała i Nowe Miasto). Wskazuje to, w której fazie niżówki źródła zasilania rzeki są bardziej stabilne w wieloleciu, a tym samym mają większy wpływ na kształtowanie reżimu przepływów niżówkowych.

Dynamikę sczerpywania zasobów zlewni w fazie recesji oszacowano na podstawie wskaźnika tempa recesji odpływu (tab. 13). Dla zachowania porównywalności uzyskanych wyników gradient recesji opisano ubytkiem odpływu jednostkowego przypadającego na jedną dobę. Przeciętne tempo recesji odpływów niżówkowych w środkowej Polsce wynosi 0,1 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$, zaś w fazie niżówki głębokiej – 0,07 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$ (rys. 85). Cechy rozkładu obu charakterystyk są do siebie bardzo podobne. W obu przypadkach maksimum wystąpiło w Drzewiczce (ŚrTeR = 0,28 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$, ŚrTeRg = 0,23 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$). Minima odnotowano zaś w Mogilnicy (ŚrTeR = 0,026 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$, ŚrTeRg = 0,009 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$). Wysokie tempo recesji odpływu występuje w wyżynnej części badanego obszaru oraz w zlewniach znajdujących się pod wpływem silnej antropopresji (rys. 86). Niskie gradienty odnotowano w rzekach nizinnych odwadniających tereny rolnicze (Prosna, Bzura) oraz pojeziernych. Warto zwrócić uwagę, że omawiane tempo obejmuje uśrednioną wartość dla fazy niżówki płytkiej i głębokiej. Jeśli wziąć pod uwagę wyłącznie niżówki głębokie, to wysokie tempo recesji odpływu widoczne będzie już tylko w wybranych zlewniach dorzecza Pilicy i górnej Warty (rys. 87). Można również dojść do wniosku,

Tab. 13. Tempo recesji odpływu podczas epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002)
Low-flow discharge recession rate in catchments of central Poland (1951–2002)

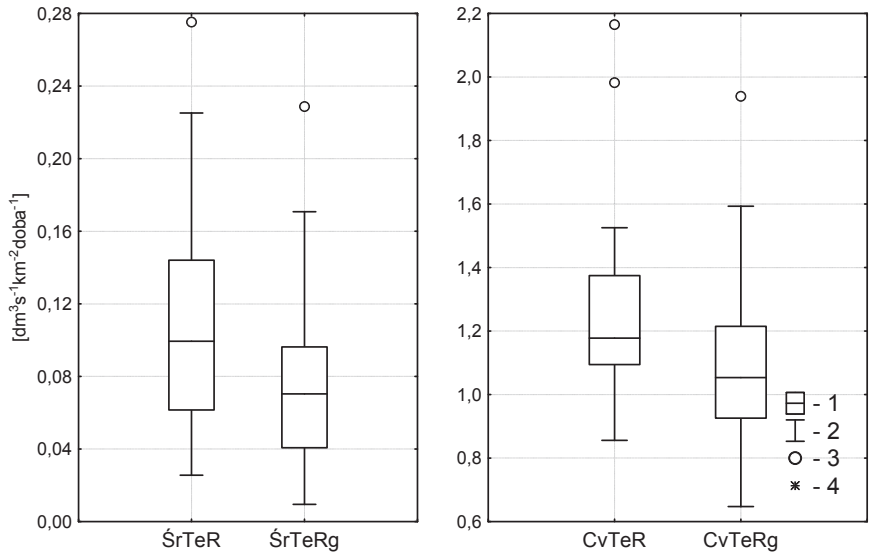
Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	ŚrTeR	ŚrTeRg	CvTeR	CvTeRg	MaxTeR	MaxTeRg	a (TeR)	R^2 (TeR)
		$dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$		–	–	$dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$		–	–
1	Warta – Działoszyn	0,144	0,110	1,423	1,593	1,72	0,86		
2	Warta – Sieradz	0,108	0,096	1,229	1,366	0,77	0,59	–0,000007	0,077
3	Warta – Poznań	0,106	0,065	1,982	1,517	1,42	0,40		
4	Warta – Gorzów Wlkp.	0,056	0,025	1,499	1,005	0,57	0,12		
5	Oleśnica – Niechmirów	0,059	0,026	1,095	0,885	0,30	0,10		
6	Widawka – Rogoźno	0,212	0,129	1,107	0,861	1,42	0,66	–0,000017	0,115
7	Widawka – Podgórze	0,114	0,096	0,934	0,926	0,53	0,37	–0,000005	0,072
8	Grabia – Grabno	0,065	0,055	0,910	1,202	0,39	0,25		
9	Ner – Dąbie	0,192	0,121	1,145	0,930	1,35	0,47		
10	Kiełbaska – Kościelec	0,136	0,040	1,128	1,149	0,95	0,21		
11	Prosna – Mirków	0,152	0,125	1,278	1,360	1,13	0,87	–0,000010	0,083
12	Prosna – Bogusław	0,080	0,041	1,153	0,849	0,60	0,17		
13	Niesób – Kuźnica Skak.	0,093	0,043	1,004	0,647	0,45	0,09		
14	Ołobok – Ołobok	0,059	0,045	1,195	1,074	0,36	0,22		
15	Mogilnica – Konojad	0,026	0,010	2,165	1,215	0,48	0,05		
16	Wełna – Pruśce	0,029	0,024	1,375	1,939	0,27	0,22		
17	Noteć – Pakość	0,026	0,012	1,498	0,919	0,26	0,05		
18	Noteć – N. Drezdenko	0,080	0,076	1,525	1,447	0,89	0,47		
19	Pilica – Przedbórz	0,141	0,096	1,178	0,836	1,29	0,29	–0,000006	0,037
20	Pilica – Spała	0,167	0,076	1,306	1,054	1,24	0,35		
21	Pilica – N. Miasto	0,128	0,073	1,333	0,982	1,15	0,36	0,000006	0,044
22	Pilica – Białobrzegi	0,095	0,070	1,067	1,111	0,65	0,32		
23	Czarna Malen. – Dąbrowa	0,196	0,164	1,153	0,851	1,14	0,63	–0,000008	0,030
24	Wolbórka – Zawada	0,225	0,171	1,309	0,972	1,77	0,76		
25	Drzewiczka – Odrzywół	0,275	0,229	1,154	1,039	1,88	1,36	–0,000011	0,040
26	Bzura – Sochaczew	0,073	0,048	1,447	1,166	0,96	0,25		

Tab. 13 cd.

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	ŚrTeR	ŚrTeRg	CvTeR	CvTeRg	MaxTeR	MaxTeRg	a (TeR)	R^2 (TeR)
		$dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$		–	–	$dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$		–	–
27	Rawka – Kęszyce	0,099	0,082	0,959	0,979	0,61	0,45		
28	Utrata – Krubice	0,062	0,055	1,038	1,433	0,42	0,42	–0,000002	0,041
29	Łasica – Władysławów	0,039	0,012	0,856	1,199	0,16	0,06		

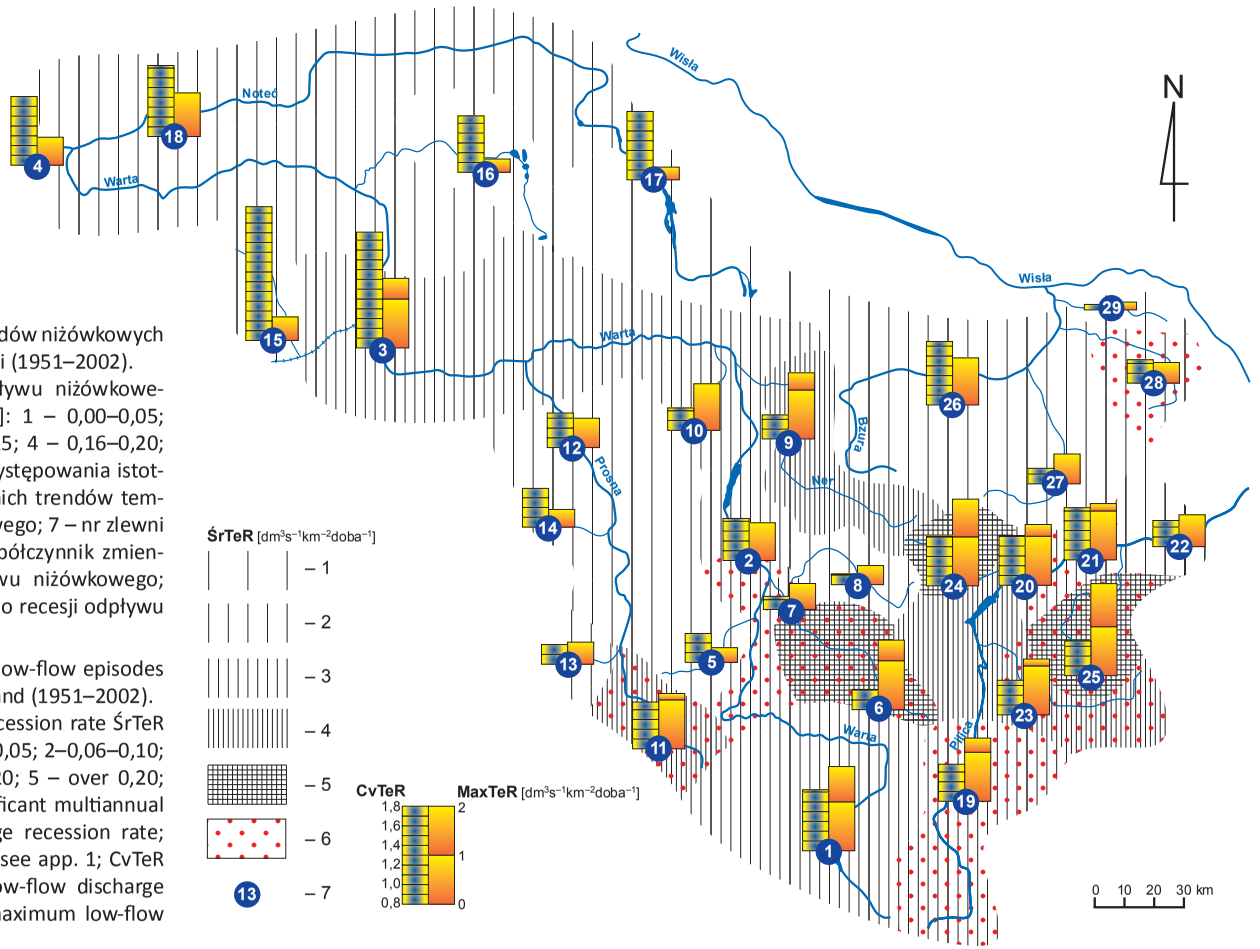
ŚrTeR – średnie tempo recesji odpływu niżówkowego; ŚrTeRg – średnie tempo recesji odpływu w fazie niżówki głębokiej; CvTeR – współczynnik zmienności tempa recesji odpływu niżówkowego; CvTeRg – współczynnik zmienności tempa recesji odpływu w fazie niżówki głębokiej; MaxTeR – maksymalne tempo recesji odpływu niżówkowego; MaxTeRg – maksymalne tempo recesji odpływu w fazie niżówki głębokiej; a (TeR) – współczynnik kierunkowy istotnego statystycznie trendu liniowego ($\alpha = 0,05$); R^2 (TeR) – współczynnik determinacji ustalonego równania trendu.

ŚrTeR – mean low-flow discharge recession rate; ŚrTeRg – mean low-flow discharge recession rate in severe phase; CvTeR – variation coefficient of low-flow discharge recession rate; CvTeRg – variation coefficient of low-flow discharge recession rate in severe phase; MaxTeR – maximum low-flow discharge recession rate; MaxTeRg – maximum low-flow discharge recession rate in severe phase; a (TeR) – statistically significant slope coefficient of linear trend equations ($\alpha = 0,05$); R^2 (TeR) – determination coefficient of linear trend.



Rys. 85. Zróżnicowanie tempa recesji odpływu epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski.
ŚrTeR – średnie tempo recesji odpływu niżówkowego; ŚrTeRg – średnie tempo recesji odpływu w fazie niżówki głębokiej; CvTeR – współczynnik zmienności tempa recesji odpływu niżówkowego; CvTeRg – współczynnik zmienności tempa recesji odpływu w fazie niżówki głębokiej; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of discharge recession rate of low-flow episodes in catchments of central Poland.
ŚrTeR – mean low-flow discharge recession rate; ŚrTeRg – mean low-flow discharge recession rate in severe phase; CvTeR – variation coefficient of low-flow discharge recession rate; CvTeRg – variation coefficient of low-flow discharge recession rate in severe phase; numerals 1–4 – see fig. 10.

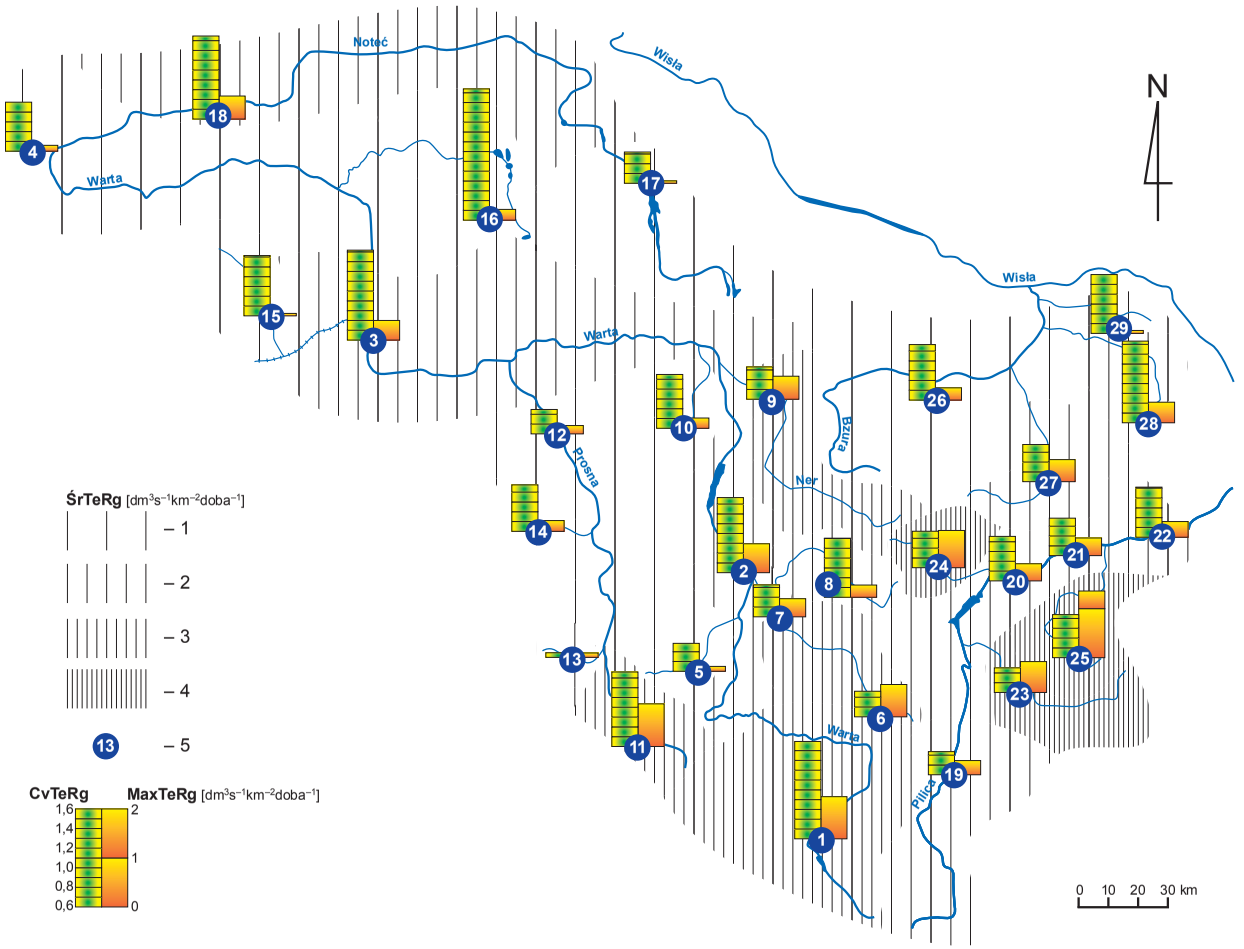


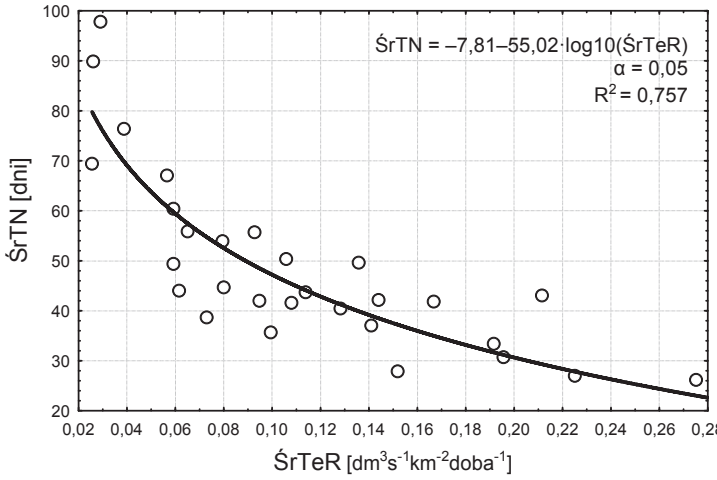
Rys. 86.
Tempo recesji odpływu epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średnie tempo recesji odpływu niżówkowego ŚrTeR [$dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$]: 1 – 0,00–0,05; 2 – 0,06–0,10; 3 – 0,11–0,15; 4 – 0,16–0,20; 5 – pow. 0,20; 6 – obszar występowania istotnych statystycznie, wieloletnich trendów tempa recesji odpływu niżówkowego; 7 – nr zlewni zgodny z zał. 1; CvTeR – współczynnik zmienności tempa recesji odpływu niżówkowego; MaxTeR – maksymalne tempo recesji odpływu niżówkowego.

Discharge recession rate of low-flow episodes in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean low-flow discharge recession rate ŚrTeR [$dm^3s^{-1}km^{-2}day^{-1}$]: 1 – 0,00–0,05; 2–0,06–0,10; 3 – 0,11–0,15; 4 – 0,16–0,20; 5 – over 0,20; 6 – area of statistically significant multiannual trends of low-flow discharge recession rate; 7 – number of catchment – see app. 1; CvTeR – variation coefficient of low-flow discharge recession rate; MaxTeR – maximum low-flow discharge recession rate.

Rys. 87.
Tempo recesji odpływu fazy głębokiej epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średnie tempo recesji odpływu w fazie niżówki głębokiej ŚrTeRg [$dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$]: 1 – 0,00–0,05; 2 – 0,06–0,10; 3 – 0,11–0,15; 4 – pow. 0,15; 5 – nr zlewni zgodny z zał. 1; CvTeRg – współczynnik zmienności tempa recesji odpływu w fazie niżówki głębokiej; MaxTeRg – maksymalne tempo recesji odpływu w fazie niżówki głębokiej.

Discharge recession rate of low-flow episodes in severe phase in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean low-flow discharge recession rate in severe phase ŚrTeRg [$dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$]: 1 – 0,00–0,05; 2 – 0,06–0,10; 3 – 0,11–0,15; 4 – over 0,15; 5 – number of catchment – see app. 1; CvTeRg – variation coefficient of low-flow discharge recession rate in severe phase; MaxTeRg – maximum low-flow discharge recession rate in severe phase.





Rys. 88. Zależność regresyjna pomiędzy średnim tempem recesji odpływu niżówkowego (ŚrTeR) i średnim czasem niżówki (ŚrTN) w zlewniach środkowej Polski.
α – poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji; R^2 – współczynnik determinacji.

Relationship between mean low-flow discharge recession rate (ŚrTeR) and mean low-flow duration (ŚrTN) in catchments of central Poland.
α – statistical significance level of estimated regression function; R^2 – determination coefficient.

że wysokie tempo recesji odpływu niżówkowego w połowie przypadków nie ma swojego odpowiednika w relatywnie wyższych gradientach recesji w fazie niżówki głębokiej (rys. 86, 87), co oznacza, że w zlewniach tych dochodzi do szybkiego zdrenowania zasobów okresowych w fazie niżówki płytkiej i stabilizacji przepływu niżówkowego poniżej rzędnej $Q_{95\%}$.

Wieloletnia zmienność tempa recesji odpływów niżówkowych jest wysoka i bliska zmienności czasu recesji (rys. 85, por. rys. 82). Względnie duża dyspersja rozkładu oraz maksima zdecydowanie od niego odstające (Mogilnica CvTeR = 2,16, Warta – Poznań CvTeR = 1,98, Wełna CvTeRg = 1,94) wskazują na bardzo dużą niestabilność warunków determinujących tempo recesji odpływu. Pojawia się ona przede wszystkim w wybranych zlewniach jeziornych oraz większych rzekach, w których złożoność reżimu przepływów niżówkowych jest pochodną złożoności całego systemu rzecznego (rys. 86, 87).

Analizy szeregów czasowych wykazały istnienie wieloletnich trendów liniowych tempa recesji odpływu w 9 badanych przekrojach wodowskazowych (tab. 13). Współczynniki kierunkowe ośmiu z nich mają znak ujemny i dowodzą systematycznej stabilizacji tempa recesji niżówki. Tylko w jednym przypadku można tłumaczyć obserwowaną tendencję wpływem antropopresji (Widawka, rys. 86). „Przenoszenie" trendu w dół systemu rzecznego można zaobserwować np. na Widawce w Rogoźnie i Podgórzu, a dalej na Warcie w Sieradzu. Bardziej „naturalnych" przyczyn można doszukiwać się w dorzeczu Pilicy, gdzie systema-

tyczny, choć powolny spadek tempa recesji przepływu tej rzeki wydaje się efektem zmian warunków hydroklimatycznych w połączeniu z transformującą rolą zasobnych zbiorników wód podziemnych. Należy dodać, iż na Pilicy w Spale, która znajduje się pod dużym wpływem Zbiornika Sulejowskiego, tendencja taka nie została zaobserwowana.

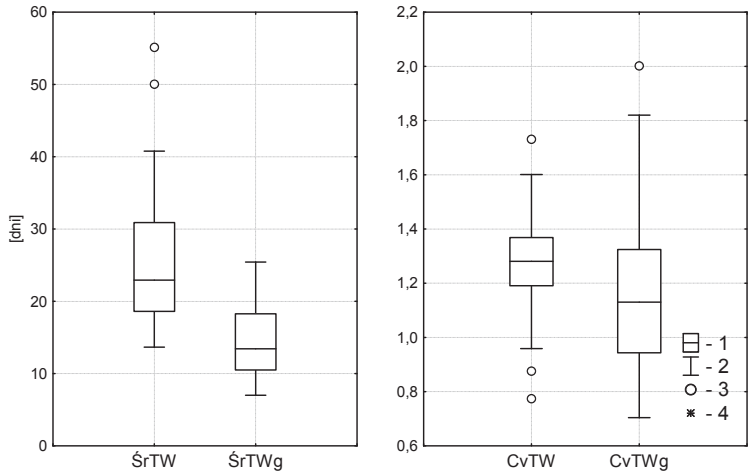
Interesującą zależność zaobserwowano pomiędzy średnim tempem recesji odpływu niżówkowego (ŚrTeR) a średnim czasem trwania niżówki (ŚrTN). Wzrost długości niżówki koresponduje z coraz wolniejszym tempem recesji odpływu w postępie geometrycznym. Wynika to oczywiście z faktu asymptotycznego dążenia wzorcowej krzywej wysychania zlewni do ustalenia zerowego gradientu recesji na poziomie przepływu bazowego (długookresowego). W środkowej Polsce najmniejsze tempo recesji odpływu niżówkowego jest osiągane w części niżówek trwających ponad 70 dni (rys. 88).

7.3. Faza wzrostu przepływu

Okres wzrostu przepływu podczas niżówki wiąże się zazwyczaj z tzw. fazą odpowiedzi wymuszonej. W korycie rzecznym pojawiają się wtedy składowe determinowane odpływem bezpośrednim, a po pewnym czasie jest notowany wzrost zasilania podstawowego. Bardzo duże zróżnicowanie natężenia poszczególnych form alimentacji, uwarunkowane aktualnymi warunkami hydrometeorologicznymi oraz czynnikami sezonowymi sprawia, że w fazie wzrostu przepływu można zaobserwować bardzo różne reakcje na zasilanie. Ich uśredniony przebieg oszacowano na podstawie czasu i tempa wzrostu odpływu niżówkowego (rys. 17, wzór 12).

W badanym wieloleciu średni czas wzrostu przepływu niżówkowego w środkowej Polsce wyniósł 23 dni (rys. 89). Wartość ta jest bardzo zbliżona do średniego czasu recesji (por. rys. 82). Rozkład czasu trwania tej fazy niżówki w badanej grupie jest nieznacznie asymetryczny prawostronnie, o czym decydują głównie wartości odstające (Wełna – 55 dni, Noteć – Pakość – 50 dni). Minimalny czas wzrostu przepływu niżówkowego zanotowano na Prośnie w Mirkowie (14 dni). W fazie niżówki głębokiej czas ŚrTWg wynosi przeciętnie 13 dni i wykazuje bardzo niewielką dyspersję, zmieniając się w przedziale od 7 dni (Rawka) do 25 dni (Niesób). W połowie badanych rzek ŚrTWg mieścił się w przedziale 11–18 dni.

Najszybciej z niżówek „wychodzą" zlewnie górnej Warty i Pilicy oraz Bzury (rys. 90). W Warcie obserwowany jest stopniowy wzrost ŚrTW, który wynika z przyrostu zlewni oraz pojawiania się systemów rzeczno-jeziornych. W fazie niżówki głębokiej zróżnicowanie przestrzenne ŚrTWg jest niewielkie, z wyjątkiem kilku małych zlewni nizinnych, w których długi okres wzrostu przepływu wynika z dużego znaczenia fazy niżówki głębokiej w stosunku do płytkiej (rys. 91).



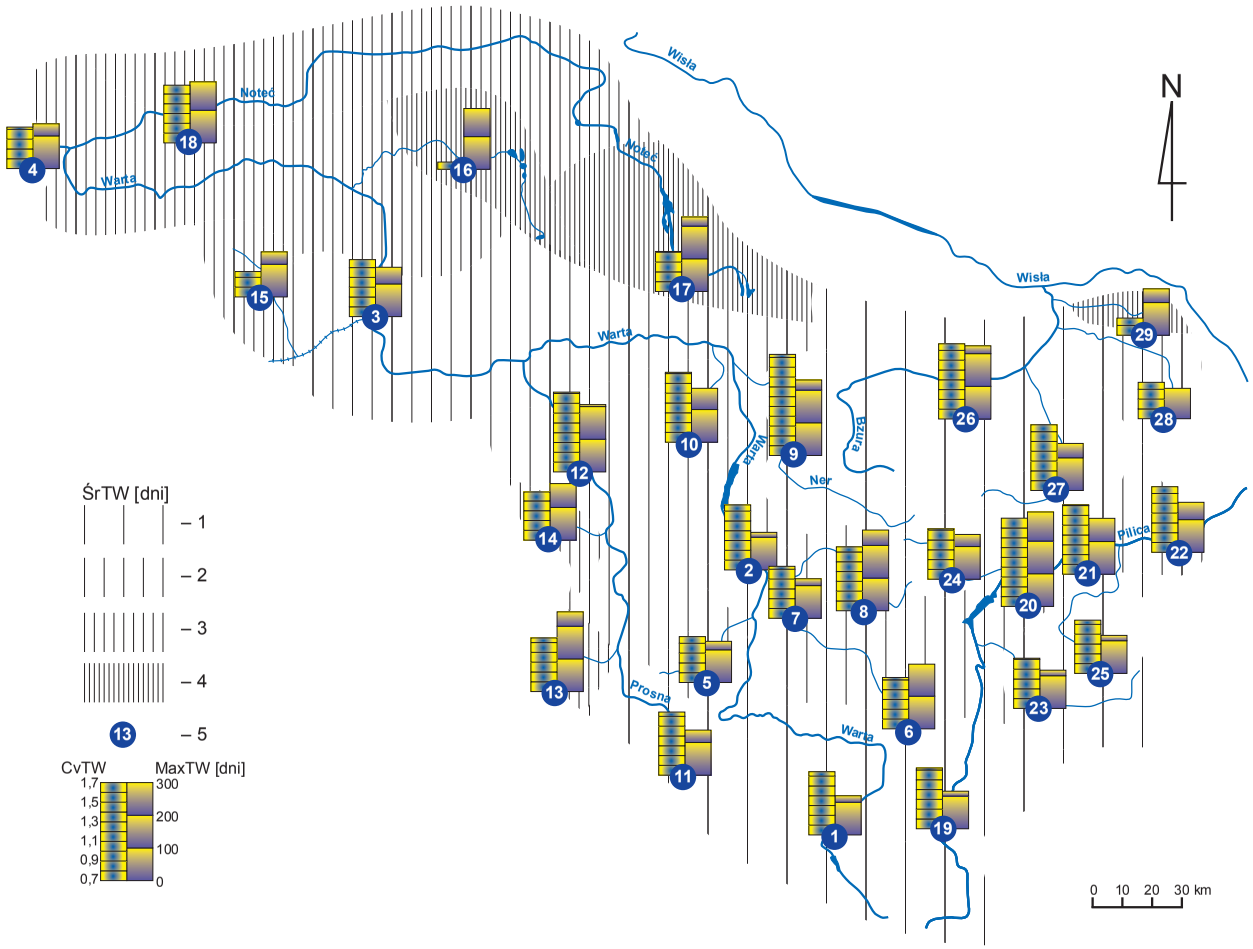
Rys. 89. Zróżnicowanie czasu trwania fazy wzrostu przepływu epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski.

ŚrTW – średni czas wzrostu przepływu niżówkowego; ŚrTWg – średni czas wzrostu przepływu w fazie niżówki głębokiej; CvTW – współczynnik zmienności czasu wzrostu przepływu niżówkowego; CvTWg – współczynniki zmienności czasu wzrostu przepływu w fazie niżówki głębokiej; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of discharge rise phase duration of low-flow episodes in rivers of central Poland. ŚrTW – mean low-flow discharge rise time; ŚrTWg – mean low-flow discharge rise time in severe phase; CvTW – variation coefficient of low-flow discharge rise time; CvTWg – variation coefficient of low-flow discharge rise time in severe phase; numerals 1–4 – see fig. 10.

Najdłuższy czas wzrostu przepływu został zaobserwowany na Pilicy w Spale (MaxTW = 289 dni, tab. 14). Fakt ten ma związek z działalnością Zbiornika Sulejowskiego, w którym uzupełnianie potencjału retencyjnego może trwać szczególnie długo, zwłaszcza po surowej suszy hydrologicznej. Wysokie wskaźniki MaxTW wystąpiły jeszcze na niektórych większych rzekach oraz w ciekach odwadniających zlewnie poddane silnej antropopresji. W fazie niżówki głębokiej najwyższe maksima nieznacznie przekraczały 200 dni, a w większości przypadków nie osiągały pułapu 100 dni.

Wieloletnia zmienność długości fazy wzrostu przepływu jest duża (rys. 89). Przeciętny współczynnik zmienności wynosi tu 1,28, rozkład zaś cechuje względna symetria. Maksimum zmienności wystąpiło w Nerze (1,73), minima zaś odnoszą się do Łasicy (0,88) i Wełny (0,77). Jednak przedział połowy liczebności jest bardzo wąski (1,19–1,37). Współczynnik CvTWg jest nieznacznie mniejszy (1,13), ale jego dyspersja jest znacznie większa niż obliczona dla CvTW. Wartości skrajne odnoszą się do Grabi (2,00) i Łasicy (0,70). Szczególnie duża zmienność wieloletnia czasu trwania fazy wzrostu odpływu niżówkowego obserwowana jest w rzekach znajdujących się pod wpływem silnej antropopresji (Pilica – Spała, Ner,

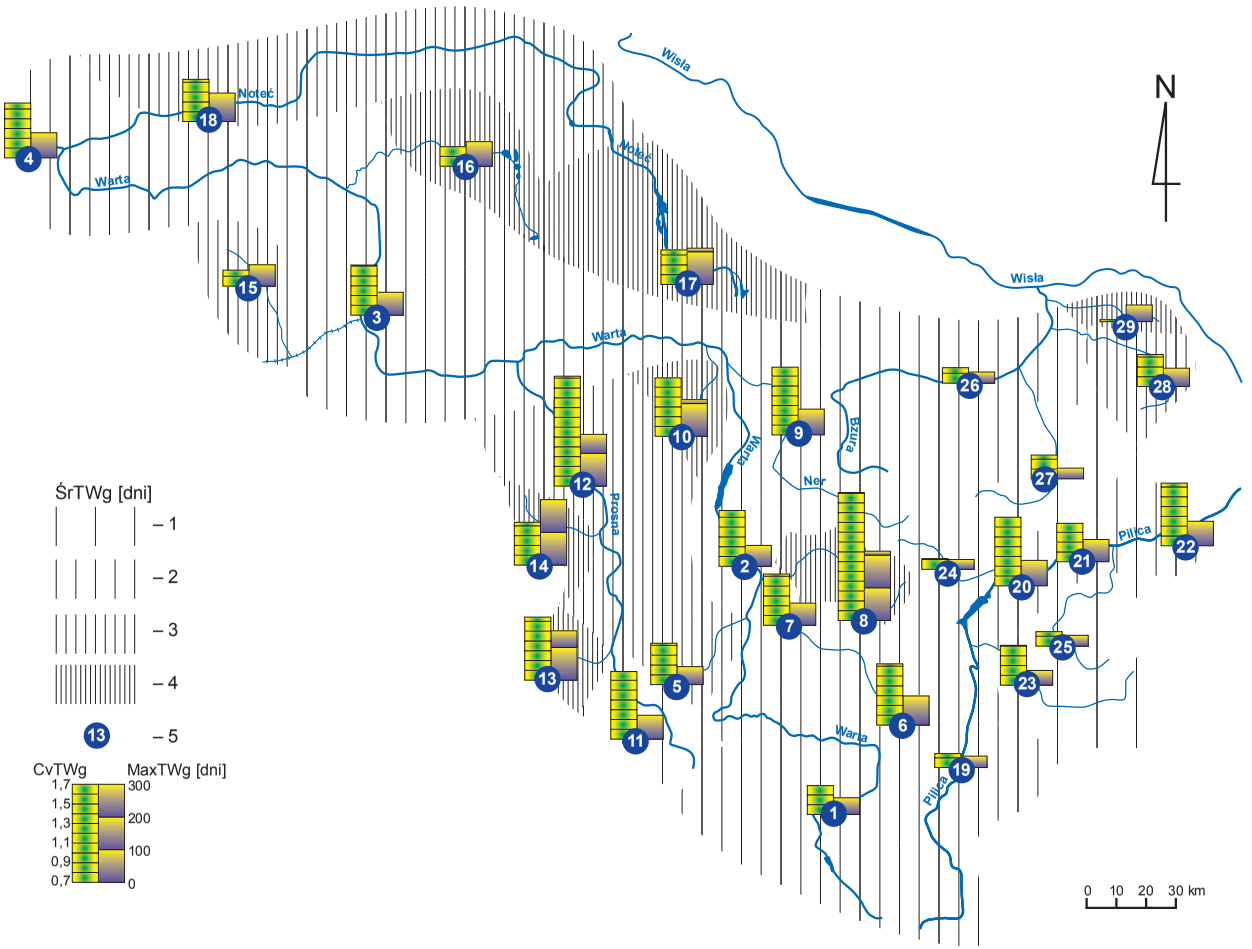


Rys. 90.
Czas trwania fazy wzrostu przepływu epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
Średni czas wzrostu przepływu niżówkowego ŚrTW [dni]: 1 – 11–20; 2 – 21–30; 3 – 31–40; 4 – pow. 40; 5 – nr zlewni zgodny z zał. 1; CvTW – współczynnik zmienności czasu wzrostu przepływu niżówkowego; MaxTW – maksymalny czas wzrostu przepływu niżówkowego.

Discharge rise phase duration of low-flow episodes in rivers of central Poland (1951–2002).
Mean low-flow discharge rise time ŚrTW [dni]: 1 – 11–20; 2 – 21–30; 3 – 31–40; 4 – over 40; 5 – number of catchment – see app. 1; CvTW – variation coefficient of low-flow discharge rise time; MaxTW – maximum low-flow discharge rise rate.

Rys. 91.
Czas trwania wzrostu przepływu w fazie głębokiej epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
Średni czas wzrostu przepływu w fazie niżówki głębokiej ŚrTWg [dni]: 1 – 5–10; 2 – 11–15; 3 – 16–20; 4 – pow. 20; 5 – nr zlewni zgodny z zał. 1; CvTWg – współczynnik zmienności czasu wzrostu przepływu w fazie niżówki głębokiej; MaxTWg – maksymalny czas wzrostu przepływu w fazie niżówki głębokiej.

Discharge rise duration of low-flow episodes in severe phase in rivers of central Poland (1951–2002).
Mean low-flow discharge rise time in severe phase ŚrTWg [dni]: 1 – 5–10; 2 – 11–15; 3 – 16–20; 4 – over 20; 5 – number of catchment – see app. 1; CvTWg – variation coefficient of low-flow discharge rise time in severe phase; MaxTWg – maximum low-flow discharge rise time in severe phase.



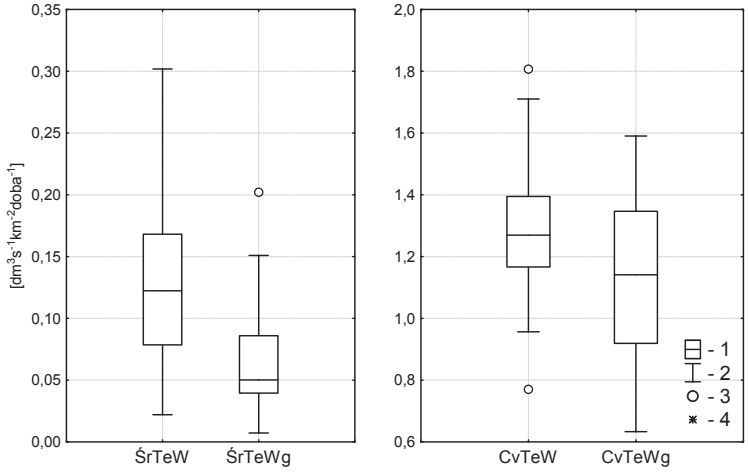
Tab. 14. Czas wzrostu przepływu epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002)
Discharge rise time of low-flow episodes in rivers of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wodowskaz River – water-gauge	ŚrTW dni	CvTW –	MaxTW dni	ŚrTWg dni	CvTWg –	MaxTWg dni
1	Warta – Działoszyn	19,0	1,345	120	12,8	0,994	51
2	Warta – Sieradz	18,0	1,363	115	11,4	1,269	64
3	Warta – Poznań (M. Rocha)	24,0	1,281	151	12,0	1,211	70
4	Warta – Gorzów Wlkp.	31,2	1,123	137	13,4	1,260	77
5	Oleśnica – Niechmirów	22,9	1,168	126	15,3	1,122	55
6	Widawka – Rogoźno	23,6	1,224	198	13,6	1,324	89
7	Widawka – Podgórze	20,9	1,230	121	10,1	1,223	68
8	Grabia – Grabno	28,2	1,352	247	20,7	2,002	212
9	Ner – Dąbie	17,3	1,731	221	14,3	1,391	79
10	Kiełbaska – Kościelec	24,8	1,413	165	20,7	1,295	112
11	Prosna – Mirków	13,7	1,344	138	8,5	1,389	73
12	Prosna – Bogusław	24,9	1,514	206	15,2	1,820	158
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	33,1	1,247	244	25,4	1,343	151
14	Ołobok – Ołobok	36,4	1,191	173	22,2	1,136	100
15	Mogilnica – Konojad	38,0	0,959	138	18,3	0,862	65
16	Wełna – Prusce	55,1	0,774	186	24,2	0,899	75
17	Noteć – Pakość	50,0	1,108	228	24,5	1,052	111
18	Noteć – Nowe Drezdenko	30,9	1,289	187	18,1	1,130	87
19	Pilica – Przedbórz	18,9	1,320	115	12,6	0,842	35
20	Pilica – Spała	23,6	1,601	289	10,2	1,399	78
21	Pilica – Nowe Miasto	22,7	1,408	171	12,5	1,092	68
22	Pilica – Białobrzegi	21,6	1,369	153	11,9	1,339	72
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	16,9	1,212	117	8,4	1,106	45
24	Wolbórka – Zawada	15,5	1,214	137	10,5	0,809	30
25	Drzewiczka – Odrzywół	15,9	1,243	163	8,7	0,847	33
26	Bzura – Sochaczew	18,6	1,467	224	10,3	0,857	34
27	Rawka – Kęszyce	17,4	1,370	144	7,0	0,943	33
28	Utrata – Krubice	21,1	1,071	93	15,5	1,027	56
29	Łasica – Władysławów	40,8	0,875	142	22,6	0,704	51

ŚrTW – średni czas wzrostu przepływu niżówkowego; ŚrTWg – średni czas wzrostu przepływu w fazie niżówki głębokiej; CvTW – współczynnik zmienności czasu wzrostu przepływu niżówkowego; CvTWg – współczynnik zmienności czasu wzrostu przepływu w fazie niżówki głębokiej; MaxTW – maksymalny czas wzrostu przepływu niżówkowego; MaxTWg – maksymalny czas wzrostu przepływu w fazie niżówki głębokiej.

ŚrTW – mean low-flow discharge rise time; ŚrTWg – mean low-flow discharge rise time in severe phase; CvTW – variation coefficient of low-flow discharge rise time; CvTWg – variation coefficient of low-flow discharge rise time in severe phase; MaxTW – maximum low-flow discharge rise time; MaxTWg – maximum low-flow discharge rise time in severe phase.

Kiełbaska) – rys. 90. Jest to prawdopodobnie związane z magazynowaniem i wykorzystywaniem zasobów wodnych w okresach niżówkowych. W zależności od bieżących warunków hydrometeorologicznych oraz aktualnego zapotrzebowania na wodę obserwuje się duże zróżnicowanie wieloletnie czasu wychodzenia



Rys. 92. Zróżnicowanie tempa wzrostu odpływu epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski.

ŚrTeW – średnie tempo wzrostu odpływu niżówkowego; ŚrTeWg – średnie tempo wzrostu odpływu w fazie niżówki głębokiej; CvTeW – współczynnik zmienności tempa wzrostu odpływu niżówkowego; CvTeWg – współczynnik zmienności tempa wzrostu odpływu w fazie niżówki głębokiej; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of discharge rise rate of low-flow episodes in catchments of central Poland.

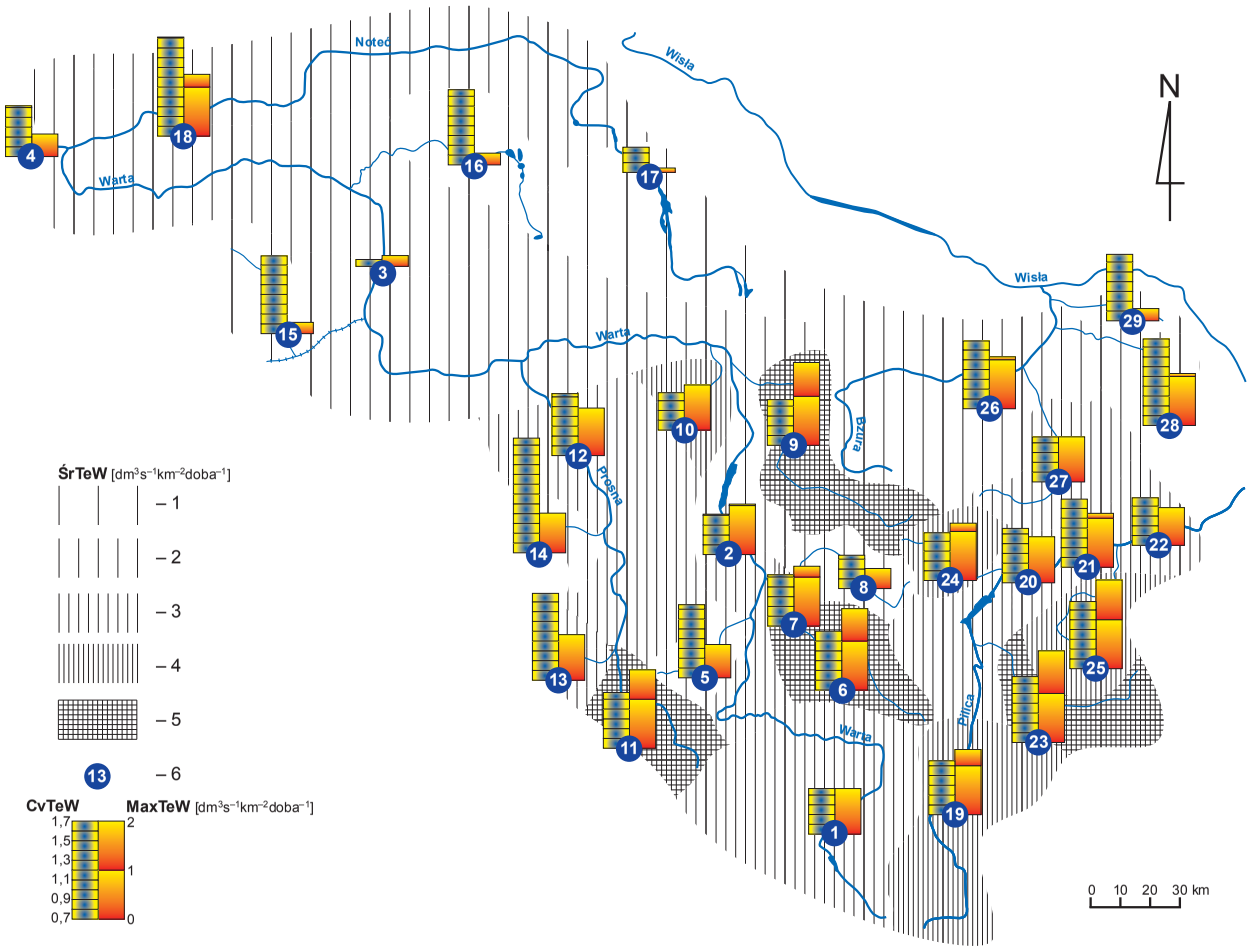
ŚrTeW – mean low-flow discharge rise rate; ŚrTeWg – mean low-flow discharge rise rate in severe phase; CvTeW – variation coefficient of low-flow discharge rise rate; CvTeWg – variation coefficient of low-flow discharge rise rate in severe phase; numerals 1–4 – see fig. 10.

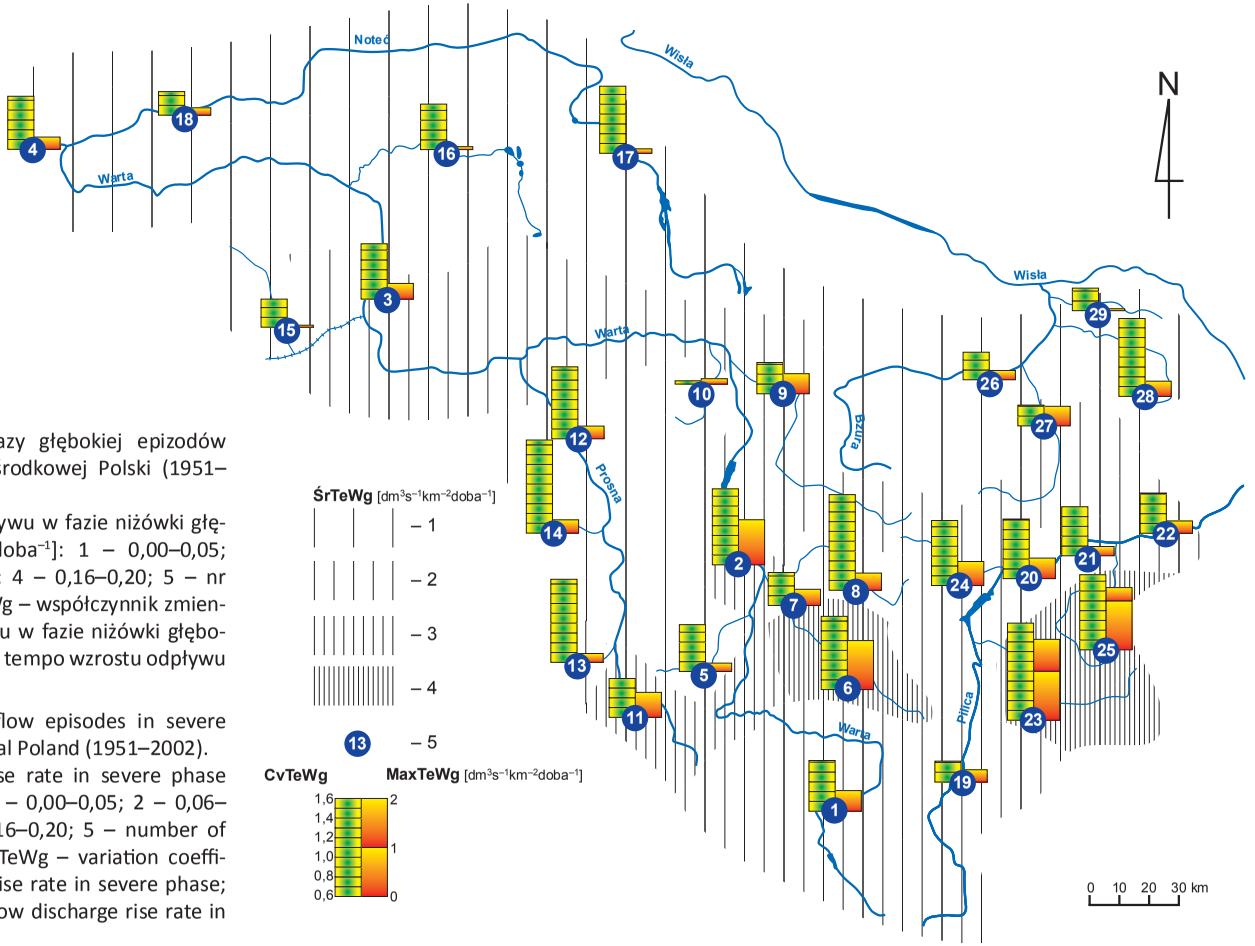
z niżówki. W odniesieniu do fazy niżówki głębokiej zjawisko to nie jest już tak wyraźne (z wyjątkiem Pilicy poniżej Zbiornika Sulejowskiego), a wysoka zmienność pojawia się w rzekach, w których przepływy niżówkowe formują się w warunkach quasi-naturalnych (rys. 91).

Przeciętne tempo wzrostu odpływów niżówkowych w środkowej Polsce wynosi 0,12 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$ (rys. 92). Dyspersja rozkładu jest dość duża. Wartości ekstremalne wystąpiły w zlewni Neru (0,30 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$) i Mogilnicy (0,022 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$). Rozstęp międzykwartylowy odznacza się dość dużą rozpiętością (0,08–0,19 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$). W fazie niżówki głębokiej przeciętne tempo wzrostu odpływu jest nieco niższe, gdyż wynosi 0,05 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$. Dyspersja również jest nieco mniejsza, a skrajne wartości rozkładu zanotowano w zlewni Czarnej Malenieckiej (0,20 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$) oraz Mogilnicy (0,007 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$). Pod względem tempa wzrostu odpływu niżówkowego na badanym obszarze można wyróżnić dwie dziedziny (rys. 93). Pierwsza występuje na południe od pradoliny warszawsko-berlińskiej i charakteryzuje się wysokim lub bardzo wysokim gradientem wzrostu odpływu niżówkowego. Najwyższe wartości ŚrTeW wiążą się ze zlewniami, w których odpływ niżówkowy kształtuje się pod wpływem silnej antropopresji oraz z wyżynną częścią dorzecza Pilicy,

Rys. 93.
Tempo wzrostu odpływu epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średnie tempo wzrostu odpływu niżówkowego ŚrTeW [$dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$]: 1 – 0,00–0,05; 2 – 0,06–0,10; 3 – 0,11–0,15; 4 – 0,16–0,20; 5 – pow. 0,20; 6 – nr zlewni zgodny z zał. 1; CvTeW – współczynnik zmienności tempa wzrostu odpływu niżówkowego; MaxTeW – maksymalne tempo wzrostu odpływu niżówkowego.

Discharge rise rate of low-flow episodes in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean low-flow discharge rise rate ŚrTeW [$dm^3s^{-1}km^{-2}day^{-1}$]: 1 – 0,00–0,05, 2 – 0,06–0,10; 3 – 0,11–0,15; 4 – 0,16–0,20; 5 – over 0,20; 6 – number of catchment – see app. 1; CvTeW – variation coefficient of low-flow discharge rise rate; MaxTeW – maximum low-flow discharge rise rate.





Rys. 94.
Tempo wzrostu odpływu fazy głębokiej epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002).
Średnie tempo wzrostu odpływu w fazie niżówki głębokiej ŚrTeWg [$dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$]: 1 – 0,00–0,05; 2–0,06–0,10; 3 – 0,11–0,15; 4 – 0,16–0,20; 5 – nr zlewni zgodny z zał. 1; CvTeWg – współczynnik zmienności tempa wzrostu odpływu w fazie niżówki głębokiej; MaxTeWg – maksymalne tempo wzrostu odpływu w fazie niżówki głębokiej.

Discharge rise rate of low-flow episodes in severe phase in catchments of central Poland (1951–2002).
Mean low-flow discharge rise rate in severe phase ŚrTeWg [$dm^3s^{-1}km^{-2}day^{-1}$]: 1 – 0,00–0,05; 2 – 0,06–0,10; 3 – 0,11–0,15; 4 – 0,16–0,20; 5 – number of catchment – see app. 1; CvTeWg – variation coefficient of low-flow discharge rise rate in severe phase; MaxTeWg – maximum low-flow discharge rise rate in severe phase.

Tab. 15. Tempo wzrostu odpływu podczas epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002)
Low-flow discharge rise rate in catchments of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	ŚrTeW $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$	ŚrTeWg $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$	CvTeW –	CvTeWg –	MaxTeW $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$	MaxTeWg $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$
1	Warta – Działoszyn	0,142	0,087	1,165	1,175	0,93	0,42
2	Warta – Sieradz	0,150	0,119	1,112	1,379	1,03	0,92
3	Warta – Poznań	0,063	0,054	0,770	1,164	0,22	0,32
4	Warta – Gorzów Wlkp.	0,057	0,046	1,218	1,141	0,46	0,25
5	Oleśnica – Niechmirów	0,078	0,037	1,446	1,011	0,68	0,17
6	Widawka – Rogoźno	0,201	0,151	1,300	1,347	1,66	1,00
7	Widawka – Podgórze	0,168	0,081	1,223	0,936	1,22	0,33
8	Grabia – Grabno	0,083	0,041	1,040	1,575	0,41	0,35
9	Ner – Dąbie	0,302	0,096	1,166	0,919	1,69	0,41
10	Kiełbaska – Kościelec	0,184	0,049	1,081	0,633	0,92	0,11
11	Prosna – Mirków	0,216	0,137	1,269	0,996	1,60	0,51
12	Prosna – Bogusław	0,123	0,041	1,332	1,334	0,97	0,26
13	Niesób – Kuźnica Skak.	0,103	0,029	1,586	1,477	0,93	0,18
14	Ołobok – Ołobok	0,079	0,038	1,807	1,549	0,81	0,27
15	Mogilnica – Konojad	0,022	0,007	1,493	0,886	0,23	0,02
16	Wełna – Prusce	0,024	0,016	1,467	1,064	0,24	0,06
17	Noteć – Pakość	0,023	0,018	0,957	1,284	0,09	0,09
18	Noteć – N. Drezdenko	0,099	0,050	1,710	0,840	1,26	0,15
19	Pilica – Przedbórz	0,190	0,075	1,250	0,813	1,33	0,25
20	Pilica – Spała	0,128	0,078	1,255	1,208	0,94	0,42
21	Pilica – N. Miasto	0,122	0,049	1,395	1,001	1,10	0,19
22	Pilica – Białobrzegi	0,107	0,055	1,185	1,010	0,77	0,25
23	Czarna Malen. – Dąbrowa	0,227	0,202	1,372	1,590	1,87	1,65
24	Wolbórka – Zawada	0,161	0,086	1,187	1,263	1,17	0,49
25	Drzewiczka – Odrzywół	0,185	0,150	1,385	1,366	1,81	1,27
26	Bzura – Sochaczew	0,094	0,039	1,391	0,881	1,06	0,19
27	Rawka – Kęszyce	0,132	0,086	1,159	0,812	0,92	0,40
28	Utrata – Krubice	0,096	0,048	1,582	1,394	1,06	0,31
29	Łasica – Władysławów	0,034	0,010	1,278	0,830	0,25	0,04

ŚrTeW – średnie tempo wzrostu odpływu niżówkowego; ŚrTeWg – średnie tempo wzrostu odpływu w fazie niżówki głębokiej; CvTeW – współczynnik zmienności tempa wzrostu odpływu niżówkowego; CvTeWg – współczynnik zmienności tempa wzrostu odpływu w fazie niżówki głębokiej; MaxTeW – maksymalne tempo wzrostu odpływu niżówkowego; MaxTeWg – maksymalne tempo wzrostu odpływu w fazie niżówki głębokiej.

ŚrTeW – mean low-flow discharge rise rate; ŚrTeWg – mean low-flow discharge rise rate in severe phase; CvTeW – variation coefficient of low-flow discharge rise rate; CvTeWg – variation coefficient of low-flow discharge rise rate in severe phase; MaxTeW – maximum low-flow discharge rise rate; MaxTeWg – maximum low-flow discharge rise rate in severe phase.

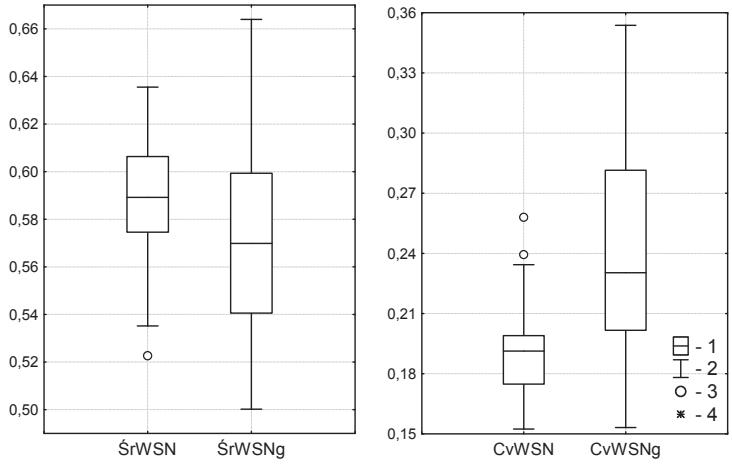
gdzie poszukiwać należy hydrogeologicznych uwarunkowań omawianego zjawiska. W strefie położonej na północ od wymienionej pradoliny tempo wychodzenia z niżówek jest bardzo niskie i jest uwarunkowane głównie modyfikującą rolą jezior przepływowych. Ponadto, środkowa i dolna Warta z uwagi na wielkość powierzchni zlewni również bardzo powoli odbudowuje zasoby wodne wyczerpane podczas okresu niżówkowego. W fazie niżówki głębokiej wysokie tempo wzrostu odpływu występuje tylko w dopływach Pilicy, Widawce oraz górnej Prośnie (rys. 94). Większa jednorodność przestrzenna wynika tu z faktu, iż na tym etapie ewolucji epizodu niżówkowego podstawowe znaczenie odgrywa struktura hydrogeologiczna zlewni.

Zróżnicowanie przestrzenne maksymalnego tempa wzrostu odpływu nawiązuje do dwóch zarysowanych powyżej stref (rys. 93). W południowej części regionu MaxTeW zawiera się w przedziale 1–2 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$, w północnej zaś generalnie nie przekracza 0,3 $dm^3s^{-1}km^{-2}doba^{-1}$ (tab. 15). Można też zauważyć wyraźną zbieżność przestrzenną MaxTeWg i ŚrTeWg. Dowodzi to, iż właściwości zbiorników strefy aktywnej wymiany mają tu największe znaczenie i determinują maksymalne tempo wzrostu odpływu niżówkowego (rys. 94). Wieloletnia zmienność tempa wzrostu odpływu w badanej grupie zlewni jest dość wysoka, gdyż przeciętnie CvTeW wynosi 1,27 (rys. 92). W fazie niżówki głębokiej analogiczny współczynnik osiągnął wartość 1,14. Duża dyspersja obu rozkładów jest dobrze widoczna również w strukturze przestrzennej (rys. 93, 94). Brak porządku przestrzennego czy tendencji do grupowania się zlewni wskazuje, iż procesem zmienności wieloletniej tempa wzrostu odpływu rządzą głównie indywidualne cechy zlewni, na które nakłada się czasowa zmienność warunków hydroklimatycznych.

7.4. Stabilność i struktura wewnętrzna

Ocenę wewnętrznej dynamiki rozwoju epizodów niżówkowych wykonano na podstawie zdefiniowanego wskaźnika stabilności niżówki (WSN, wzór 14, tab. 16). Prezentowana miara jest estymatorem względnej zmienności przepływu wewnątrz epizodu niżówkowego i przyjmuje wartości z przedziału 0–1. Wyniki bliskie 1 wskazują, że przepływy na początku niżówki od razu stabilizują się na pewnym poziomie, stałym w ciągu trwania całego epizodu; teoretycznie wartość 1 oznacza, że wszystkie przepływy podczas niżówki są identyczne. Spadek wartości WSN oznacza coraz większą zmienność przepływu w trakcie epizodu niżówkowego. Ponadto, przepływy w fazie niżówki płytkiej zaczynają nabierać coraz większego znaczenia w porównaniu z jej fazą głęboką.

Przeciętny wskaźnik stabilności niżówki uzyskany dla rzek środkowej Polski wynosi 0,59 (rys. 95). Dyspersja rozkładu nie jest duża, a połowa wartości zawiera się w wąskim przedziale 0,57–0,61. Skrajne wartości rozkładu wystąpiły



Rys. 95. Zróżnicowanie wskaźników stabilności niżówki w rzekach środkowej Polski.
ŚrWSN – średni wskaźnik stabilności niżówki; ŚrWSNg – średni wskaźnik stabilności fazy niżówki głębokiej; CvWSN – współczynnik zmienności wskaźnika stabilności niżówki; CvWSNg – współczynnik zmienności wskaźnika stabilności fazy niżówki głębokiej; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of low-flow stability indices in rivers of central Poland.
ŚrWSN – mean low-flow stability index; ŚrWSNg – mean low-flow stability index in severe phase; CvWSN – variation coefficient of low-flow stability index; CvWSNg – variation coefficient of low-flow stability index in severe phase; numerals 1–4 – see fig. 10.

w Drzewiczce (0,52) oraz Ołoboku (0,64). Wysoka stabilność niżówek dotyczy głównie zlewni jeziornych, gdzie impulsy związane z zasilaniem opadowym czy roztopowym stosunkowo szybko buforowane są przez misy jezior przepływowych, gwarantujących stabilny przepływ niżówkowy (rys. 96). Podwyższone wartości ŚrWSN występują również w dużych rzekach i wynikają z bezwładności masy przepływu odzwierciedlającego stan zasobów całego dorzecza. Do trzeciej grupy, którą charakteryzuje względna stabilność przepływu w czasie niżówki, należy zaliczyć zlewnie małe, posiadające niezbyt dużą zasobność zbiorników wód podziemnych strefy aktywnej wymiany. W fazie recesji odpływu dominuje w nich jedno źródło alimentacji, a zmienność przepływu rzecznego determinowana jest reżimem podstawowego poziomu wodonośnego. To zaś gwarantuje stabilność przepływu i wartość WSN nieco powyżej przeciętnej.

Stabilność niżówki w fazie głębokiej jest nieco mniejsza, gdyż przeciętnie wynosi 0,57 (rys. 95). Zawraca uwagę znaczna dyspersja rozkładu mierzona zarówno rozstępem międzykwartylowym (0,54–0,60), jak i wartościami skrajnymi (Drzewiczka – 0,50, Wolbórka – 0,66). Wysoka stabilność przepływów w fazie niżówki głębokiej występuje w zlewniach, w których działalność wodno-gospodarcza wiąże się z gospodarką komunalną aglomeracji łódzkiej (Ner) oraz funkcjonowaniem Zbiornika Sulejowskiego (Pilica – Spała) – rys. 96. Ponadto, wysokie

Tab. 16. Charakterystyki stabilności i struktury wewnętrznej epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002)
Characteristics of stability and inner structure of low-flow episodes in rivers of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	ŚrWSN	ŚrWSNg	CvWSN	CvWSNg	ŚrWP	ŚrWPg	CvWP	CvWPg
1	Warta – Działoszyn	0,601	0,535	0,175	0,257	0,506	0,487	0,477	0,583
2	Warta – Sieradz	0,578	0,573	0,162	0,186	0,568	0,518	0,400	0,489
3	Warta – Poznań	0,606	0,595	0,152	0,184	0,492	0,497	0,444	0,465
4	Warta – Gorzów Wlkp.	0,576	0,541	0,179	0,243	0,520	0,593	0,427	0,356
5	Oleśnica – Niechmirów	0,576	0,565	0,191	0,217	0,524	0,548	0,466	0,457
6	Widawka – Rogoźno	0,599	0,556	0,210	0,347	0,469	0,456	0,515	0,567
7	Widawka – Podgórze	0,575	0,513	0,159	0,188	0,543	0,469	0,429	0,543
8	Grabia – Grabno	0,591	0,588	0,188	0,157	0,526	0,423	0,448	0,553
9	Ner – Dąbie	0,559	0,617	0,216	0,237	0,555	0,459	0,459	0,599
10	Kiełbaska – Kościelec	0,578	0,595	0,173	0,207	0,536	0,562	0,371	0,382
11	Prosna – Mirków	0,552	0,561	0,207	0,213	0,552	0,536	0,447	0,498
12	Prosna – Bogusław	0,589	0,543	0,175	0,297	0,530	0,467	0,497	0,567
13	Niesób – Kuźnica Skak.	0,626	0,629	0,184	0,281	0,452	0,357	0,595	0,666
14	Ołobok – Ołobok	0,636	0,607	0,197	0,216	0,457	0,408	0,563	0,596
15	Mogilnica – Konojad	0,614	0,526	0,189	0,354	0,479	0,476	0,437	0,461
16	Wełna – Prusce	0,606	0,570	0,162	0,199	0,455	0,467	0,426	0,436
17	Noteć – Pakość	0,622	0,568	0,163	0,202	0,476	0,501	0,447	0,523
18	Noteć – N. Drezdenko	0,541	0,522	0,199	0,153	0,502	0,483	0,467	0,502
19	Pilica – Przedbórz	0,571	0,645	0,198	0,213	0,524	0,448	0,473	0,544
20	Pilica – Spała	0,615	0,599	0,234	0,235	0,443	0,481	0,593	0,575
21	Pilica – N. Miasto	0,599	0,511	0,193	0,313	0,466	0,417	0,504	0,554
22	Pilica – Białobrzegi	0,609	0,511	0,177	0,311	0,501	0,472	0,484	0,468
23	Czarna Malen. – Dąbrowa	0,572	0,595	0,184	0,252	0,490	0,482	0,518	0,596
24	Wolbórka – Zawada	0,535	0,664	0,258	0,295	0,447	0,356	0,593	0,692
25	Drzewiczka – Odrzywół	0,523	0,500	0,239	0,297	0,423	0,408	0,622	0,657
26	Bzura – Sochaczew	0,587	0,604	0,199	0,234	0,532	0,486	0,470	0,454

Tab. 16 cd.

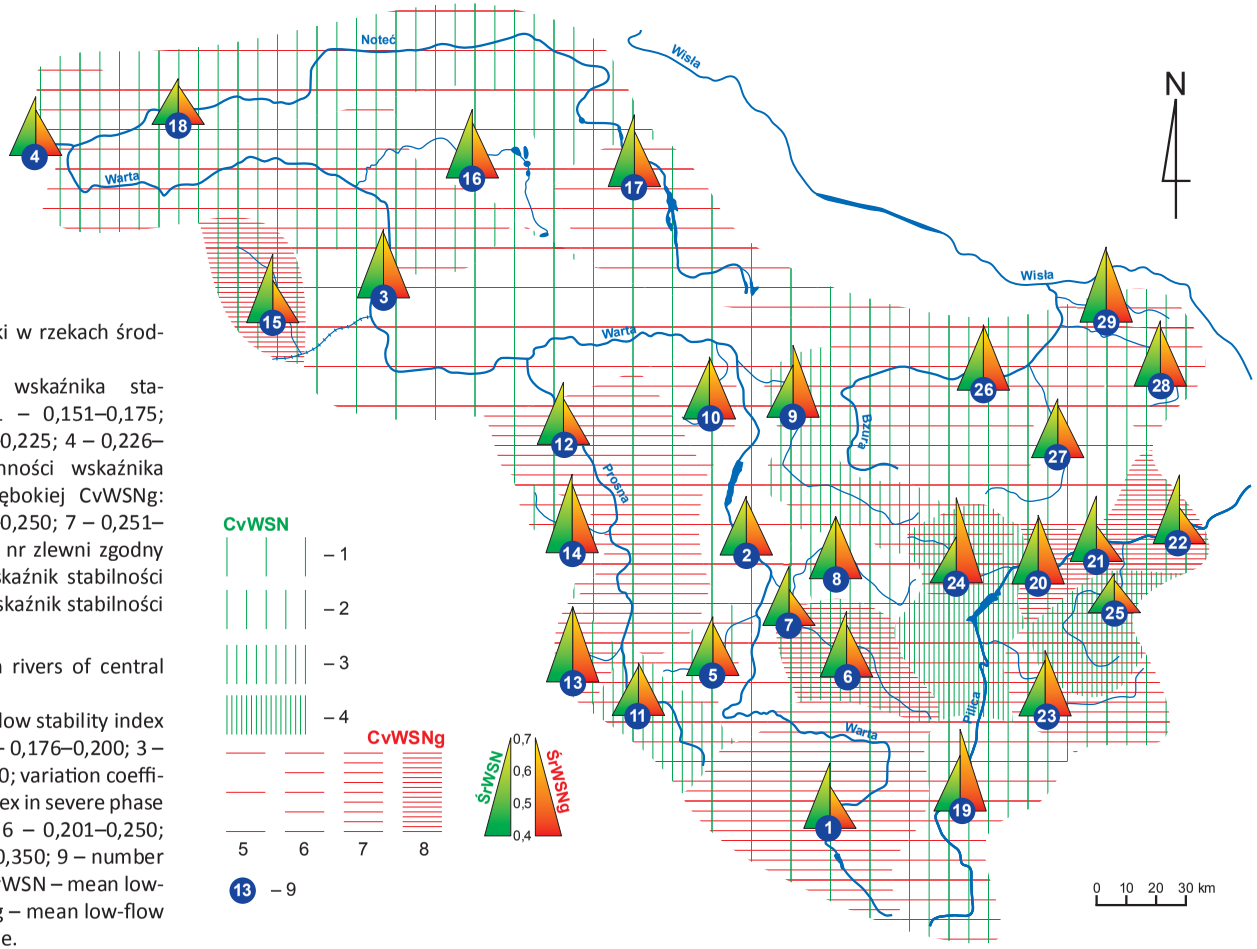
Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	ŚrWSN	ŚrWSNg	CvWSN	CvWSNg	ŚrWP	ŚrWPg	CvWP	CvWPg
27	Rawka – Kęszyce	0,576	0,564	0,195	0,187	0,532	0,531	0,453	0,401
28	Utrata – Krubice	0,597	0,576	0,194	0,203	0,528	0,461	0,437	0,575
29	Łasica – Władysławów	0,632	0,618	0,191	0,230	0,454	0,490	0,509	0,440

ŚrWSN – średni wskaźnik stabilności niżówki; ŚrWSNg – średni wskaźnik stabilności fazy niżówki głębokiej; CvWSN – współczynnik zmienności wskaźnika stabilności niżówki; CvWSNg – współczynnik zmienności wskaźnika stabilności fazy niżówki głębokiej; ŚrWP – średni wskaźnik położenia minimalnego przepływu niżówki; ŚrWPg – średni wskaźnik położenia minimalnego przepływu fazy niżówki głębokiej; CvWP – współczynnik zmienności wskaźnika położenia minimalnego przepływu niżówki; CvWPg – współczynnik zmienności wskaźnika położenia minimalnego przepływu fazy niżówki głębokiej.

ŚrWSN – mean low-flow stability index; ŚrWSNg – mean low-flow stability index in severe phase; CvWSN – variation coefficient of low-flow stability index; CvWSNg – variation coefficient of low-flow stability index in severe phase; ŚrWP – mean index of low-flow minimum discharge position; ŚrWPg – mean index of low-flow minimum discharge position in severe phase; CvWP – variation coefficient of index of low-flow minimum discharge position; CvWPg – variation coefficient of index of low-flow minimum discharge position in severe phase.

wartości ŚrWSNg notuje się we wskazanych wcześniej małych rzekach nizinnych, które wchodząc w fazę niżówki głębokiej, stabilnie drenują zasoby podstawowego zbiornika wód podziemnych o reżimie prostym. Znaczna zmienność przepływów w czasie fazy niżówki głębokiej występuje także w rzekach przepływających przez jeziora oraz w wybranych ciekach systemu Pilicy. W pierwszym przypadku jest to najprawdopodobniej efekt częstego oscylowania przepływu na granicy niżówki płytkiej i głębokiej, co może generować dużą zmienność w obu fazach niżówki (por. rys. 23). W dorzeczu Pilicy niska wartość ŚrWSNg wynika zapewne z szybkiego tempa recesji przepływu w fazie niżówki głębokiej (por. rys. 87), który po osiągnięciu przepływu minimalnego zaczyna niemal od razu szybko rosnąć (por. rys. 94). Kształt fazy niżówki głębokiej na hydrogramie przepływu jest wtedy zbliżony bardziej do trójkąta niż do trapezu.

Wieloletnia zmienność wskaźnika stabilności niżówki nie jest duża. Przeciętny współczynnik zmienności tej charakterystyki w badanej grupie zlewni jest równy 0,19 (rys. 95). Niewielka dyspersja rozkładu sprawiła, iż połowa wartości mieści się w przedziale 0,17–0,20, a wartości skrajne są mało zróżnicowane: 0,26 (Wolbórka) i 0,15 (Warta – Poznań). W fazie niżówki głębokiej omawiany współczynnik jest bardziej niestabilny w wieloleciu (0,23) i wykazuje też większą dyspersję rozkładu. Rozstęp międzykwartylowy zawiera się w przedziale 0,20–0,28, a ekstrema rozkładu zaobserwowano w Mogilnicy (0,35) i Noteci w Nowym Drezdenku (0,15). Zlewnie środkowej i dolnej Pilicy oraz Widawki zaliczyć należy do



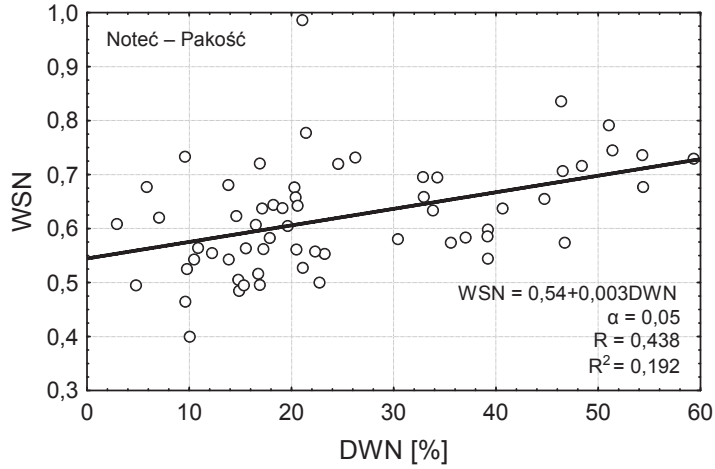
Rys. 96.
Wskaźniki stabilności niżówki w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
Współczynnik zmienności wskaźnika stabilności niżówki CvWSN: 1 – 0,151–0,175; 2 – 0,176–0,200; 3 – 0,201–0,225; 4 – 0,226–0,250; współczynnik zmienności wskaźnika stabilności fazy niżówki głębokiej CvWSNg: 5 – 0,151–0,200; 6 – 0,201–0,250; 7 – 0,251–0,300; 8 – 0,301–0,350; 9 – nr zlewni zgodny z zał. 1; ŚrWSN – średni wskaźnik stabilności niżówki; ŚrWSNg – średni wskaźnik stabilności fazy niżówki głębokiej.

Low-flow stability indices in rivers of central Poland (1951–2002).
Variation coefficient of low-flow stability index CvWSN: 1 – 0,151–0,175; 2 – 0,176–0,200; 3 – 0,201–0,225; 4 – 0,226–0,250; variation coefficient of low-flow stability index in severe phase CvWSNg: 5 – 0,151–0,200; 6 – 0,201–0,250; 7 – 0,251–0,300, 8 – 0,301–0,350; 9 – number of catchment – see app. 1; ŚrWSN – mean low-flow stability index; ŚrWSNg – mean low-flow stability index in severe phase.

obszarów o dużej zmienności wieloletniej obu analizowanych współczynników (rys. 96). W zlewni górnej Warty, Prosny oraz Mogilnicy jedynie niżówki fazy głębokiej są zmienne w wieloleciu. Odwrotna sytuacja ma miejsce na górnej Prośnie i Nerze. Pozostałe tereny cechuje zrównoważona, przeciętna lub wysoka stabilność wieloletnia obu charakterystyk. Warto zauważyć, iż wskazane relacje prowadzą do istotnej delimitacji środkowej Polski pod względem wieloletniej i sezonowej stabilności reżimu przepływów niżówkowych.

W niektórych zlewniach wyraźnie zaznacza się związek pomiędzy wskaźnikiem stabilności niżówki (WSN) a deficytem względnym niżówki (DWN). Wzrost stopnia zdrenowania zasobów niżówkowych pociąga za sobą istotne ustabilizowanie przepływu, wynikające z drenowania głębokich i bardziej zasobnych poziomów wodonośnych (rys. 97). Jednocześnie wzrost deficytu względnego niżówki zmniejsza prawdopodobieństwo przerwania jej przez mało istotny impuls opadowy.

Rzędna i odcięta minimalnego przepływu epizodu niżówkowego ma wpływ na bardzo wiele parametrów związanych z dynamiką rozwoju niżówki, dlatego warto ocenić rolę położenia tego punktu w czasowej strukturze zjawiska. Dobrym estymatorem jego lokalizacji mogą być wskaźniki położenia minimalnego przepływu niżówki – WP i WPg (Tomaszewski 2007b). Oblicza się je poprzez podzielenie



Rys. 97. Zależność regresyjna pomiędzy deficytem względnym niżówki (DWN) i wskaźnikiem stabilności niżówki (WSN) w zlewni Noteci po Pakość.

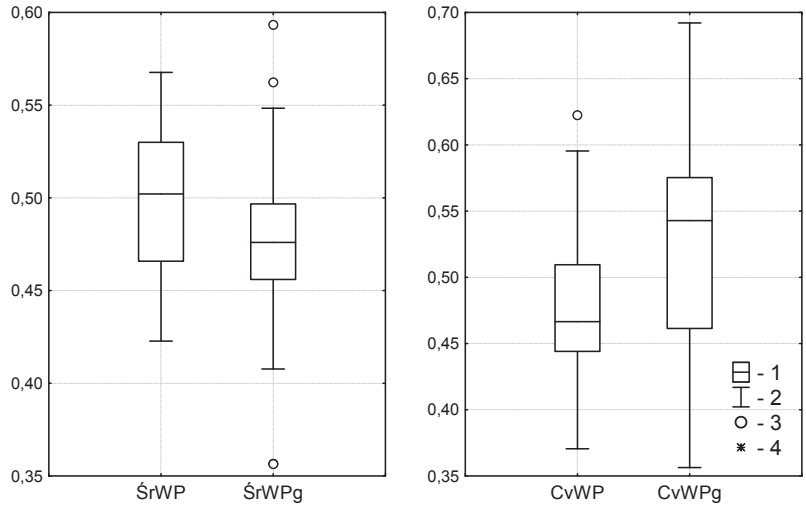
α – poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji; R – współczynnik korelacji liniowej; R^2 – współczynnik determinacji.

Relationship between relative low-flow deficit (DWN) and low-flow stability index (DWN) in the catchment of Noteć river – Pakość.

α – statistical significance level of estimated regression function; R – linear correlation coefficient; R^2 – determination coefficient.

czasu recesji przepływu przez całkowity czas trwania epizodu niżówkowego w danej fazie (wzór 13). Miary te przyjmują wartości z przedziału 0–1. Wynik równy 0,5 oznacza, że minimum przepływu jest położone dokładnie w środku okresu niżówkowego. Wartości niższe od 0,5 wskazują na położenie tego ekstremum bliżej początku niżówki, większe zaś – na jego obecność w drugiej połowie epizodu niżówkowego.

Przeciętna wartość ŚrWP w środkowej Polsce wskazuje, iż minimum niżówki wypada niemal dokładnie w połowie okresu niżówkowego – około 0,5 (rys. 98). Dyspersja rozkładu jest nieznaczna, a jego kształt zbliżony do normalnego. Przedział połowy liczebności obejmuje zakres 0,47–0,53, ekstrema zaś zanotowano w Drzewiczce (0,42) i na Warcie w Sieradzu (0,57). W rozmieszczeniu przestrzennym ŚrWP można zauważyć ogólną prawidłowość polegającą na tym, że rzeki w górnym biegu osiągają minimum niżówki przed środkiem epizodu, w dolnym zaś – po przejściu jego połowy. Oczywiście istnieją wyjątki od tej reguły, które zwykle związane są z istotnym wpływem gospodarki wodnej (Kiełbaska, Ner, Pilica – Spała).

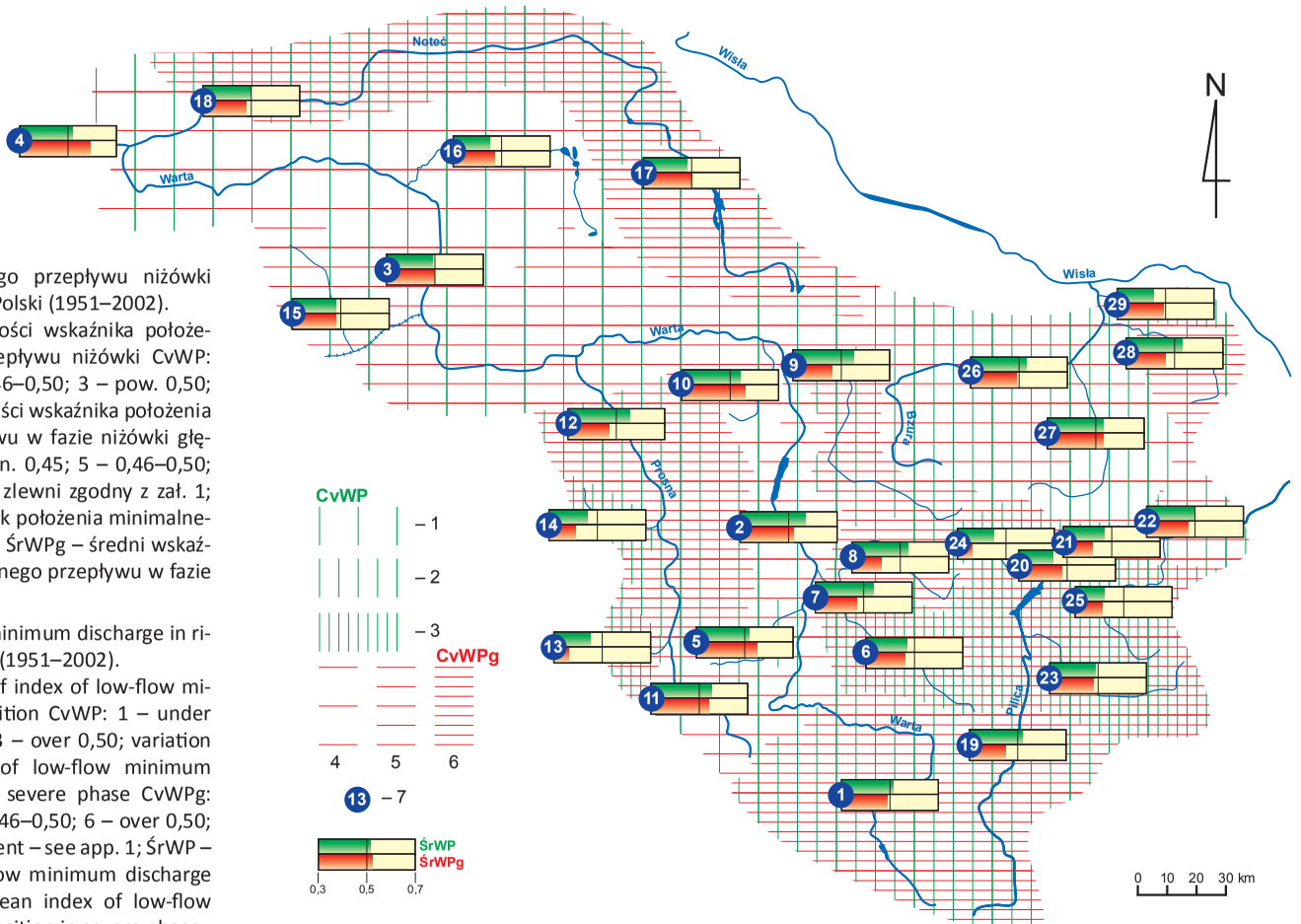


Rys. 98. Zróżnicowanie wskaźnika położenia minimalnego przepływu niżówki w rzekach środkowej Polski.

ŚrWP – średni wskaźnik położenia minimalnego przepływu niżówki; ŚrWPg – średni wskaźnik położenia minimalnego przepływu fazy niżówki głębokiej; CvWP – współczynnik zmienności wskaźnika położenia minimalnego przepływu niżówki; CvWPg – współczynnik zmienności wskaźnika położenia minimalnego przepływu fazy niżówki głębokiej, poz. ozn. jak na rys. 10.

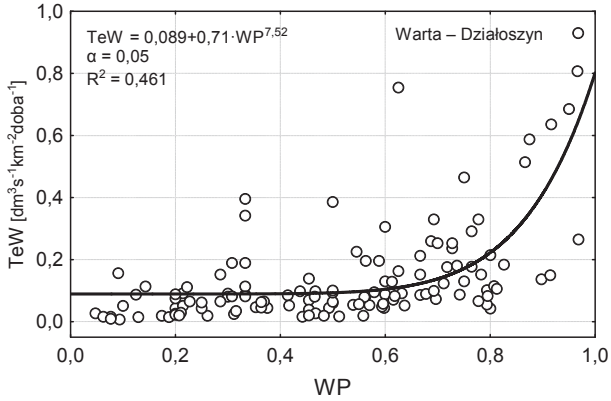
Distribution of low-flow minimum discharge position index in rivers of central Poland.

ŚrWP – mean index of low-flow minimum discharge position; ŚrWPg – mean index of low-flow minimum discharge position in severe phase; CvWP – variation coefficient of index of low-flow minimum discharge position; CvWPg – variation coefficient of index of low-flow minimum discharge position in severe phase, numerals 1–4 – see fig. 10.



Rys. 99.
Położenie minimalnego przepływu niżówki w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
Współczynnik zmienności wskaźnika położenia minimalnego przepływu niżówki CvWP: 1 – pon. 0,45; 2 – 0,46–0,50; 3 – pow. 0,50; współczynnik zmienności wskaźnika położenia minimalnego przepływu w fazie niżówki głębokiej CvWPg: 4 – pon. 0,45; 5 – 0,46–0,50; 6 – pow. 0,50; 7 – nr zlewni zgodny z zał. 1; ŚrWP – średni wskaźnik położenia minimalnego przepływu niżówki; ŚrWPg – średni wskaźnik położenia minimalnego przepływu w fazie niżówki głębokiej.

Position of low-flow minimum discharge in rivers of central Poland (1951–2002).
Variation coefficient of index of low-flow minimum discharge position CvWP: 1 – under 0,45; 2 – 0,46–0,50; 3 – over 0,50; variation coefficient of index of low-flow minimum discharge position in severe phase CvWPg: 4 – under 0,45; 5 – 0,46–0,50; 6 – over 0,50; 7 – number of catchment – see app. 1; ŚrWP – mean index of low-flow minimum discharge position; ŚrWPg – mean index of low-flow minimum discharge position in severe phase.



Rys. 100. Zależność regresyjna pomiędzy wskaźnikiem położenia minimalnego przepływu niżówki (WP) i tempem wzrostu przepływu (TeW) w zlewni Warty po Działoszyn.
α – poziom istotności statystycznej ustalonego równania regresji; R^2 – współczynnik determinacji.

Relationship between index of low-flow minimum discharge position (WP) and low-flow discharge rise rate (TeW) in the catchment of Warta river – Działoszyn.
α – statistical significance level of estimated regression function; R^2 – determination coefficient.

W fazie niżówki głębokiej przeciętny wskaźnik WPg wyniósł prawie 0,48 (rys. 98). Dyspersja rozkładu jest dość duża, lecz głównie z powodu wartości odstających: Niesób, Wolbórka – 0,36, Warta – Gorzów Wielkopolski – 0,59. Znalazła ona też swoje odzwierciedlenie w przestrzennym zróżnicowaniu omawianej charakterystyki (rys. 99). Wyraźnie przed połową niżówki minimum przepływu osiągają rzeki systemu Pilicy oraz dopływy Prosny. Wydaje się, iż uwarunkowania hydrogeologiczne mają tu podstawowe znaczenie. Wartości bliskie 0,5 są typowe dla cieków przepływających przez jeziora i dużych rzek, zaś systemy znajdujące się pod wpływem antropopresji wykazują duże zróżnicowanie tego wskaźnika.

W skali wielolecia wskaźniki położenia minimum przepływu niżówkowego są najmniej zmienne wzdłuż Warty oraz Wełny i Rawki. Największa dynamika występuje w środkowym i dolnym biegu Pilicy, w dopływach Prosny oraz w Widawce. W pozostałych systemach (górna Warta i Pilica, Noteć, Prosna) przeważa zmienność wskaźnika położenia minimum przepływu w fazie niżówki głębokiej. Naszkicowany obraz dynamiki podziału fazowego epizodów niżówkowych wskazuje, że zmiany położenia minimum przepływu zachodzą w obu fazach zazwyczaj synchronicznie. W wielu zlewniach daje się określić, jaki zakres położenia minimum przepływu można uznać za typowy dla reżimu niżówkowego oraz przy jakich wartościach wskaźnika WP dynamika niżówki ma charakter ekstremalny (rys. 100). Na przykład w Warcie po Działoszyn typowe pozycje WP mieszczą się w przedziale 0,05–0,8. Powyżej tej granicy obserwowany jest gwałtowny przyrost tempa wzrostu odpływu niżówkowego, wskazujący na maksymalną możliwą prędkość wychodzenia z epizodu niżówkowego w tej zlewni.

8. RYZYKO ZAGROŻENIA SUSZĄ HYDROLOGICZNĄ

Przepływy niżówkowe pojawiające się w efekcie rozwoju suszy hydrologicznej mogą prowadzić do sytuacji, w której różne działy gospodarki narodowej odnotowywać będą straty wywołane przerostem potrzeb wodnych nad zasobami dyspozycyjnymi w określonym czasie i na określonej przestrzeni. Bez względu na obserwowane trendy zmian wskaźników hydroklimatycznych oraz scenariusze czy projekcje zmian uwilgotnienia obszarowego okresy bardzo suche pojawiały i będą się pojawiać nadal. Warto w tym kontekście zauważyć, że potrzeby wodne rosną wraz z postępem cywilizacyjnym. Zatem dopiero zestawienie tych dwóch tendencji w relacji człowiek – zasoby wodne może przybliżyć dalszy kierunek zmian oraz zachęcić do podejmowania działań ukierunkowanych na optymalne zaspokajanie potrzeb wodnych. Właśnie dlatego, z przyrodniczego i gospodarczego punktu widzenia, konieczna jest ocena bieżącego zagrożenia suszą hydrologiczną, pozwalająca na przygotowywanie planów i strategii łagodzących jej skutki.

Podstawą wyznaczenia estymatorów suszy hydrologicznej była ocena prawdopodobieństwa pojawiania się maksymalnych niedoborów odpływu niżówkowego oraz maksymalnego czasu trwania niżówki. Sposób identyfikacji epizodów niżówkowych wykorzystywanych w ocenie prawdopodobieństwa zdefiniowano w podrozdziale 5.2. Należy dodać, iż w zastosowanej metodzie uwzględniony został postulat Zelenhasic i Salvai (1987), nakazujący odrzucać te epizody, których objętość nie przekracza 0,5% maksymalnej zaobserwowanej niżówki. Do obliczeń wykorzystano program komputerowy „Niżówka 2003" (Jakubowski, Radczuk 2004). Zastosowana procedura bazuje na dyskretno-ciągłym typie rozkładu. Zmienną dyskretną są tu zdarzenia wystąpienia niżówki estymowane rozkładem Poissona i Pascala. Funkcje ciągłe są aproksymowane dla gęstości prawdopodobieństwa niedoborów odpływu i czasu trwania niżówki (rozkłady Gamma, Weibulla, logarytmiczno-normalny, Johnsona, podwójny wykładniczy i uogólniony Pareto). Do testowania zgodności rozkładu rzeczywistego z teoretycznym wykorzystano statystykę $\chi 2$ i kryterium Akaike (rys. 101).

W pierwszym etapie analizy oszacowano maksymalny czas trwania niżówki (TN_{95}) oraz odpowiadający mu niedobór odpływu przy prawdopodobieństwie

Tab. 17. Wybrane estymatory zagrożenia suszą hydrologiczną w zlewniach środkowej Polski (1951–2002)
Selected estimators of hydrological drought risk in catchments of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	TN_{95} dni	TNg_{95} dni	DWN_{95} %	P (ŚrTNx5) –	P (ŚrTNx10) –	P (Qn) –	TN (Qn) dni
1	Warta – Działoszyn	216,1	74,1	29,4	0,950	0,989	0,989	433
2	Warta – Sieradz	246,3	65,5	24,1	0,940	0,983	X	X
3	Warta – Poznań	230,7	66,5	29,4	0,959	0,992	X	X
4	Warta – Gorzów Wlkp.	323,6	71,4	23,3	0,954	0,989	X	X
5	Oleśnica – Niechmirów	282,7	74,7	42,4	0,940	0,984	0,870	159
6	Widawka – Rogoźno	170,0	64,7	47,8	0,976	0,998	0,770	86
7	Widawka – Podgórze	244,4	50,9	28,7	0,940	0,986	X	X
8	Grabia – Grabno	268,0	62,8	33,6	0,954	0,990	0,999	2254
9	Ner – Dąbie	186,9	64,0	37,8	0,940	0,985	0,999	3248
10	Kiełbaska – Kościelec	261,8	88,8	59,6	0,950	0,984	0,500	35
11	Prosna – Mirków	160,6	41,3	35,2	0,940	0,986	0,999	1226
12	Prosna – Bogusław	248,6	64,4	32,4	0,940	0,985	X	X
13	Niesób – Kuźnica Skak.	203,9	86,7	64,5	0,985	0,995	0,700	89
14	Ołobok – Ołobok	240,4	84,3	68,1	0,973	0,997	0,730	97
15	Mogilnica – Konojad	223,4	64,0	55,2	0,993	X	0,510	60
16	Wełna – Prusce	226,7	78,3	55,8	X	X	0,820	171
17	Noteć – Pakość	269,5	80,2	50,9	0,995	X	0,870	186
18	Noteć – N. Drezdenko	207,9	74,1	24,8	0,977	0,998	0,996	442
19	Pilica – Przedbórz	184,7	50,5	40,4	0,951	0,991	0,963	211
20	Pilica – Spała	199,8	54,3	28,8	0,957	0,997	0,976	255
21	Pilica – N. Miasto	188,4	52,2	34,9	0,960	0,998	0,950	188
22	Pilica – Białobrzegi	186,9	60,7	25,1	0,963	0,995	X	X
23	Czarna Malen. – Dąbrowa	201,5	43,1	25,7	0,920	0,980	X	X
24	Wolbórka – Zawada	140,7	49,4	41,4	0,950	0,991	0,930	122
25	Drzewiczka – Odrzywół	158,9	34,9	27,5	0,930	0,982	X	X
26	Bzura – Sochaczew	192,0	57,4	35,1	0,951	0,991	X	X

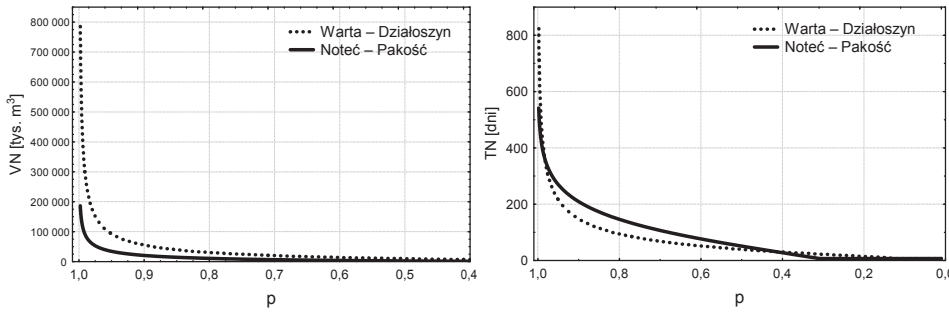
Tab. 17 cd.

Nr	Rzeka – wod. River – wat.-g.	TN_{95} dni	TNg_{95} dni	DWN_{95} %	P (ŚrTNx5) –	P (ŚrTNx10) –	P (Qn) –	TN (Qn) dni
27	Rawka – Kęszyce	190,3	44,4	22,6	0,950	0,989	X	X
28	Utrata – Krubice	165,7	70,4	56,8	X	X	0,770	108
29	Łasica – Władysławów	186,4	81,4	61,4	X	X	0,650	106

TN_{95} – czas trwania niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 0,95; TNg_{95} – czas trwania fazy głębokiej niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 0,95; DWN_{95} – względny deficyt niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 0,95; P (ŚrTNx5) – prawdopodobieństwo nieprzekroczenia pięciokrotnego czasu niżówki średniej; P (ŚrTNx10) – prawdopodobieństwo nieprzekroczenia dziesięciokrotnego czasu niżówki średniej; P (Qn) – prawdopodobieństwo nienaruszenia przez dobowy niedobór odpływu zasobów zdefiniowanych rzędną przepływu nienaruszalnego; TN (Qn) – czas potrzebny do zajścia zdarzenia P (Qn); X – estymowany rozkład prawdopodobieństwa nie osiąga zadanego parametru przy p = 0,9999.

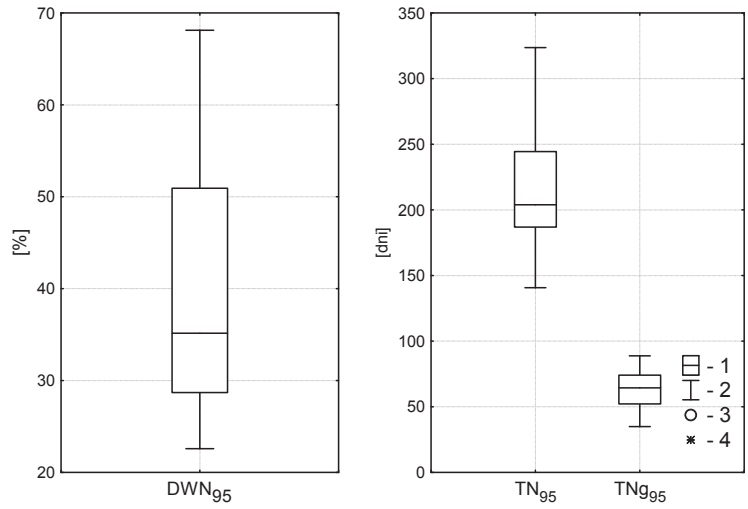
TN_{95} – low-flow duration with 0.95 probability of non-exceedance; TNg_{95} – low-flow duration in severe phase with 0.95 probability of non-exceedance; DWN_{95} – low-flow relative deficit with 0.95 probability of non-exceedance; P (ŚrTNx5) – probability of non-exceedance of 5 times lengthening of average low-flow duration; P (ŚrTNx10) – probability of non-exceedance of 10 times lengthening of average low-flow duration; P (Qn) – probability of non-achieving of water resources below hands-off discharge level by daily streamflow deficit; TN (Qn) – time necessary to P (Qn) event occurrence; X – estimated probability distribution does not achieve expected parameter with p = 0.9999.

nieprzekroczenia 95% – VN_{95} (tab. 17). Zastosowany poziom prawdopodobieństwa (95%) jest uznawany za estymator wiarygodnej, ekstremalnej suszy hydrologicznej i służy do waloryzacji jej indykatorów (Tokarczyk 2010). W celu zapewnienia porównywalności wyników, oszacowaną objętość niedoboru odpływu przekształcono do postaci względnego deficytu niżówki DWN_{95} (wzór 4). Deficyt ten w badanej próbce



Rys. 101. Przykłady rozkładu prawdopodobieństwa maksymalnej objętości niżówki (VN) i maksymalnego czasu jej trwania (TN).
p – prawdopodobieństwo nieprzekroczenia.

Examples of probability distribution of maximum low-flow volume (VN) and its maximum duration (TN).
p – probability of non-exceedance.

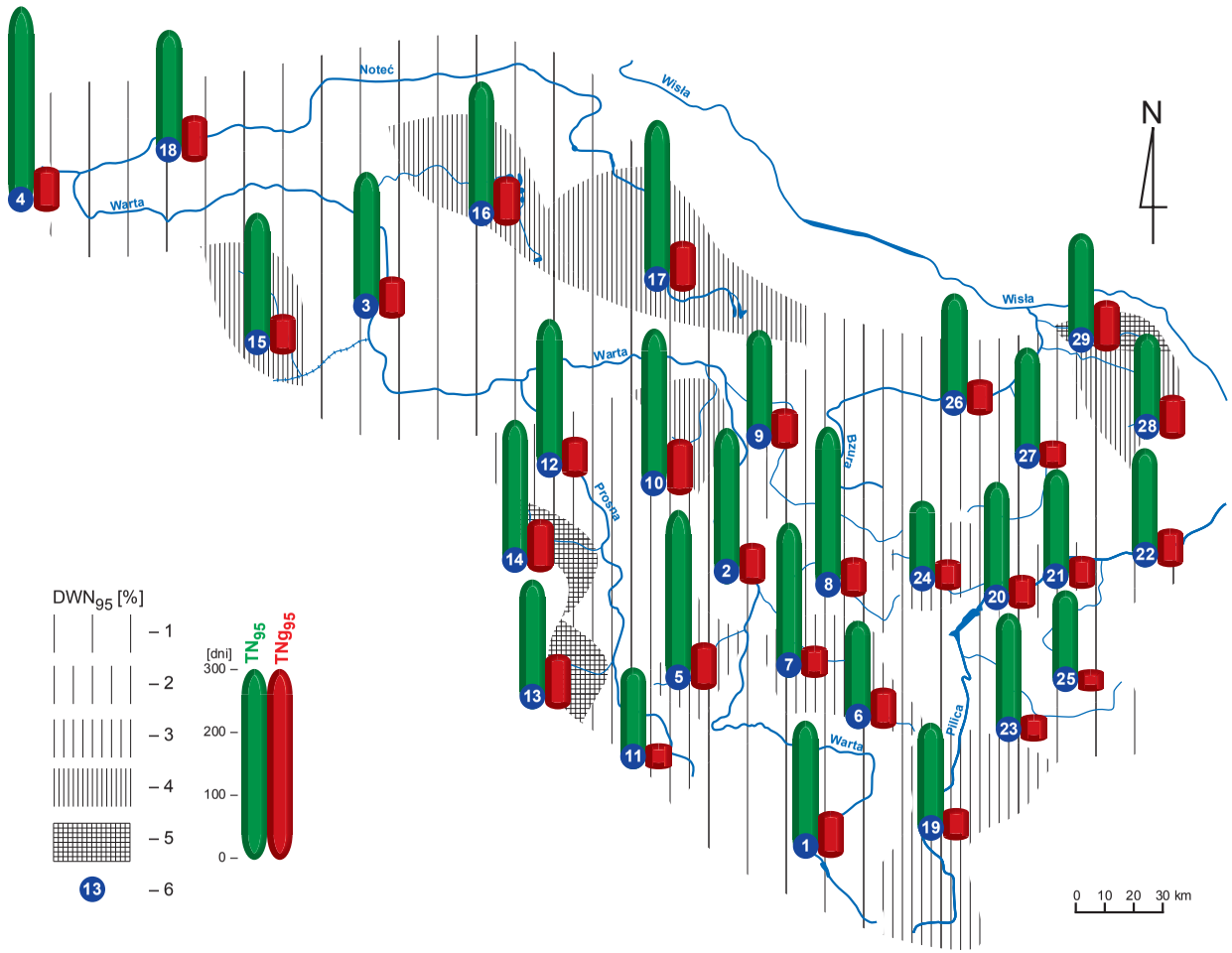


Rys. 102. Zróżnicowanie estymatorów zagrożenia suszą hydrologiczną w środkowej Polsce.
DWN_{95} – względny deficyt niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 0,95; TN_{95} – czas trwania niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 0,95; TNg_{95} – czas trwania fazy niżówki głębokiej o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 0,95; poz. ozn. jak na rys. 10.

Distribution of hydrological drought risk estimators in rivers of central Poland.
DWN_{95} – low-flow relative deficit with 0.95 probability of non-exceedance; TN_{95} – low-flow duration with 0.95 probability of non-exceedance; TNg_{95} – low-flow duration in severe phase with 0.95 probability of non-exceedance; numerals 1–4 – see fig. 10.

zlewni osiągnął przeciętną wartość równą 35,1% (rys. 102). Dyspersja uzyskanych wyników jest znaczna, gdyż rozstęp międzykwartylowy zawierał się w przedziale 28,7–50,9%, a maksima rozkładu wystąpiły w Rawce (22,6%) i Ołoboku (68,1%).

Najsilniejszą reakcję na surową suszę hydrologiczną (o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95%) wykazują małe zlewnie nizinne, których zasoby niżówkowe mogą zostać zredukowane nawet o 70% (rys. 103). Jest to oczywiście uwarunkowane niewielką zasobnością i dobrym zdrenowaniem zbiorników wód podziemnych strefy aktywnej wymiany tych zlewni, przy braku innych aktywnych źródeł alimentacji w tej fazie reżimu własnego (Niesób, Ołobok, Łasica). Ponadto, istotne braki zasobów wodnych będą odczuwane we wszystkich zlewniach jeziornych, gdyż względny deficyt odpływu niżówkowego wyniesie tam od 50 do 60%. Warto zauważyć, iż buforująca rola jezior przepływowych w warunkach surowej suszy hydrologicznej nie jest w stanie zapobiegać istotnemu sczerpywaniu rezerw wodnych zlewni. Niedobory nieco wyższe od przeciętnej pojawią się głównie w zlewni górnej Pilicy i będą związane z wysokim tempem recesji przepływu, które szybko doprowadza do fazy niżówki głębokiej (por. rys. 86, 87). Najbardziej odporne na zdrenowanie zasobów niżówkowych są duże rzeki: Warta, dolna Noteć, dolna Pilica. Dzięki znacznej objętości zasobów zgromadzonych w ich zlewniach względne deficyty niżówkowe nie przekraczają tam 30%.



Rys. 103.
Zagrożenie suszą hydrologiczną w środkowej Polsce (1951–2002).
Względny deficyt niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95% DWN_{95} [%]: 1 – 21–30; 2 – 31–40; 3 – 41–50; 4 – 51–60; 5 – 61–70; 6 – nr zlewni zgodny z zał. 1; TN_{95} – czas trwania niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95%; TNg_{95} – czas trwania fazy niżówki głębokiej o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95%.

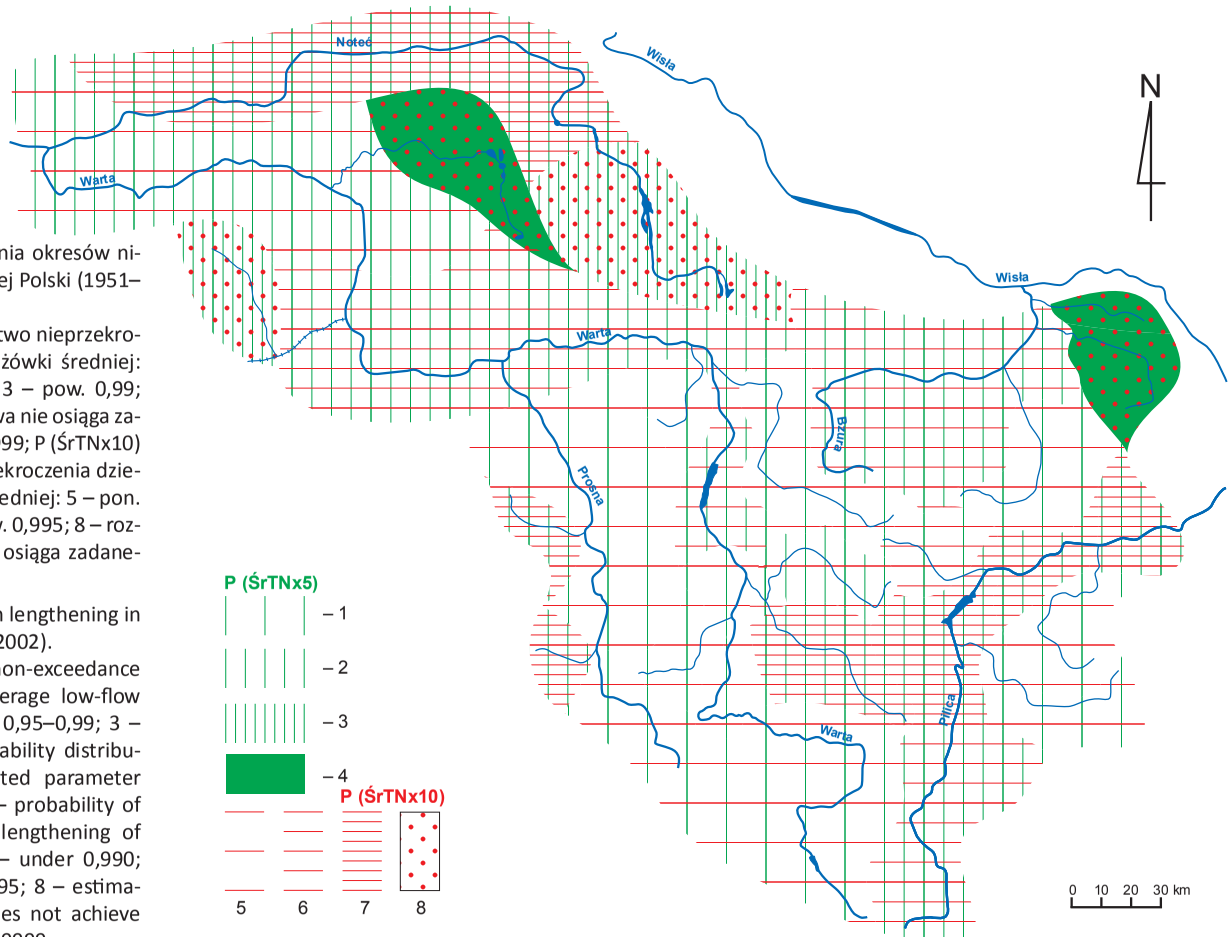
Risk of hydrological drought in central Poland (1951–2002).
Low-flow duration with 0.95 probability of non-exceedance DWN_{95} [%]: 1 – 21–30; 2 – 31–40; 3 – 41–50; 4 – 51–60; 5 – 61–70; 6 – number of catchment – see app. 1; TN_{95} – low-flow duration with 0.95 probability of non-exceedance; TNg_{95} – low-flow duration in severe phase with 0.95 probability of non-exceedance.

Średni czas trwania niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95% wynosi w rzekach środkowej Polski przeciętnie nieco ponad 200 dni (rys. 102). W połowie badanych przypadków parametr ten waha się w granicach 187–244 dni. Wartości ekstremalne zanotowano w Wolbórce (141 dni) oraz na Warcie w Gorzowie Wielkopolskim (324 dni). Przestrzenne zróżnicowanie tej charakterystyki nawiązuje w znacznym stopniu do struktury strefy aktywnej wymiany oraz stopnia retencyjności zlewni (rys. 103). W zlewniach systemu Pilicy oraz górnej Prosny i Warty ekstremalna wiarygodna niżówka nie powinna przekroczyć 200 dni. W rzekach, których reżim jest kształtowany w warunkach silnej antropopresji, długości estymowanych niżówek są zróżnicowane. Najdłuższe niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95% będą występować na Nizinie Wielkopolskiej, a maksymalnej wartości TN_{95} można oczekiwać w ujściu Warty – 323 dni.

Czas trwania fazy głębokiej niżówki o prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 95% jest zdecydowanie krótszy i wynosi przeciętnie 64 dni (rys. 102). Dyspersja rozkładu jest bardzo mała, a ekstrema zanotowano w Kiełbasce (89 dni) i Drzewiczce (35 dni). Przestrzenny rozkład tej charakterystyki nawiązuje istotnie do maksymalnego czasu trwania niżówki całkowitej (rys. 103). Różnice pomiędzy zlewniami wynikają przede wszystkim z zasobności poziomów wodonośnych oraz z tempa ich odnawialności. Wskutek tego maksymalny prawdopodobny (95%) czas trwania fazy niżówki głębokiej w dużych rzekach zaczyna być porównywalny ze swoimi odpowiednikami obliczonymi dla cieków małych.

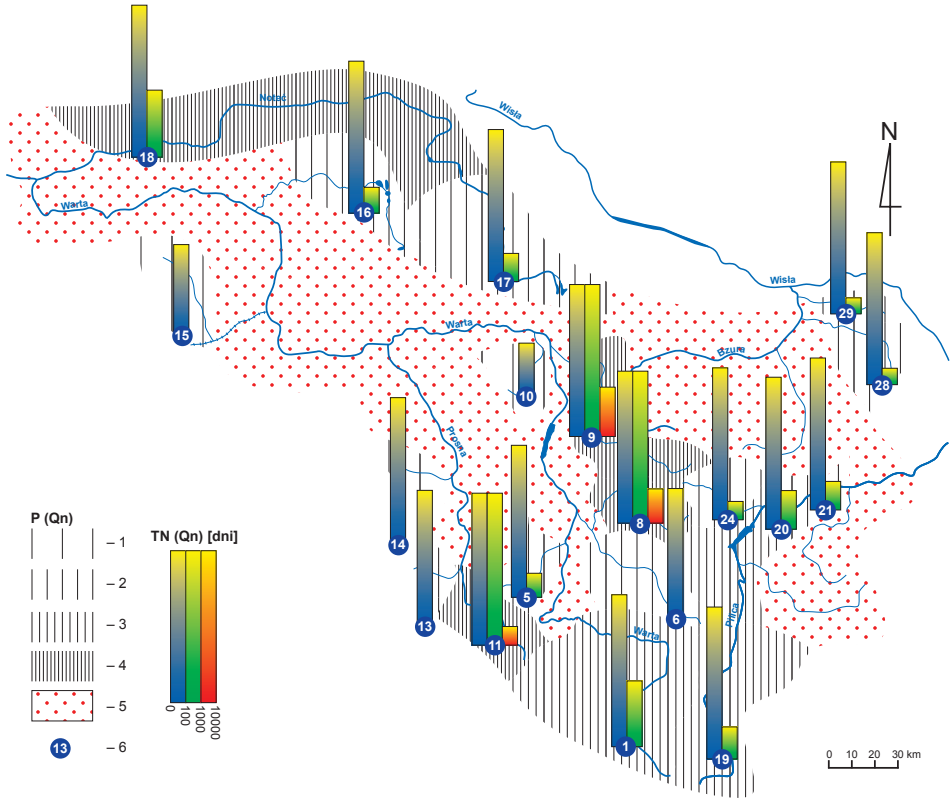
Długość niżówki o zadanym prawdopodobieństwie nieprzekroczenia wyrażona w jednostkach bezwzględnych (dniach) jest bardzo cennym źródłem informacji dla potrzeb gospodarki wodnej. Jednak z punktu widzenia właściwości reżimu przepływów niżówkowych równie istotna jest informacja o tym, jaki stopień odchylenia (ekstremalności) od stanu przeciętnego reprezentują szczególnie długie epizody niżówkowe. Można to ocenić, szacując prawdopodobieństwo, przy którym maksymalna niżówka nie będzie dłuższa od zadanej krotności długości niżówki średniej. Do dalszych badań wybrano dwie wartości progowe odpowiadające 5- i 10-krotnej niżówce średniej (tab. 17).

Prawdopodobieństwo, że maksymalna niżówka nie będzie 5-krotnie dłuższa od przeciętnej, zmienia się w środkowej Polsce od 92% do 99,5% (rys. 104). Największe szanse zajścia takiego zdarzenia pojawiają się w górnej Warcie, Prośnie, Rawce oraz kilku dopływach Pilicy. Reżim tych rzek wykazuje dużą elastyczność i odporność na szybkie sczerpywanie zasobów niżówkowych. Na przeważającej części badanego obszaru analizowane prawdopodobieństwo mieści się w przedziale 95,1–99,0%. Szczególnie rzadko do tej progowej długości dochodzi w zlewniach jeziornych ($p > 99\%$). Natomiast w Wełnie i dopływach Bzury rozkłady prawdopodobieństwa czasu trwania niżówek maksymalnych w ogóle nie osiągają takich długości, co oznacza, że w rzekach tych nawet przeciętna niżówka jest już rezultatem dużego obciążenia potencjału niżówkowego zlewni.



Rys. 104.
Prawdopodobieństwo wydłużania okresów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
P (ŚrTNx5) – prawdopodobieństwo nieprzekroczenia pięciokrotnego czasu niżówki średniej: 1 – pon. 0,95; 2 – 0,95–0,99; 3 – pow. 0,99; 4 – rozkład prawdopodobieństwa nie osiąga zadanego parametru przy p = 0,9999; P (ŚrTNx10) – prawdopodobieństwo nieprzekroczenia dziesięciokrotnego czasu niżówki średniej: 5 – pon. 0,990; 6 – 0,990–0,995; 7 – pow. 0,995; 8 – rozkład prawdopodobieństwa nie osiąga zadanego parametru przy p = 0,9999.

Probability of low-flow duration lengthening in rivers of central Poland (1951–2002).
P (ŚrTNx5) – probability of non-exceedance of 5 times lengthening of average low-flow duration: 1 – under 0,95; 2 – 0,95–0,99; 3 – over 0,99; 4 – estimated probability distribution does not achieve expected parameter with p = 0.9999; P (ŚrTNx10) – probability of non-exceedance of 10 times lengthening of average low-flow duration: 5 – under 0,990; 6 – 0,990–0,995; 7 – over 0,995; 8 – estimated probability distribution does not achieve expected parameter with p = 0.9999.



Rys. 105. Prawdopodobieństwo zagrożenia zasobów nienaruszalnych w rzekach środkowej Polski (1951–2002).

Prawdopodobieństwo nienaruszenia przez dobowy niedobór odpływu zasobów zdefiniowanych rzędną przepływu nienaruszalnego P (Qn): 1 – 0,50–0,75; 2 – 0,76–0,95; 3 – 0,96–0,99; 4 – pow. 0,99; 5 – rozkład prawdopodobieństwa nie osiąga zadanego parametru przy p = 0,9999; 6 – nr zlewni zgodny z zał. 1; TN (Qn) – czas potrzebny do zajścia zdarzenia P (Qn).

Probability of hands-off resources risk in rivers of central Poland (1951–2002).

Probability of non-achieving of water resources below hands-off discharge level by daily streamflow deficit P (Qn): 1 – 0,50–0,75; 2 – 0,76–0,95; 3 – 0,96–0,99; 4 – over 0,99; 5 – estimated probability distribution does not achieve expected parameter with p = 0.9999; 6 – number of catchment – see app. 1; TN (Qn) – time necessary to P (Qn) event occurrence.

Jeśli zwiększyć długość graniczną do wartości 10-krotnej niżówki średniej, to do grupy „wyłączonych" dodana zostanie reszta rzek przepływających przez jeziora. Prawdopodobieństwa zdarzeń przy tak surowym kryterium zawierają się już w bardzo wąskim przedziale 98,0–99,8%. Można zatem stwierdzić, że taka skala wydłużenia okresu niżówkowego winna być zaliczona do zdarzeń niezmiernie rzadkich (prawie raz na 100 lat). Jeśli spojrzeć kompleksowo na mapę przedstawiającą zróżnicowanie przestrzenne prawdopodobieństwa analizowanych epizodów (rys. 104), to obszary z „szeroką i równą kratką" (szrafy 1 i 2 oraz 5 i 6)

wskazywać będą na zlewnie, w których występowanie długotrwałych susz hydrologicznych jest jedną z typowych cech reżimu przepływów niżówkowych. „Zagęszczanie kratki" oznaczać będzie, że systemy rzeczne są coraz mniej przystosowane do niżówek ekstremalnych, a ich pojawianie się będzie wywoływać bardzo poważną destrukcję zasobów niżówkowych.

Ocena zasobów dyspozycyjnych wymaga przeważnie określenia przepływu nienaruszalnego, właściwego dla danego odcinka rzeki. Definiuje się go jako pewną ilość wody, która musi być pozostawiona w korycie ze względów biologicznych, sanitarnych, krajobrazowych i innych (Mikulski 1998). Interesujące jest zatem, w jakim stopniu zasoby te są narażone na sczerpywanie w warunkach suszy hydrologicznej. Rzędne przepływu nienaruszalnego w poszczególnych przekrojach wodowskazowych zostały obliczone na podstawie kryterium hydrobiologicznego zaproponowanego przez Kostrzewę (1977). Następnie oszacowano prawdopodobieństwo, przy którym dobowy niedobór odpływu przekroczy granicę zasobów nienaruszalnych – P (Qn) (tab. 17). Mając na uwadze kierunek oceny prawdopodobieństwa, właściwa nazwa skonstruowanego estymatora odnosi się do prawdopodobieństwa nienaruszenia zasobów nienaruszalnych (*sic!*) (rys. 105).

Szczególnie wysokim ryzykiem sczerpania zasobów nienaruszalnych w czasie niżówki obarczone są rzeki przepływające przez jeziora oraz kilka małych cieków nizinnych. Prawdopodobieństwo realizacji takiego zdarzenia nie przekracza dla nich 95%, ale w niektórych przypadkach może zdarzać się raz na 2 lata (p = 50%). Nieco mniejsze ryzyko sczerpywania Qn charakterystyczne jest dla górnej Warty oraz górnej i środkowej Pilicy (0,95–0,99). W zlewniach dotkniętych antropopresją P (Qn) są bardzo zróżnicowane, głównie z uwagi na fakt, iż krzywe prawdopodobieństwa są tu formowane przy udziale antropopresji. Warto jednak zauważyć, że na znacznym obszarze (10 zlewni) aproksymowane rozkłady prawdopodobieństwa nie osiągają rzędnych zasobów nienaruszalnych przy p = 0,9999.

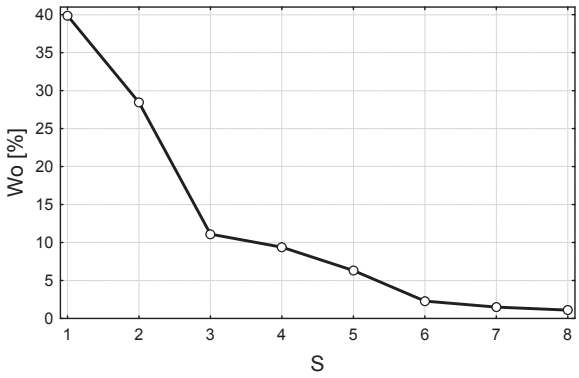
Kontynuując zastosowaną procedurę, oceniono również czas potrzebny do zajścia zdarzenia polegającego na rozpoczęciu drenowania zasobów nienaruszalnych (rys. 105, tab. 17). Warto zauważyć, iż charakterystyka ta [TN (Qn)] zmienia się w badanej grupie zlewni o dwa rzędy wielkości. Dopływy Prosny oraz Mogilnica mogą osiągnąć deficyt odpływu wkraczający w strefę zasobów nienaruszalnych w czasie krótszym niż 100 dni od rozpoczęcia niżówki. W większości pozostałych rzek czas ten może dochodzić do 255 dni, co oznacza, że do przekroczenia rzędnej przepływu nienaruszalnego potrzebna będzie wiarygodna niżówka ekstremalna (p = 95%) (por. rys. 103). Nieco ponad 400 dni potrzebne jest do rozpoczęcia drenowania zasobów nienaruszalnych w górnej Warcie i dolnej Noteci. Natomiast w zlewni Grabi, Neru i Prosny po Mirków zasoby nienaruszalne będą sczerpywane dopiero po 3–9 latach od rozpoczęcia niżówki (*sic!*). Liczby te należy uznać za czysto teoretyczne, lecz wskazują one, iż omawiane systemy kwalifikują się do grupy zlewni odpornych na sczerpywanie zasobów nienaruszalnych.

9. TYPY REŻIMU ODPŁYWU NIŻÓWKOWEGO NA OBSZARZE ŚRODKOWEJ POLSKI

9.1. Uwagi wstępne

Zidentyfikowane w poprzednich rozdziałach wieloletnie i sezonowe cechy zmienności przepływów niżówkowych oraz charakterystyki niżówek występowały z różnym natężeniem w różnych częściach badanego obszaru. Warto zatem dokonać waloryzacji analizowanych zmiennych, aby zidentyfikować te, które mają najistotniejszy wpływ na kształtowanie reżimu niżówkowego i odgrywają najważniejszą rolę w procesie różnicowania zlewni. W tym celu zastosowano metodę analizy czynnikowej oraz metody klasyfikacyjne wywodzące się z analiz wielowymiarowych.

W pierwszym etapie procedury zaaplikowano metodę składowych głównych (Parysek 1982). Przykłady jej zastosowania w badaniach hydrologicznych można znaleźć w licznych pracach, m.in. Gutry-Koryckiej (1984), Rotnickiej (1988), Jokiela (1994), Wrzesińskiego (1999) czy Tomalskiego (2011). W metodzie tej oryginalne zmienne wejściowe zostają przekształcone w nowe, nieskorelowane zmienne zwane składowymi głównymi. Bardzo duże znaczenie ma w tym wypadku dobór odpowiedniego zbioru zmiennych pierwotnych. Należy zadbać o to, aby odzwierciedlały one możliwie pełne spektrum zmienności i sposobów funkcjonowania opisywanego systemu, a wnoszone przez nie ładunki informacji nie pokrywały się ze sobą. W niniejszej pracy przyjęto, iż analizy zostaną przeprowadzone oddzielnie dla zmienności wieloletniej i sezonowej. Dzięki temu możliwe będzie wyraźne wskazanie cech dynamiki w obu dziedzinach reżimu niżówkowego. Na ich podstawie zostanie ocenione zjawisko koherencji w obu grupach zidentyfikowanych klas typologicznych. Wstępne przygotowanie oryginalnych zmiennych polegało na ułożeniu ich w macierz korelacyjną i odrzuceniu tych, które wykazują istotną współzmienność statystyczną z innymi charakterystykami. W podzbiorach miar charakteryzujących się wysokimi współczynnikami korelacji pozostawiano tylko te zmienne, które były identyfikowane bezpośrednio lub w niewielkim stopniu przekształcane. W efekcie, do analizy zmienności wieloletniej wytypowano:

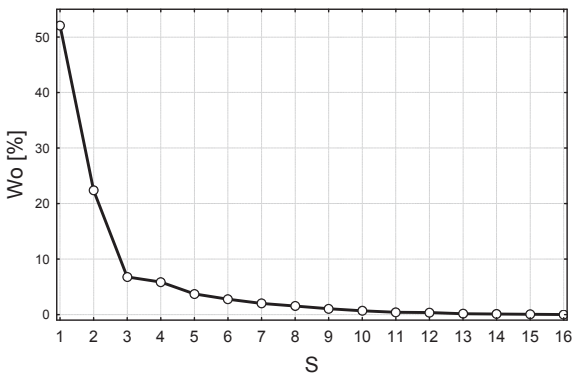


Rys. 106. Udział wariancji ogólnej wnoszonej przez kolejne składowe główne w grupie estymatorów wieloletniej dynamiki reżimu niżówkowego.
S – numer składowej głównej; Wo – udział w wariancji ogólnej.

Share of total variance contributed by successive power components in the group of estimators of multiannual dynamics of low-flow regime.
S – number of power component; Wo – share of total variance.

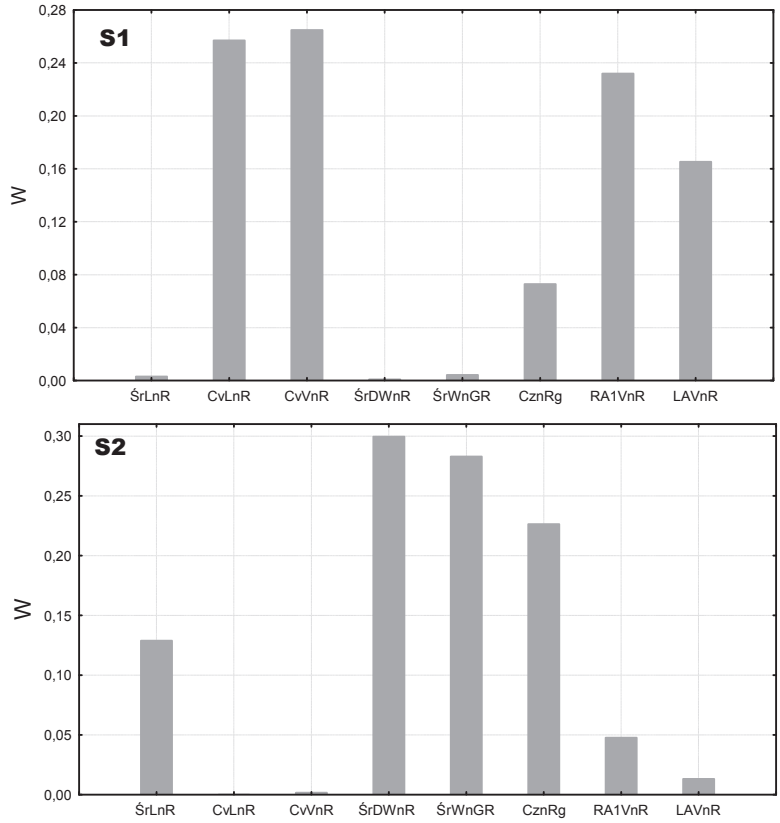
ŚrLnR, CvLnR, ŚrDWnR, CvVnR, ŚrWnGR, CznRg, RA1VnR, LAVnR. Przy analizie zmienności sezonowej uwzględniono zaś następujące charakterystyki: CvHnZ, CvHnL, ŚrDWnZ, ŚrDWnL, ŚrSWNL, IS, CvIS, WPK, ZmWPK, RA1VnM, LAVnM, ŚrWnGZ, ŚrWnGL, CznZg, CznLg, ŚrSWNLg. Objaśnienia i definicje zmiennych zawiera rozdział 5.

W celu zachowania porównywalności zmiennych wejściowych zostały one wystandaryzowane. Następnie utworzono z nich macierz kowariancji i obliczono składowe główne. Uwzględniając wielkości pierwiastków charakterystycznych, dokonano oceny udziału wariancji ogólnej kolejnych składowych. W odniesieniu do dynamiki wieloletniej dwie pierwsze składowe główne wyjaśniają 68,3% wariancji ogólnej uwzględnionych cech oryginalnych (rys. 106). Trzecia składowa główna wyjaśnia kolejne 10% zmienności, jednak przyrost wnoszonego przez nią ładunku informacji w stosunku do dwóch pierwszych składowych jest niewielki. Podobny układ wystąpił przy dynamice sezonowej (rys. 107). Dwie pierwsze składowe główne wyjaśniają 74,4% ogólnej wariancji, trzecia zaś nieco ponad 6%. W obu przedstawionych przypadkach postanowiono ograniczyć dalsze analizy do



Rys. 107. Udział wariancji ogólnej wnoszonej przez kolejne składowe główne w grupie estymatorów sezonowej dynamiki reżimu niżówkowego.
S – numer składowej głównej; Wo – udział w wariancji ogólnej.

Share of total variance contributed by successive power components in the group of estimators of seasonal dynamics of low-flow regime.
S – number of power component; Wo – share of total variance.

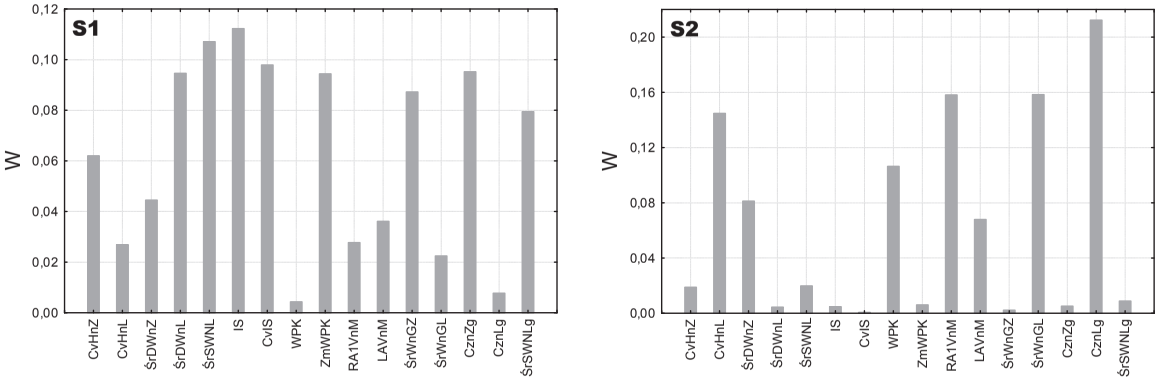


Rys. 108. Wkład poszczególnych zmiennych oryginalnych do wariancji osi czynnikowej w grupie estymatorów wieloletniej dynamiki reżimu niżówkowego.

S1 – pierwsza składowa główna; S2 – druga składowa główna; W – wkład zmiennej do wariancji osi czynnikowej, ŚrLnR – średnia roczna liczba dni z przepływem niżówkowym; CvLnR – współczynnik zmienności rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym; CvVnR – współczynnik zmienności rocznych objętości niedoborów odpływu niżówkowego; ŚrDWnR – średni roczny deficyt względny odpływu niżówkowego; ŚrWnGR – średni roczny współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej; CznRg – roczna częstotliwość pojawiania się niedoborów odpływu w fazie niżówki głębokiej; RA1VnR – pierwszy współczynnik autokorelacji w rocznych szeregach niedoborów odpływu niżówkowego; LAVnR – liczba efektywnych współczynników autokorelacji w rocznych szeregach niedoborów odpływu niżówkowego.

Share of particular original variables in variance of multiple factor axis in the group of estimators of multiannual dynamics of low-flow regime.

S1 – first power component; S2 – second power component; W – share of variable in variance of multiple factor axis; ŚrLnR – mean annual number of days with low flow; CvLnR – variation coefficient of annual number of days with low flow; CvVnR – variation coefficient of annual drouhgt streamflow deficit volume; ŚrDWnR – mean annual relative drought streamflow deficit; ŚrWnGR – mean annual coefficient of drought streamflow deficit in severe phase; CznRg – annual frequency of severe phase low flows occurrence; RA1VnR – first autocorrelation coefficient of annual drought streamflow deficits; LAVnR – number of effective autocorrelation coefficients of annual drought streamflow deficit in consecutive lags.



Rys. 109. Wkład poszczególnych zmiennych oryginalnych do wariancji osi czynnikowej w grupie estymatorów sezonowej dynamiki reżimu niżówkowego.

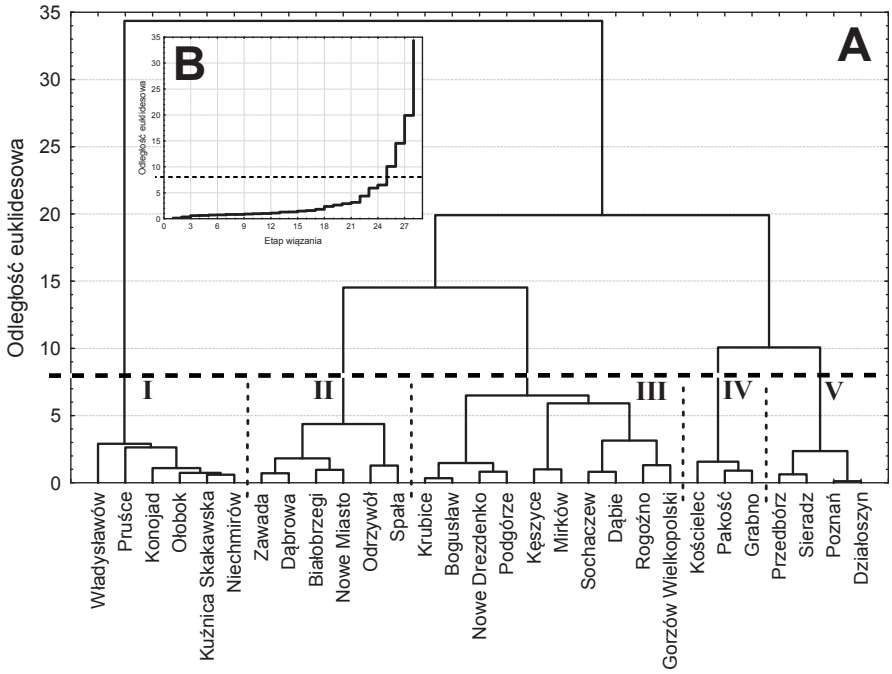
S1 – pierwsza składowa główna; S2 – druga składowa główna; W – wkład zmiennej do wariancji osi czynnikowej; CvHnZ – współczynnik zmienności wskaźnika niedoboru odpływu półrocza zimowego; CvHnL – współczynnik zmienności wskaźnika niedoboru odpływu półrocza letniego; ŚrDWnZ – średni deficyt względny odpływu niżówkowego w półroczu zimowym; ŚrDWnL – średni deficyt względny niedoboru odpływu w półroczu letnim; ŚrSWNL – średni sezonowy współczynnik niedoboru odpływu półrocza letniego; IS – indeks sezonowości suszy hydrologicznej; CvIS – współczynnik zmienności indeksu sezonowości suszy hydrologicznej; WPK – wskaźnik pory koncentracji suszy hydrologicznej; ZmWPK – wskaźnik średniej zmiany pory koncentracji suszy hydrologicznej z roku na rok; RA1VnM – pierwszy współczynnik autokorelacji w miesięcznych szeregach niedoborów odpływu niżówkowego; LAVnM – liczba efektywnych współczynników autokorelacji w miesięcznych szeregach niedoborów odpływu niżówkowego w kolejnych przesunięciach; ŚrWnGZ – średni współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej półrocza zimowego; ŚrWnGL – średni współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej półrocza letniego; CznZg – częstotliwość pojawiania się niedoborów odpływu w fazie niżówki głębokiej w półroczu zimowym; CznLg – częstotliwość pojawiania się niedoborów odpływu w fazie niżówki głębokiej w półroczu letnim; ŚrSWNLg – średni sezonowy współczynnik niedoboru odpływu półrocza letniego w fazie niżówki głębokiej.

Share of particular original variables in variance of multiple factor axis in the group of estimators of seasonal dynamics of low-flow regime.

S1 – first power component; S2 – second power component; W – share of variable in variance of multiple factor axis; CvHnZ – variation coefficient of depth of drought streamflow deficit in winter half-year; CvHnL – variation coefficient of depth of drought streamflow deficit in summer half-year; ŚrDWnZ – mean relative drought streamflow deficit in winter half-year; ŚrDWnL – mean relative drought streamflow deficit in summer half-year; ŚrSWNL – mean seasonal coefficient of drought streamflow deficit in summer half-year; IS – seasonality index of hydrological drought; CvIS – variation coefficient of seasonality index of hydrological drought; WPK – period of time concentration of hydrological drought; ZmWPK – index of mean change of time concentration of hydrological drought year by year; RA1VnM – first autocorrelation coefficient of monthly drought streamflow deficits; LAVnM – number of effective autocorrelation coefficients of monthly drought streamflow deficit in consecutive lags; ŚrWnGZ – mean coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in winter half-year; ŚrWnGL – mean coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in summer half-year; CznZg – frequency of severe phase low flows occurrence in winter half-year; CznLg – frequency of severe phase low flows occurrence in summer half-year; ŚrSWNLg – mean seasonal coefficient of drought streamflow deficit of severe phase in summer half-year.

dwóch pierwszych składowych głównych, uznając, iż większe korzyści uzyska się, redukując analizowaną przestrzeń zmiennych do dwóch wymiarów na rzecz jednoznacznej interpretacji fizycznogeograficznej zróżnicowania w zbiorze zlewni.

Pierwsza składowa główna wieloletnich cech reżimu niżówkowego jest wyjaśniana przede wszystkim przez współczynnik zmienności czasu trwania i wielkości niedoborów odpływu niżówkowego (CvLnR, CvVnR), jak również inercję w szeregach tych niedoborów (RA1VnR, LAVnR) (rys. 108). O drugiej składowej głównej decydują przede wszystkim cechy związane z głębokością niżówek, czyli stopień zdrenowania zasobów niżówkowych (ŚrDWnR), udział niedoborów fazy głębokiej (ŚrWnGR) oraz częstotliwość ich pojawiania się (CznRg). Przy badaniach sezonowych cech reżimu niżówkowego interpretacja ładunków wnoszonych do pierwszej składowej głównej nastręcza pewnych problemów interpretacyjnych (rys. 109). Warto zauważyć, iż wkład 8 zmiennych do wariancji czynnikowej jest bardzo wyrównany i stosunkowo niewielki (średnio ok. 0,1). Jeśli jednak spojrzeć na cechy niżówek opisywane przez te zmienne, a zwłaszcza dwie najwięcej

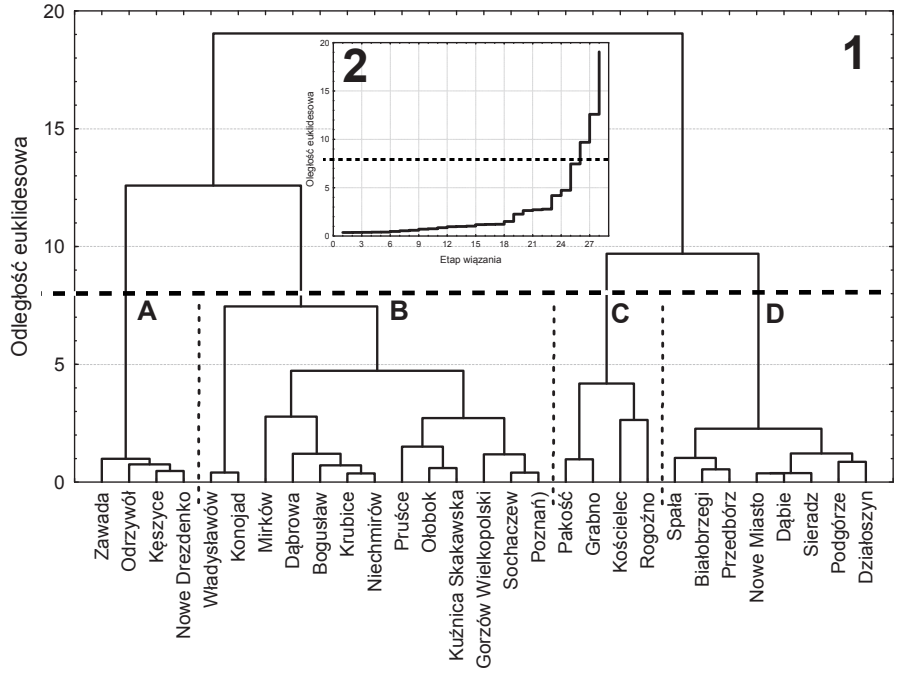


Rys. 110. Dendrogram podobieństwa sezonowej dynamiki reżimu niżówkowego, grupowany metodą Warda (A) oraz odległość euklidesowa kolejnych etapów wiązania dendrogramu (B).
I, II, III, IV, V – wyróżnione typy sezonowej zmienności reżimu niżówkowego.

Similarity dendrogram of seasonal low-flow regime, clustered by Ward's method (A) and Euclidean distance of successive stages of dendrogram linking (B).
I, II, III, IV, V – identified types of seasonal variability of low-flow regime.

wyjaśniające (IS, ŚrSWNL), to można zaryzykować stwierdzenie, iż składowa ta opisuje stopień sezonowości oraz udział niedoborów odpływu niżówkowego w półroczach. Druga składowa główna zdeterminowana jest przede wszystkim cechami niedoborów fazy głębokiej niżówek występujących w półroczu letnim.

Wektory składowych głównych obliczonych dla poszczególnych zlewni przedstawiono w układzie współrzędnych dwuwymiarowych. Do uporządkowania i opisu typologicznego powstałej przestrzeni zmiennych zastosowano analizę skupień (Parysek 1982). Procedurę grupowania hierarchicznego wykonano, korzystając z metody Warda, bardzo często wykorzystywanej w badaniach hydrologicznych (Gutry-Korycka 1984, Rotnicka 1988, Pociask-Karteczka 1995, Wrzesiński 1999, 2010, Tomalski 2011). W pierwszym etapie zdefiniowano poziom grupowania dendrogramu skutkujący liczbą wydzielanych klas. Zabieg ten zawsze obarczony jest znaczną dozą subiektywizmu. I choć istnieją metody optymalizujące ten proces (Parysek 1982), to przy asymetrycznych układach gałęziowych badacz i tak musi podjąć ostateczną decyzję uwzględniającą możliwość interpretacji wyników



Rys. 111. Dendrogram podobieństwa wieloletniej dynamiki reżimu niżówkowego, grupowany metodą Warda (1) oraz odległość euklidesowa kolejnych etapów wiązania dendrogramu (2).
A, B, C, D – wyróżnione typy wieloletniej zmienności reżimu niżówkowego.

Similarity dendrogram of multiannual low-flow regime, clustered by Ward's method (1) and Euclidean distance of successive stages of dendrogram linking (2).
A, B, C, D – identified types of multiannual variability of low-flow regime.

w odniesieniu do klas o bardzo małej liczebności lub zakończyć grupowanie na wyższym poziomie. W niniejszym opracowaniu dokonano analizy przebiegu krzywej (łamanej) obrazującej zależność pomiędzy odległością euklidesową a etapem wiązania. Wyraźne załamanie krzywej w odniesieniu do sezonowych cech reżimu niżówkowego zaobserwowano przy odległości euklidesowej wynoszącej 8 (rys. 110-B). Zaowocowało to wydzieleniem 5 klas typologicznych (rys. 110-A). Na krzywej wiązań dla wieloletnich cech reżimu niżówkowego optymalna rzędna podziału układała się w odległości euklidesowej wynoszącej 6 (rys. 111-2). Jednak w konsekwencji takiego podziału jedna z powstałych klas stałaby się zbiorem 2-elementowym. Z tego powodu postanowiono dokonać generalizacji wiązań o jeden stopień wyżej, przyjmując graniczną wartość odległości euklidesowej na poziomie 8. W efekcie wydzielono 4 klasy typologiczne (rys. 111-1).

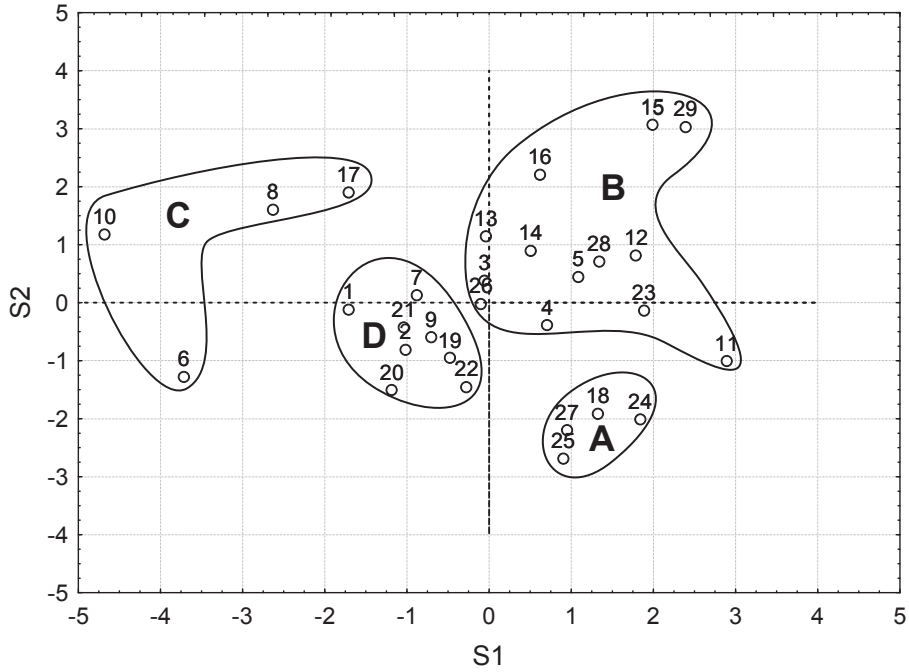
9.2. Typy zmienności wieloletniej

Grupując zlewnie z punktu widzenia składowych głównych, reprezentujących cechy wieloletniej zmienności reżimu niżówkowego, wydzielono 4 ich klasy typologiczne (rys. 112). Na podstawie wektora zmiennych wyjaśniających można przyjąć, iż pierwsza składowa główna waloryzuje wieloletnią stabilność pojawiania się i inercję niedoborów odpływu niżówkowego. Druga składowa główna jest estymatorem stopnia surowości susz hydrologicznych lub głębokości niżówek rzecznych.

Typ A jest najbardziej zwarty, gdy idzie o wartości S1 i S2, ale jednocześnie najmniej zwarty przestrzennie spośród wszystkich wyznaczonych i obejmuje zlewnię Drzewiczki, Wolbórki, Rawki oraz dolną Noteć (rys. 113). Zlewnie tej grupy charakteryzują się niską zmiennością wieloletnią niedoborów odpływu niżówkowego oraz czasem ich trwania, a także przeciętną inercją. Tempo drenowania zasobów niżówkowych jest w tej grupie niewielkie, lecz jednocześnie niedobory powstające w fazie głębokiej niżówki charakteryzują się niezwykle wysokim udziałem w niżówce całkowitej oraz dużą częstotliwością występowania.

Zlewnie zaklasyfikowane do **typu B** występują w środkowej i dolnej części dorzecza Warty (np. zlewnie systemu Prosny, Oleśnicy, Wełny), obejmują prawie całe dorzecze Bzury i Czarnej Malenieckiej. Wieloletnia dynamika niedoborów odpływu niżówkowego jest tu bardzo podobna do poprzedniego typu, lecz poziom inercji rocznych przepływów niżówkowych należy do najniższych w całej środkowej Polsce. Tempo drenowania zasobów niżówkowych jest w tej grupie szybkie, lecz udział i częstotliwość niedoborów fazy głębokiej niżówki należy do przeciętnych.

Bardzo ciekawy zestaw zlewni reprezentuje **typ C**, obejmuje on bowiem zlewnie systemów rzecznych znajdujących się pod wpływem działań górnictwa

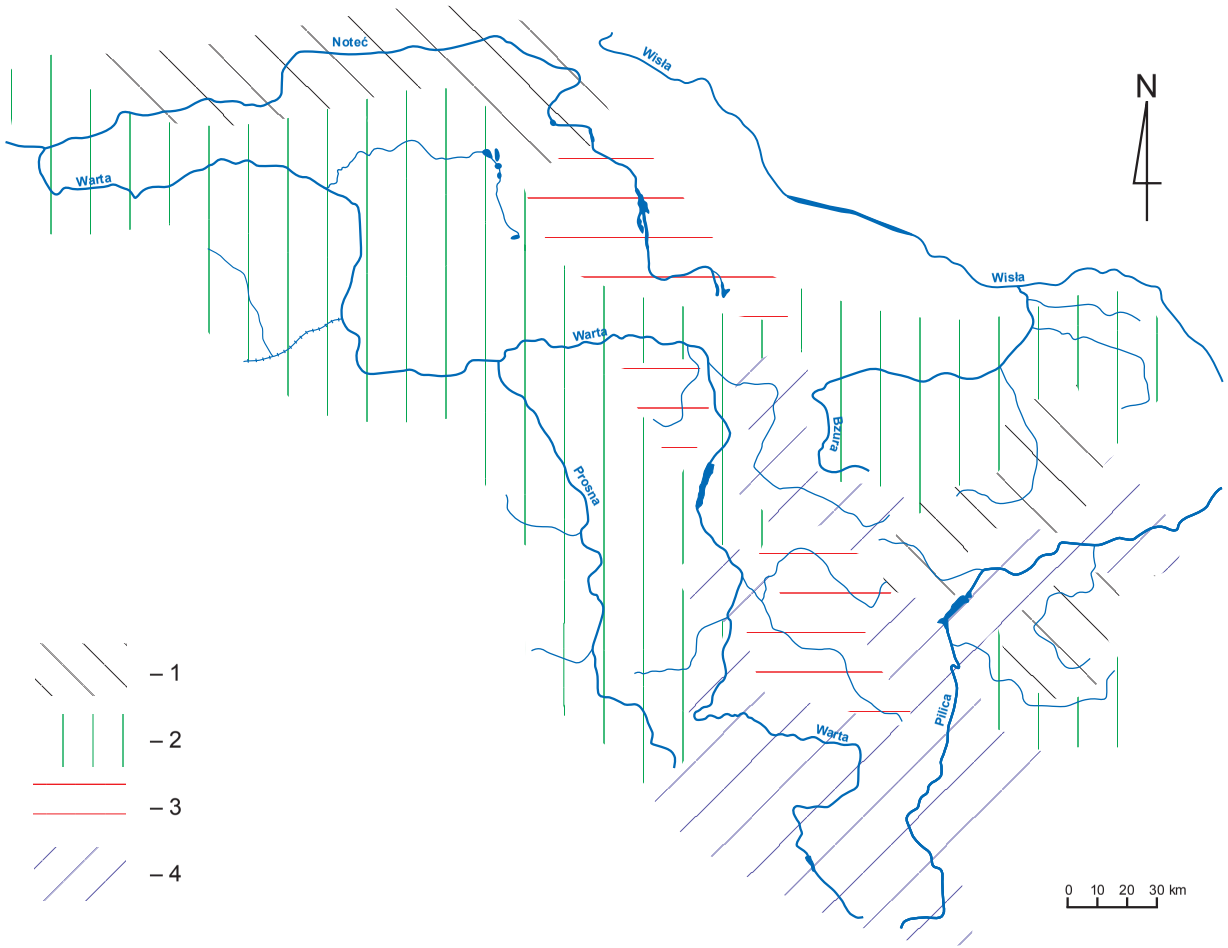


Rys. 112. Diagram uporządkowania zlewni wobec pierwszej (S1) i drugiej (S2) składowej głównej, opisującej wieloletnią dynamikę reżimu niżówkowego.
A, B, C, D – wyróżnione typy wieloletniej zmienności reżimu niżówkowego, nr zlewni zgodny z zał. 1.

Graph of catchment differentiation in relation to first (S1) and second (S2) power component reflecting multiannual dynamics low-flow regime.
A, B, C, D – identified types of multiannual variability of low-flow regime, number of catchment – see app. 1.

odkrywkowego (Widawka, Kiełbaska), zlewnię jeziorną (Noteć – Pakość) oraz zlewnię Grabi. Cieki wymienionych obszarów alimentacyjnych łączy bardzo wysoka, wieloletnia zmienność i inercja niedoborów odpływu niżówkowego. W rzekach rzadko pojawiają się przepływy niżówkowe fazy głębokiej i mają one niewielkie znaczenie reżimotwórcze. Tempo drenowania zasobów niżówkowych jest tu szybkie.

Ostatni z wydzielonych typów – **typ D** – objął całe dorzecze Pilicy, zlewnię Warty po Sieradz oraz zlewnię Neru. Dynamika zmian wieloletniej objętości i czasu trwania niedoborów odpływu jest w nich przeciętna i towarzyszy jej stosunkowo wysoka ich inercja. Występujące tu niżówki w nieznacznym stopniu uszczuplają zasoby wodne zlewni, a w fazie głębokiej odznaczają się przeciętnym udziałem i częstotliwością. Warto dodać, iż typ ten jest dość zwarty, gdy idzie o rozrzut punktów względem obu składowych głównych (rys. 112).



Rys. 113.
Typy wieloletniej zmienności reżimu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
1 – typ A; 2 – typ B; 3 – typ C; 4 – typ D.

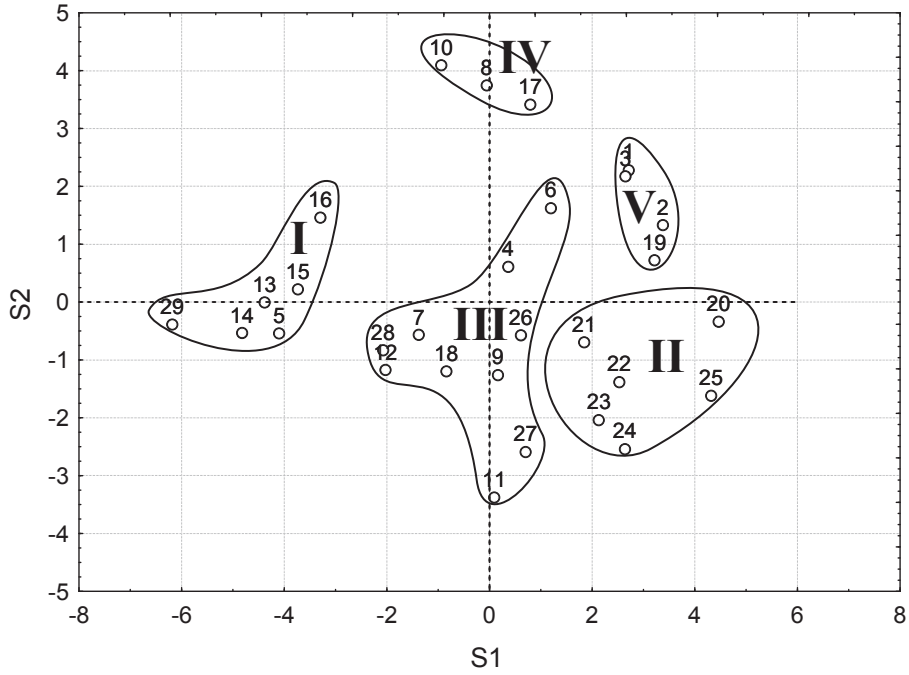
Types of multiannual variability of low-flow regime in rivers of central Poland (1951–2002).
1 – type A; 2 – type B; 3 – type C; 4 – type D.

Zróżnicowanie przestrzenne zidentyfikowanych typów wieloletnich cech reżimu niżówkowego potwierdza kilka oczywistych prawidłowości, ale wnosi też pewne nowe informacje. Typ D, którego cechy kształtowane są w znacznej mierze pod wpływem zasobnych zbiorników wód podziemnych strefy aktywnej wymiany obszarów wyżynnych, „dociera" do ujścia Pilicy i środkowej Warty. Ciekawe jest, że właściwości te nie znajdują odzwierciedlenia w wieloletnim reżimie niżówek dopływów Pilicy, związanych przecież z tymi samymi strukturami wodonośnymi. Zatem głębokość rozcięć erozyjnych, determinująca wielkość i sposób wykształcenia kontaktów hydraulicznych, może mieć w skali wielolecia większy wpływ na sposób formowania niedoborów odpływu niżówkowego niż rodzaj i zasobność drenowanych wodonośców. Warto również zauważyć, że Ner, którego przepływ składa się w znacznej mierze z wód i ścieków zrzucanych z aglomeracji łódzkiej, a pobieranych ze zlewni Pilicy, wykazuje cechy reżimu niżówkowego zbliżone do typowego dla zlewni wyżynnych. Ponadto, funkcjonowanie Zbiornika Sulejowskiego, mimo że generuje podwyższone niedobory odpływu niżówkowego Pilicy na odcinku poniżej zapory, również nie skutkuje „odstawaniem" tej zlewni od typu D. Inne ciekawe połączenie wystąpiło w obrębie typu C, gdzie zlewnie znajdujące się pod wpływem zrzutów wody z górnictwa odkrywkowego (Widawka, Kiełbaska) wykazują cechy stabilności wieloletniej, zbliżonej do dużej zlewni z jeziorami przepływowymi (Noteć – Pakość).

9.3. Typy zmienności sezonowej

Grupowanie zlewni względem składowych głównych opisujących sezonowe cechy reżimu niżówkowego doprowadziło do wydzielenia 5 klas typologicznych (rys. 114). Trzy pierwsze typy wykazują dużą zmienność względem pierwszej składowej głównej (I, II, III), natomiast dwa pozostałe, o charakterze „satelitarnym", istotnie różnicują drugą składową główną (IV, V). Na podstawie wektora zmiennych wyjaśniających i ładunków, które one niosą, można uznać, iż pierwsza składowa główna reprezentuje stopień sezonowości i porę koncentracji niedoborów odpływu niżówkowego. Druga składowa główna jest natomiast estymatorem sezonowej bezwładności i głębokości niżówek w półroczu letnim, które mają podstawowe znaczenie w kształtowaniu sezonowych cech odpływu niżówkowego.

Do **I typu** zalicza się rozproszone na całym obszarze małe zlewnie rzek nizinnych (rys. 115). Należą do nich Mogilnica, Wełna, Niesób, Ołobok, Oleśnica i Łasica. Charakteryzują się one bardzo stabilnym w wieloleciu, wysokim stopniem sezonowości suszy hydrologicznej oraz bardzo wysokim udziałem niedoborów odpływu niżówkowego w półroczu letnim. W fazie głębokiej niżówki częstotliwość i udział letnich niedoborów odpływu jest jednak przeciętny, podobnie jak sezonowa inercja tego zjawiska.



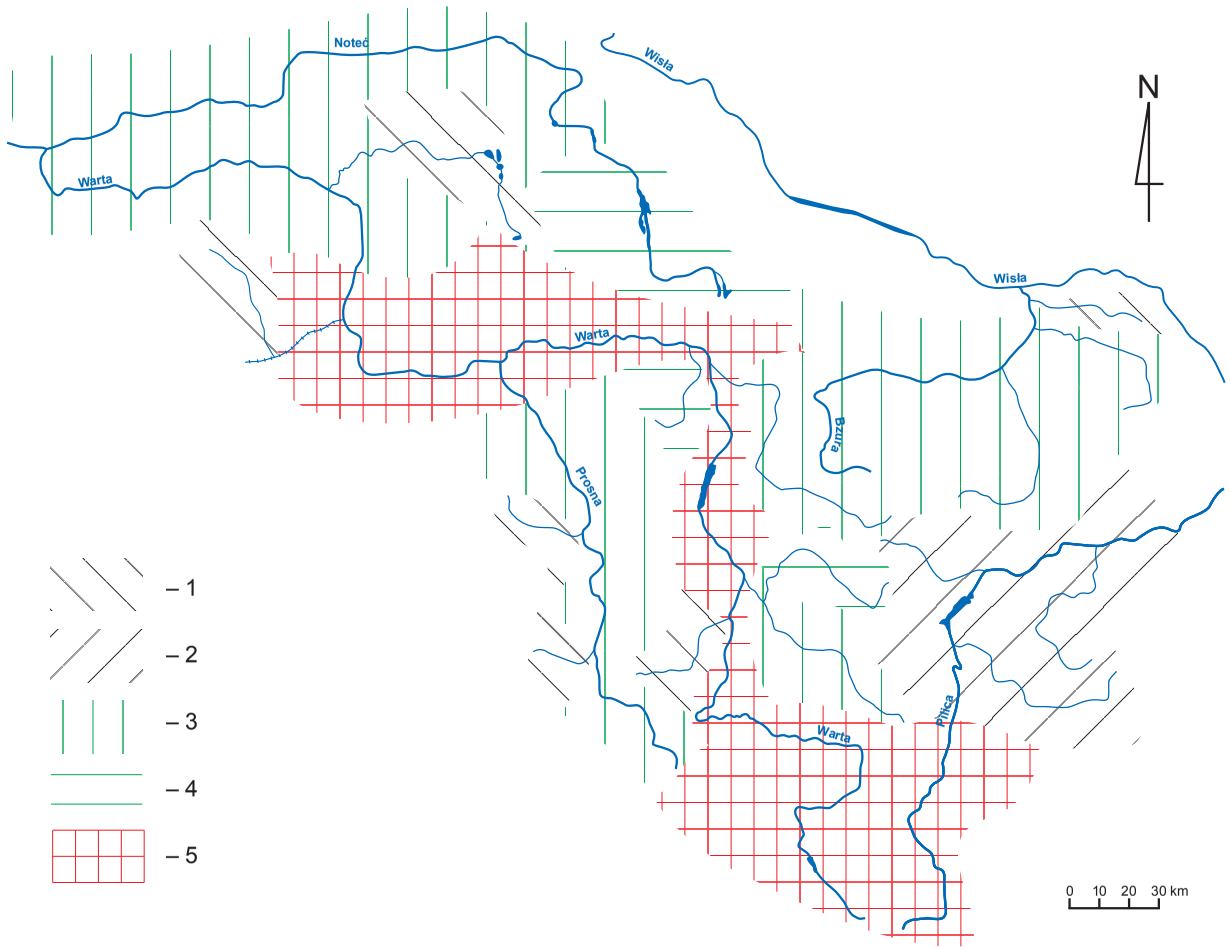
Rys. 114. Diagram uporządkowania zlewni wobec pierwszej (S1) i drugiej (S2) składowej głównej, opisującej sezonową dynamikę reżimu niżówkowego.
I, II, III, IV, V – wyróżnione typy sezonowej zmienności reżimu niżówkowego; nr zlewni zgodny z zał. 1.

Graph of catchment differentiation in relation to first (S1) and second (S2) power component reflecting seasonal dynamics low-flow regime.
I, II, III, IV, V – identified types of seasonal variability of low-flow regime; number of catchment – see app. 1.

Typ II obejmuje zwarty obszar środkowej i dolnej części dorzecza Pilicy. Odznacza się bardzo niskim stopniem sezonowości niedoboru odpływu niżówkowego oraz znaczną jego niestabilnością. Stąd przewaga niedoborów odpływu w półroczu letnim jest tu stosunkowo niska. Zlewnie tej grupy charakteryzuje bardzo mała inercja miesięcznych niedoborów odpływu. Niżówki fazy głębokiej mają tu duży udział w całkowitych niedoborach odpływu i pojawiają się z dużą częstotliwością.

Typ III można określić jako najbardziej przeciętny ze wszystkich zidentyfikowanych. Obejmuje on swym zasięgiem zlewnię dolnej Noteci i Warty, Prosny, dorzecze Bzury oraz zlewnię Neru i Widawki. Jest zatem najbardziej rozpowszechniony w środkowej Polsce i wskazuje, że sezonowe cechy reżimu niżówkowego są tu względnie jednorodne.

Do **typu IV** zaklasyfikowano 3 zlewnie: Noteci po Pakość, Kiełbaski i Grabi. Wyróżnikiem tej grupy jest bardzo wysoka autokorelacja miesięcznych niedoborów



Rys. 115.
Typy sezonowej zmienności reżimu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
1 – typ I; 2 – typ II; 3 – typ III; 4 – typ IV; 5 – typ V.

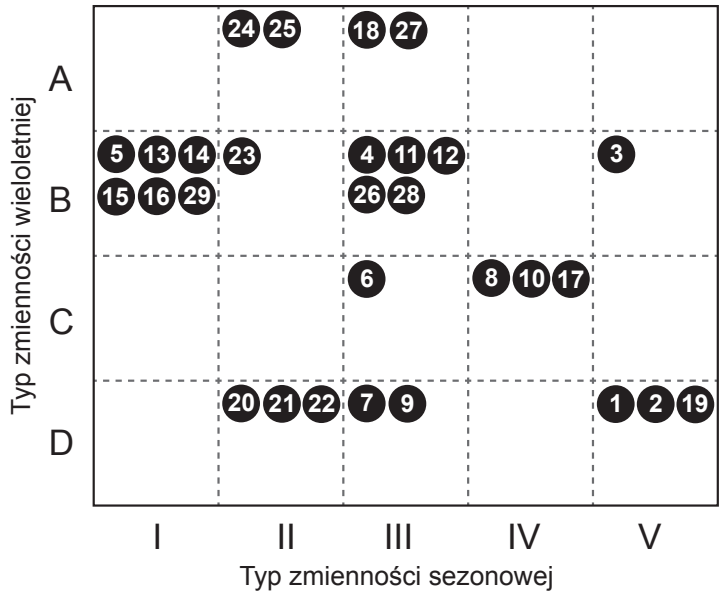
Types of seasonal variability of low-flow regime in rivers of central Poland (1951–2002).
1 – type I; 2 – type II; 3 – type III; 4 – type IV; 5 – type V.

odpływu niżówkowego oraz niewielkie znaczenie i mała częstotliwość niżówek fazy głębokiej. Poziom koncentracji niedoborów odpływu niżówkowego oraz ich letnia przewaga utrzymuje się na przeciętnym poziomie. Warto odnotować duże podobieństwo do typu zmienności wieloletniej C, z którego wyłączyła się zlewnia Widawki.

Ostatni typ sezonowej zmienności odpływu niżówkowego – **typ V** – obejmuje zlewnię górnej Pilicy oraz górnej i środkowej Warty. Charakteryzuje go najsłabsza przewaga letnich niedoborów odpływu niżówkowego oraz niski i niestabilny w wieloleciu poziom ich koncentracji. Udział letnich niedoborów odpływu fazy głębokiej niżówki, ich częstotliwość oraz inercja sezonowa układa się na przeciętnym poziomie.

Najbardziej powszechne, sezonowe właściwości reżimu niżówkowego w środkowej Polsce prezentuje typ III. Jego właściwości są efektem oddziaływania typowych dla tej części nizin procesów hydroklimatycznych oraz cech strefy aktywnej wymiany zlewni o przeciętnej retencyjności. Warto zauważyć, iż „tranzytowo" na badany obszar wprowadzany jest typ V, charakterystyczny dla zlewni wyżynnych. Szczególnie dobrym „nośnikiem" jest tu Warta, która cechy tego reżimu zachowuje aż do Poznania. Na Pilicy dochodzi do transformacji typu V w typ II. Przejawia się to przede wszystkim wzrostem udziału i częstotliwości niedoborów odpływu w fazie niżówki głębokiej. Należy również odnotować, że dopływy Pilicy wykazują ten sam typ zmienności sezonowej, co rzeka główna i nie różnicują się, jak to miało miejsce w przypadku zmienności wieloletniej.

Porównanie rozkładu zlewni względem zidentyfikowanych typów wieloletniej i sezonowej dynamiki reżimu niżówkowego pozwala na przedstawienie kilku interesujących spostrzeżeń (rys. 116). Relatywnie dużą zbieżność obserwuje się dla typu zmienności wieloletniej B i klas sezonowych I oraz III. Można na tej podstawie domniemywać, iż w środkowej Polsce przeważają zlewnie, w których objętość i czas trwania niżówek jest mało zmienny w wieloleciu, lecz charakteryzują się one bardzo dużym stopniem sezonowości i porą koncentracji w półroczu letnim (np. Niesób, Mogilnica, Łasica – typ B.I) lub umiarkowanym stopniem sezonowości (np. górna Prosna, Bzura, Utrata – typ B.III). Znaczna liczba badanych zlewni powiązana jest również z typem D wskazującym na bardzo dużą, wieloletnią inercję niedoborów odpływu niżówkowego, przy zróżnicowanej objętości i częstotliwości fazy głębokiej niżówek półrocza letniego: częste i głębokie – typ D.II (Pilica: Spała, Nowe Miasto, Białobrzegi), przeciętne – typ D.III (Widawka – Rogoźno, Ner – Dąbie), rzadkie i płytkie – typ D.V (Warta: Działoszyn, Sieradz, Pilica – Przedbórz). Ponadto, warto zwrócić uwagę na zlewnie charakteryzujące się znaczną zmiennością wieloletnią niedoborów odpływu niżówkowego oraz bardzo dużą ich autokorelacją, zarówno wieloletnią, jak i sezonową – typ C.IV (Grabia, Kiełbaska, górna Noteć).



Rys. 116. Tablica kontyngencyjna typów wieloletniej i sezonowej zmienności reżimu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002).
Nr zlewni zgodny z zał. 1.

Contingency chart of multiannual and seasonal variability types of low-flow regime in rivers of central Poland (1951–2002).
Number of catchment – see app. 1.

Z analizy zamieszczonej tablicy kontyngencyjnej wynika też, że istnieje pewna liczba kombinacji typów, dla których powiązania pomiędzy wieloletnią i sezonową dynamiką przepływów niżówkowych nie występują (rys. 116). Szczególnie rzadko notuje się powiązania pomiędzy typem sezonowym I oraz IV ze zidentyfikowanymi klasami zmienności wieloletniej. Wydaje się zatem, iż wysoka autokorelacja niedoborów miesięcznych oraz wysoki stopień ich nierównomierności sezonowej należą do cech najrzadziej towarzyszących zmienności wieloletniej.

PODSUMOWANIE

Środkowa Polska jest obszarem narażonym na występowanie suszy hydrologicznej o znacznym stopniu surowości. Skutkuje to okresowymi niedoborami wody i przejawia się obniżaniem zwierciadła wód podziemnych oraz występowaniem niżówek rzecznych. Wieloaspektowa analiza przepływów niżówkowych umożliwia ocenę dynamiki rozwoju niżówki, a także identyfikację wieloletnich i sezonowych cech reżimu niedoborów odpływu niżówkowego. Dobre ich rozpoznanie może efektywnie wspierać narzędzia i strategie optymalnego ograniczania skutków suszy oraz ich prognozowania. Warto również zwrócić uwagę na fakt, iż rozpoznanie natury przepływów niżówkowych istotnie wzbogaca wiedzę o reżimie rzecznym i strukturze bilansu wodnego, co z kolei może przynieść bardzo wymierne efekty w zakresie identyfikacji wielkości i dynamiki zasobów dyspozycyjnych.

Przeprowadzone badania teoretyczne i symulacyjne dowiodły, że wydzielanie płytkiej i głębokiej fazy niżówki rzecznej jest w pełni uzasadnione zarówno pod względem genetycznym, jak i statystycznym. Do identyfikacji epizodów niżówkowych metodą przepływu granicznego szczególnie są predysponowane przepływy wyznaczane na podstawie krzywych czasów trwania. Wykazują one nie tylko dużą stabilność przy zmianie długości okresu obserwacyjnego, lecz także nawiązują do genetycznych poziomów będących estymatorami niżówek płytkich i głębokich. Wydaje się też, iż faza niżówki głębokiej ma pewne unikatowe właściwości znajdujące odzwierciedlenie w reżimie niżówkowym rzeki.

Analiza zróżnicowania przestrzennego niedoborów odpływu niżówkowego w środkowej Polsce wykazała, że o ich strukturze przestrzennej i dynamice wieloletniej decydują zarówno czynniki hydroklimatyczne, jak i fizjograficzne. W zlewniach środkowej Polski szczególne znaczenie pod tym względem odgrywa struktura, pojemność i dynamika zbiorników wód podziemnych strefy aktywnej wymiany, obecność jezior przepływowych, będących w kontakcie hydraulicznym z wodami podziemnymi, a także wielkość samego cieku i jego położenie w strukturze hydrograficznej, wskazującej dodatkowo na stopień skomplikowania reżimu przepływów niżówkowych. Drugą, równie istotną, grupą czynników są działania

w zakresie gospodarki wodnej, które na badanym obszarze polegają głównie na odwadnianiu i przerzutach wody na terenach górnictwa odkrywkowego węgla brunatnego, poborach i przerzutach wody na potrzeby komunalne aglomeracji miejskich, gospodarce na dużych i wielofunkcyjnych zbiornikach przepływowych. W mniejszym stopniu zauważa się wpływ oddziaływania melioracji rolnych oraz małej retencji sterowanej (małych zbiorników wodnych, stawów itp.).

Nie zaobserwowano w drugiej połowie XX wieku liniowych trendów zmian niedoborów odpływu niżówkowego. Oddziaływanie składowej systematycznej w prawie wszystkich analizowanych zlewniach wykazało długoletnią oscylację, którą można opisać bardzo istotnym statystycznie wielomianem trzeciego stopnia. W przebiegu funkcji obserwuje się dwie fazy maksymalnych niedoborów odpływu niżówkowego, jakie towarzyszyły suszom lat 50. i 90. oraz fazę lat 70., w której niedobory te nie odgrywały większego znaczenia w kształtowaniu reżimu rzek środkowej Polski. Na podstawie danych o przepływach dobowych zamieszczonych w rocznikach hydrologicznych do 2010 roku, dla 7 spośród 29 badanych przypadków możliwe było oszacowanie dalszego trendu – poza rok 2002. Okazało się, że nieliniowa tendencja spadkowa niedoborów odpływu niżówkowego jest kontynuowana w latach 2002–2010 mimo susz, jakie pojawiły się w 2003 i 2006 roku. Okres głębokich niżówek lat 90. okazał się zatem przełomowy dla reżimu niżówkowego rzek środkowej Polski. W tym okresie prawie na całym obszarze badań dochodziło do gwałtownych i istotnych statystycznie zmian w relacjach pomiędzy objętością niedoborów odpływu a liczbą dni z przepływem niżówkowym.

Surowe susze hydrologiczne lat 50. przebiegały w środkowej Polsce zupełnie inaczej niż w latach 90. W połowie XX wieku były one surowe, lecz niżówki głębokie nie miały dużego znaczenia w ich formowaniu. W latach 90. susza hydrologiczna przebiegała łagodniej, ale udział niedoborów odpływu fazy głębokiej odgrywał w niej dużą rolę i był bardzo zróżnicowany przestrzennie. Skutkowało to pojawianiem się obszarów szczególnie narażonych na ubytek podstawowych rezerw wodnych, związanych z intensywnym poborem wody dla celów komunalnych, rolniczych i gospodarczych w warunkach dobrze rozwiniętej suszy atmosferycznej i glebowej.

Roczne niedobory odpływu niżówkowego wzdłuż biegu rzek wykazują znaczną synchroniczność. Natomiast w ujęciu przestrzennym wysokie korelacje występują głównie w grupie zlewni autochtonicznych, zwłaszcza tych, w których odpływ formuje się w warunkach quasi-naturalnych. Jeśli do omawianego zbioru włączone zostaną zlewnie, w których obieg wody realizuje się pod wpływem dużej i nasilającej się w czasie antropopresji, to korelacje przestrzenne stają się nieistotne statystycznie. Wieloletnia inercja przepływów niżówkowych jest silna, a informacje o niedoborach odpływu funkcjonują w badanych systemach przeciętnie 2 lata (systemy mają pamięć „dobrą", ale „krótką").

W sezonowej zmienności niedoborów odpływu niżówkowego zwraca uwagę bardzo duża rola deficytów odpływu w półroczu letnim. W niektórych rzekach niżówki zimowe charakteryzują się tylko kilkuprocentowym udziałem w formowaniu niedoborów rocznych, a faza głęboka bardzo rzadko pojawia się w tej porze roku. Miesięczna zmienność niedoboru odpływu wykazuje uwarunkowania związane z sezonowością zjawisk hydroklimatycznych oraz cyklem wegetacyjnym (ewapotranspiracja, rozkład i natężenie opadów, rodzaj i stopień pokrycia szatą roślinną), przy pewnym udziale stacjonarnych cech fizjograficznych. Zmienność sezonowa wykazuje duże podobieństwo korelacyjne niedoborów odpływu niżówkowego w parach sąsiadujących miesięcy przez większą część roku; nieistotne współczynniki korelacji występują niekiedy w okresie wiosennym i późnojesiennym.

Przeprowadzone analizy dowodzą, że zarówno stopień sezonowości, jak i pora koncentracji suszy hydrologicznej w zlewniach środkowej Polski wykazuje istotne i wielokierunkowe zmiany. Przeciętne terminy pory koncentracji niedoborów odpływu niżówkowego przypadają na lato, głównie na sierpień. O ich rozkładzie czasowym decydują przede wszystkim czynniki hydrometeorologiczne związane z opadami i ewapotranspiracją. Indeks sezonowości suszy hydrologicznej uwarunkowany jest zasobnością i reżimem zbiorników strefy aktywnej wymiany, a w niektórych przypadkach zależy od stopnia synchronizacji okresów niżówkowych na rzece głównej i jej dopływach. Ponadto, wieloletnia zmienność indeksu sezonowości jest bardzo podatna na wpływy antropogeniczne. W zlewniach znajdujących się pod silną antropopresją miara ta wykazuje istotne statystycznie tendencje wzrostowe, skutkujące systematycznym pogłębianiem deficytów odpływu w porze letniej.

Dynamika rozwoju epizodów niżówkowych wykazuje znaczną zmienność sezonową i wieloletnią. U jej podstaw leży zarówno silne zróżnicowanie warunków hydrometeorologicznych, generujących poszczególne epizody, jak i modyfikująca rola czynników fizjograficznych (głównie warunki hydrogeologiczne i jeziora przepływowe) oraz antropogenicznych. Ciekawe jest, że w warunkach przeciętnych faza recesji i wzrostu przepływu niżówkowego ma podobną długość, a minimum przepływu położone jest w środku niżówki. Podobna uwaga odnosi się do tempa recesji i wzrostu odpływu niżówkowego. Fakt ten może znacznie ułatwić proces modelowania przebiegu niżówki, np. na bazie kształtu trójkąta równoramiennego. Wieloletnie tendencje wybranych cech przepływów niżówkowych, ocenianych w przedziałach rocznych czy miesięcznych, rozpatrywane w skali poszczególnych epizodów tracą swoją istotność statystyczną. Jedyne istotne trendy liniowe dotyczyły spadku częstości pojawiania się epizodów niżówkowych oraz stabilizacji tempa recesji. Należy dodać, iż w obu przypadkach tendencja obejmowała około 30% badanej próbki zlewni i charakteryzowała się niskim gradientem zmian.

Ocena zagrożenia suszą hydrologiczną w środkowej Polsce wykazała istnienie obszarów podwyższonego ryzyka w aspekcie długości i objętości maksymalnej

niżówki, a także możliwości degradacji zasobów nienaruszalnych rzeki. Wskazano na te cechy reżimu niżówek, które bazują na prawdopodobieństwie nieprzekroczenia 5- i 10-krotnego czasu trwania niżówki średniej i pozwalają ocenić obciążenie zasobów niżówkowych w warunkach przeciętnej oraz ekstremalnej suszy hydrologicznej.

Przeprowadzone analizy doprowadziły też do wyróżnienia typów reżimu odpływu niżówkowego w skali zmienności sezonowej i wieloletniej. W procedurze klasyfikacyjnej wykorzystano metodę składowych głównych oraz grupowanie hierarchiczne metodą Warda. Zaowocowało to wydzieleniem 4 typów zmienności wieloletniej i 5 typów zmienności sezonowej reżimu odpływów niżówkowych na obszarze środkowej Polski.

Wyniki analiz przedstawione w niniejszym opracowaniu zakończyły pewien etap badań. Wiedza o zmienności niżówek rzecznych w środkowej Polsce i czynnikach je determinujących pozwala na uwzględnienie niektórych z postawionych wniosków w działaniach gospodarki wodnej czy w procedurach identyfikacji zasobów wodnych na jej potrzeby. Oczywiście podczas wyjaśniania zdefiniowanych problemów badawczych pojawiły się nowe kwestie i nowe problemy. Można je dość łatwo wyrazić jednym właściwie pytaniem: czy obecny stan wiedzy pozwala na stworzenie regionalnego modelu prognostycznego suszy hydrologicznej? Nie chodzi tu jednak o model działający operacyjnie, lecz taki, który przybliżałby ogólny poziom spodziewanego deficytu zasobów z wyprzedzeniem półrocznym lub rocznym. Zdaniem autora, właściwości badanych szeregów czasowych i wykryte tu prawidłowości są na tyle obiecujące, że próba takiego opracowania może niebawem zostać zrealizowana.

BIBLIOGRAFIA

Abebe A., Foerch G., 2008, *Stochastic simulation of the severity of hydrological drought*, Water and Environment Journal, 22, s. 2–10.

Abi-Zeid I., Parent E., Bobée B., 2004, *The stochastic modeling of low flows by the alternating point processes approach: methodology and application*, Journal of Hydrology, 285, s. 41–61.

Adynkiewicz-Piragas M., 2005, *Kształtowanie się zwierciadła wód gruntowych w warunkach suszy w dorzeczu górnej i środkowej Odry*, [w:] E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, Monografie IMGW, Warszawa, s. 299–309.

Al-Salihi A.H., 2003, *Drought identification and characterization in Jordan*, Journal of Arid Environments, 53, s. 585–606.

Bajkiewicz-Grabowska E., 2002, *Obieg materii w systemach rzeczno-jeziornych*, Wyd. UW, Warszawa, 274 s.

Bajkiewicz-Grabowska E., Gutry-Korycka M., 1981, *Rola jezior w naturalnym drenażu podziemnym*, Przegl. Geof., 3, s. 171–179.

Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1984, *Hydrogram wezbrania, jego rozdział genetyczny i podstawowe pojęcia*, Przegl. Geof., 3, s. 333–343.

Balco M., 1990, *Mala vodnost' slovenskych tokov*, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 260 s.

Balek J., 1989, *Groundwater Resources Assessment, Developments in Water Science*, 38, Elsevier, Amsterdam, 249 s.

Bartnik A., 1995, *Korelacja przestrzenna wybranych przepływów charakterystycznych rzek Polski*, Wiad. IMGW, 2, s. 87–99.

Bartnik A., 2005, *Odpływ niski w Polsce*, Acta Geogr. Lodz., 91, 95 s.

Bartnik A., 2010, *The spatial distribution of low flows in Poland not exceeded at an assumed probability*, Geographia Polonica, vol. 83, 1, s. 39–50.

Bartnik A., Jokiel P., 1997, *Zmiany odpływu na obszarze Polski w latach 1971–1990 w świetle analiz jednorodności szeregów przepływu rzek*, Wiad. IMGW, 4, s. 67–85.

Bartnik A., Tomaszewski E., 2006, *Zastosowanie indeksu pory koncentracji do oceny podatności reżimu rzecznego na formowanie przepływów ekstremalnych w zlewniach nizinnych*, [w:] A. Kostrzewski, J. Czerniawska (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski północno-zachodniej*, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, s. 137–144.

Biernat B., 1987, *Typowe okresy występowania niżówek*, [w:] J. Stachý (red.), *Atlas hydrologiczny Polski*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 64.

Bobiński B., Meyer W., 1992, *Susza w Polsce w latach 1982–1992. Ocena hydrologiczna*, Wiad. IMGW, 4, s. 3–24.

Brandes D., Hoffmann J.G., Mangarillo J.T., 2005, *Base Flow Recession Rates, Low Flows, and Hydrologic Features of Small Watersheds in Pennsylvania, USA*, Journal of the American Water Resources Association, 41, 5, s. 1177–1186.

Burke J.E., Brown S.J., 2010, *Regional drought over the UK and changes in the future*, Journal of Hydrology, 394, s. 471–485.

Burn D.H., Sharif M., Zhang K., 2010, *Detection of trends in hydrological extremes for Canadian watersheds*, Hydrological Processes, 24, s. 1781–1790.

Byczkowski A., 1996, *Hydrologia*, t. I, Wyd. SGGW, Warszawa, 375 s.

Cancelliere A., Salas J.D., 2010, *Drought probabilities and return period for annual streamflows series*, Journal of Hydrology, 391, s. 77–89.

Chapman T., 1999, *A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation*, Hydrological Processes, 13, s. 701–714.

Chełmicki W., 1991, *Reżim płytkich wód podziemnych w Polsce*, Rozpr. Habil. UJ, Kraków, 133 s.

Chełmicki W., Bieńkowski T., 2005, *Przepływy niżówkowe w dorzeczu górnego Dunajca w 2003 roku na tle wielolecia 1951–2003*, Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys., 35–36, s. 65–75.

Ciepielowski A., Kazanowska E., 2007, *A Description of Hydrological Droughts in the Białowieża Primeval Forest in the Years 2003–2005*, Geographia Polonica, vol. 80, 2, s. 125–136.

Clausen B., Pearson C.P., 1995, *Regional frequency analysis of annual maximum streamflow drought*, Journal of Hydrology, 173, s. 111–130.

Czaja S., 1999, *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji*, Pr. Nauk. UŚ, 1782, Katowice, 189 s.

Demuth S., Gustard A. (red.), *Manual on low-flow. Estimation and Prediction, 2009, Operational Hydrology Report No. 50*, WMO Publication No. 1029, Geneva, 136 s.

Dębski K., 1952, *Rozważania na temat metod przewidywania posuchy*, Przegl. Meteorol. i Hydrol., 3–4, s. 96–115.

Dębski K., 1970, *Hydrologia*, Arkady, Warszawa, 368 s.

Dingman S.L., 2002, *Physical Hydrology*, Prentice Hall, New Jersey, 646 s.

Domański C., 1990, *Testy statystyczne*, PWE, Warszawa, 336 s.

Douglas E.M., Vogel R.M., Kroll C.N., 2000, *Trends in floods and low flows in the United States: impact of spatial correlation*, Journal of Hydrology, 240, s. 90–105.

Dow C.L., 2007, *Assessing regional land-use/cover influences on New Jersey Pinelands streamflow through hydrograph analysis*, Hydrological Processes, 21, s. 185–197.

Drab E., Bukowiec T., 2004, *Zjawisko suszy w 2003 roku na obszarze działania RZGW w Krakowie*, Gosp. Wodn., 10, s. 413–423.

Drwal J., 1982, *Wykształcenie i organizacja sieci hydrograficznej jako podstawa oceny struktury odpływu na terenach młodoglacjalnych*, Rozpr. i Monogr., 33, UG, Gdańsk, 130 s.

Dubicki A. (red.), 2002, *Zasoby wodne w dorzeczu górnej i środkowej Odry w warunkach suszy*, Wyd. IMGW, Warszawa, 107 s.

Dynowska I., 1971a, *Przestrzenna zmienność procentowego udziału podziemnego zasilania rzek polskich*, Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys., 5, s. 6–13.

Dynowska I., 1971b, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Grogr., 28, 155 s.

Dynowska I., 1974, *Obliczanie odpływu gruntowego metodą Natermanna*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 37, s. 79–93.

Dynowska I., 1984, *Przestrzenna zmienność udziału odpływu podziemnego w odpływie całkowitym w dorzeczu górnej Wisły, ustalona na podstawie gęstości sieci rzecznej,* Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys., 16, s. 25–38.

Eagelson P.S., 1978, *Hydrologia dynamiczna*, PWN, Warszawa, 501 s.

Eckhardt K., 2008, *A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods*, Journal of Hydrology, 352, s. 168–173.

Edossa D.C., Babel M.S., Gupta A.D., 2010, *Drought Analysis in the Awash River Basin, Ethiopia*, Water Resources Management, 24, s. 1441–1460.

Embelton C., Thornes J. (red.), 1985, *Geomorfologia dynamiczna*, PWN, Warszawa, 479 s.

Fal B., 2004, *Czy niżówki ostatnich lat są zjawiskiem wyjątkowym?*, Gazeta Obserw. IMGW, 3, s. 6–18.

Fal B., 2007, *Niżówki na górnej i środkowej Wiśle*, Gosp. Wodn., 2, s. 72–81.

Fang X., Pomeroy J.W., 2007, *Snowmelt runoff sensitivity analysis to drought on the Canadian prairies*, Hydrological Processes, 21, s. 2594–2609.

Farat R., Kępińska-Kasprzak M., Kowalczak P., Mager P., 1995, *Susze na obszarze Polski w latach 1951–1990*, Mat. Bad. IMGW, Seria: Gosp. Wodn. i Ochr. Wód, 16, 140 s.

Fernández C., Vega J.A., Fonturbel T., Jiménez E., 2009, *Streamflow drought time series forecasting: a case study in a small watershed in North West Spain*, Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 23, s. 1063–1070.

Fiala T., Ouarda T.B.M.J., Hladný J., 2010, *Evolution of low flows in the Czech Republic*, Journal of Hydrology, 393, s. 206–218.

Fleig A.K., Tallaksen L.M., Hisdal H., Hannah D.M., 2010, *Regional hydrological drought in north-western Europe: linking a new Regional Drought Area Index with weather types*, Hydrological Processes, published online in Wiley InterScience.

FREND: Flow Regimes From Experimental And Network Data, 1989, I: Hydrological Studies; II: Hydrological Data, Wallingford.

Gąsiorek E., Musiał E., 2011, *Porównanie i klasyfikacja warunków opadowych na podstawie standaryzowanego opadu i wskaźnika względnego opadu*, Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, 11, 4, s. 107–119.

Gilewska S., 1991, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, s. 248–295.

Gudmundsson L., Tallaksen L.M., Stahl K., 2010, *Spatial cross-correlation patterns of European low, mean and high flows*, Hydrological Processes, published online in Wiley InterScience.

Gutry-Korycka M., 1978, *Zasilanie podziemne rzek polskich*, Przegl. Geof., 2, s. 79–98.

Gutry-Korycka M., 1984, *Analiza i modele struktury hydrologicznej Polski*, Rozpr. UW, 246, Warszawa, 218 s.

Guttman N.B., 1998, *Comparing The Palmer Drought Index and The Standardized Precipitation Index*, Journal of the American Water Resources Association, 34, 1, s. 113–121.

Hannaford J., Lloyd-Hughes B., Keef C., Parry S., Prudhomme C., 2011, *Examining the large-scale spatial coherence of European drought using regional indicators of precipitation and streamflow deficit*, Hydrological Processes, 25, s. 1146–1162.

Hisdal H., 2009, *Streamflow deficit*, [w:] S. Demuth, A. Gustard (red.), *Manual on low-flow. Estimation and Prediction*, Operational Hydrology Report No. 50, WMO Publication No. 1029, Geneva, s. 71–76.

Hisdal H., Stahl K., Tallaksen L.M., Demuth S., 2001, *Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent?*, International Journal of Climatology, 21, s. 317–333.

Hisdal H., Tallaksen L.M., 2003, *Estimation of regional meteorological and hydrological drought characteristics: a case study for Denmark*, Journal of Hydrology, 281, s. 230–247.

Hisdal H., Tallaksen L.M., Clausen B., Peters E., Gustard A., 2004, *Hydrological Drought Characteristics*, [w:] L.M. Tallaksen, H.A.J. van Lanen (red.), *Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater*, Developments in Water Science, 48, Elsevier, Amsterdam, s. 139–198.

Hisdal H., Tallaksen L.M., Peters E., Stahl K., Zaidman M., 2001, *Drought Event Definition*, [w:] S. Demuth, K. Stahl (red.), *Assessment of the Regional Drought Impact of Droughts in Europe*, Institute of Hydrology, University of Freiburg, s. 17–26.

Huang S., Dahal D., Young C., Chander G., Liu S., 2011, *Integration of Palmer Drought Severity Index and remote sensing data to simulate wetland water surface from 1910 to 2009 in Cottonwood Lake area, North Dakota*, Remote Sensing of Environment, 115, s. 3377–3389.

Jakubowski W., 2005, *Rozkłady prawdopodobieństwa niżówek maksymalnych*, Przegl. Geof., 3–4, s. 229–248.

Jakubowski W., 2006, *An application of the Bivariate Generalized Pareto Distribution for the probabilities of low flow extremes estimation*, Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 3, s. 859–893.

Jakubowski W., 2008, *The low flow extremes in a small Beskydy Mts. experimental watershed*, [w:] W. Chełmicki, J. Siwek (red.), *Book of abstracts of Biennal International Conference ERB "Hydrological extremes in small basins"*, Jagiellonian University, Kraków, s. 157–160.

Jakubowski W., 2010, *Zastosowanie funkcji copula do estymacji rozkładów charakterystyk niżówek ekstremalnych*, [w:] B. Więzik (red.), *Hydrologia w inżynierii i gospodarce wodnej*, t. 1, Monogr. PAN, 68, Warszawa, s. 295–300.

Jakubowski W., 2011, *Rozkłady prawdopodobieństwa w ocenie suszy hydrologicznej*, Monogr., 116, Wyd. Unow. Przyr. we Wroc., Wrocław, 177 s.

Jakubowski W., Radczuk L., 2004, *NIZOWKA 2003 software*, [w:] L.M. Tallaksen, H.A.J. van Lanen (red.), *Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater*, Developments in Water Science, 48, Elsevier, Amsterdam.

Jańczak J., Kowalik A., Sziwa R., 1994, *Reakcja stanów wody jezior dorzecza Odry na suszę lat 1989–1992*, Wiad. IMGW, 2, s. 117–124.

Jokiel P., 1979, *Próba modyfikacji metody Natermanna*, Przegl. Geof., 3–4, s. 315–321.

Jokiel P., 1987, *Proces wysychania zlewni i jego fizjograficzne uwarunkowania*, Acta Geogr. Lodz., 56, 133 s.

Jokiel P., 1992, *Zasoby wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce środkowej*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr., 16, s. 19–68.

Jokiel P., 1994, *Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce*, Acta Geogr. Lodz., 66–67, 236 s.

Jokiel P., 1996, *Wzorcowe krzywe wysychania i potencjały zasobności kilkunastu źródeł karpackich*, Wiad. IMGW, 2, s. 67–77.

Jokiel P., 2004, *Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku*, Wyd. UŁ, Łódź, 114 s.

Jokiel P., 2009, *O sezonowym rozmieszczeniu odpływu w wybranych rzekach środkowej Polski*, Wiad. IMGW, 2–3, s. 15–29.

Jokiel P., 2010, *Niżówki i odpływy niżówkowe w małych rzekach środkowej Polski w drugiej połowie XX wieku*, [w:] D. Wrzesiński (red.), *Odpływ rzeczny i jego regionalne uwarunkowania*, Studia i Prace z Geogr. i Geol., Bogucki Wyd. Nauk., Poznań.

Jokiel P., Bartnik A., 2001, *Zmiany w sezonowym rozkładzie odpływu w Polsce środkowej w wieloleciu 1951–1988*, Wiad. IMGW, 2, s. 3–17.

Jokiel P., Juszczak K., 1995, *Jednorodność wieloletnich serii średnich i średnich niskich przepływów rocznych rzek Polski środkowej*, Wiad. IMGW, 1, s. 71–79.

Jokiel P., Kożuchowski K., 1989, *Zmiany wybranych charakterystyk hydroklimatycznych Polski w bieżącym stuleciu*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 6, 94 s.

Jokiel P., Tomaszewski E., 1994, *Zasoby wód podziemnych i ich odnawialność w wybranych, małych zlewniach górskich*, Wiad. IMGW, s. 31–55.

Jokiel P., Tomaszewski E., 1995, *Zasoby i odnawialność wód podziemnych zlewni wyżynnych*, Wiad. IMGW, 2, s. 23–44.

Jokiel P., Tomaszewski E., 2009, *Fazy i formy odpływu w zlewni Dzierżąznej*, [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 141–158.

Jurak D., Głowacka B., Kaczmarek Z., 1998, *Meteorologiczny wskaźnik suszy hydrologicznej*, Wiad. IMGW, 4, s. 23–38.

Kaniecki A., 2004, *Poznań. Dzieje miasta wodą pisane*, Prace Kom. Hist. PTPN, t. 65, Poznań, 717 s.

Kao S.-C., Govindaraju R.S., 2010, *A copula-based joint deficit index for droughts*, Journal of Hydrology, 380, s. 121–134.

Kašpárek L., Novický O., 1997, *Application of a physically-based model to identify factors causing hydrological drought in western and central European basins*, [w:] *FRIEND '97 – Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management (Proceedings of the Postojna, Slovenia, Conference, September-October 1997)*, IAHS Publ., 246, s. 197–204.

Kasprzyk A., 2002, *Ocena surowości suszy hydrologicznej w zlewniach o różnym użytkowaniu powierzchni*, Prace Inst. Akad. Święt. w Kielcach, Kielce, s. 147–154.

Kasprzyk A., 2004, *Występowanie susz hydrologicznych w Europie Środkowej*, Prace Inst. Akad. Święt. w Kielcach, 13, s. 181–201.

Kasprzyk A., 2005, *Rola czynników fizycznogeograficznych w kształtowaniu susz hydrologicznych w Europie Środkowej*, [w:] E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, Monografie IMGW, Warszawa, s. 277–285.

Kasprzyk A., 2009, *Zróżnicowanie niżówek na obszarze międzyrzecza Pilicy i Wisły*, [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 274–279.

Kasprzyk A., 2010, *Prawdopodobieństwo wystąpienia niżówek w zlewniach rzek województwa świętokrzyskiego*, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w badaniach geograficznych*, Wyd. UJK, Kielce, s. 273–208.

Kasprzyk A., Kupczyk E., 1998, *Ocena podatności systemu zlewni rzecznej na występowanie niżówek o znacznym deficycie odpływu*, [w:] A. Magnuszewski, U. Soczyńska (red.), *Hydrologia u progu XXI wieku*, Retro Art, Warszawa, s. 157–166.

Kazanowska E., 2006, *Charakterystyka susz hydrologicznych na przykładzie wybranych rzek północno-wschodniej części Polski*, Infr. i Ekol. Teren. Wiejsk., 4, 2, s. 51–59.

Kazanowska E., Banasik K., 2009, *Ocena intensywności niżówek rzecznych w małej zlewni rolniczej Niziny Mazowieckiej w ostatnich 45 latach*, Acta Sci. Pol., Formatio Circumiectus, 8, 3–4, s. 5–16.

Kazanowska E., Banasik K., 2011, *Streamflow droughts and probability of their occurrence in a small agricultural catchment*, Ann. Warsaw Univ. of Life Sci. – SGGW, Land Reclam., 43, 1, s. 57–69.

Kazanowska E., Chudy Ł., 2006, *Niżówki i wezbrania górnej Wilgi*, Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, 6, 2, s. 175–190.

Kiciński T., 1961, *Wydzielanie odpływu gruntowego w odpływie rzek w okresie wezbrania*, Zesz. Nauk. SGGW, Mel. Roln., 3, s. 3–16.

Kiciński T., 1963, *Udział odpływu gruntowego w całkowitym odpływie rzek na przykładzie rzeki górskiej i nizinnej*, Prace i Studia Kom. Inż. i Gosp. Wodn., 6, s. 139–155.

Kille K., 1970, *Das Verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse*, Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem., Hannover, s. 89–95.

Kłysik K., 1993, *Główne cechy klimatu*, [w:] S. Pączka (red.), *Środowisko geograficzne Polski Środkowej*, Wyd. UŁ, Łódź, s. 109–134.

Kondracki J., 1988, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa, 463 s.

Kostrzewa H., 1977, *Weryfikacja kryteriów i wielkości przepływu nienaruszalnego dla rzek Polski*, Mat. Bad. IMGW, Seria: Gosp. Wodn. i Ochr. Wód, 209 s.

Kostuch M., 2004, *Charakterystyka niżówek w potokach górskich w zlewniach o różnej lesistości*, Woda – Środowisko – Obszary Wiejskie, 4, 2a, s. 63–71.

Kożuchowski K., 1985, *Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w stuleciu 1881–1980,* Acta Geogr. Lodz., 48, 158 s.

Kożuchowski K., 2004, *Zmienność opadów atmosferycznych w Polsce w XX i XXI wieku*, [w:] K. Kożuchowski (red.), *Skala, uwarunkowania i perspektywy współczesnych zmian klimatycznych w Polsce*, Wyd. Biblioteka, Łódź, s. 47–58.

Kożuchowski K., Wibig J., 1988, *Kontynentalizm pluwialny w Polsce*, Acta Geogr. Lodz., 55, 102 s.

Kryza H., Kryza J., 1986, *Odpływ podziemny i zasoby odnawialne Sudetów i ich przedpola jako kryterium regionalizacji hydrogeologicznej*, Prace Nauk. Inst. Geotech. Polit. Wroc., Konf., 49, s. 109–117.

Krzemiński T., Papińska E., 1993, *Ukształtowanie powierzchni i geneza rzeźby*, [w:] S. Pączka (red.), *Środowisko geograficzne Polski Środkowej*, Wyd. UŁ, Łódź, s. 20–62.

Kudelin B.I., 1960, *Principy regionalnoj ocenki jestestviennych resursov podzemnych vod*, Izd. MGU, Moskwa, 344 s.

Kumar M.N., Murthy C.S., Sesha Sai M.V.R., Roy P.S., 2009, *On the use of Standardized Precipitation Index (SPI) for drought intensity assessment*, Meteorological Applications, 16, s. 381–389.

Kundzewicz Z.W., 2000, *Gdyby mała miarka… Zasoby wodne dla trwałego rozwoju*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 195 s.

Kundzewicz Z.W., 2008, *Hydrological extremes in the changing world*, Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys., vol. 39, s. 37–52.

Kundzewicz Z.W., Jania J.A., 2007, *Extreme hydro-meteorological events and their impacts. From the global down to the regional scale*, Geographia Polonica, vol. 80, 2, s. 9–23.

Kwon H.-J., Kim S.-J., 2010, *Assessment of Distributed Hydrological Drought Based on Hydrological Unit Map Using SWSI Drought Index in South Korea*, Journal of Civil Engineering, 14, 6, s. 923–929.

Laaha G., 2002, *Modelling summer and winter droughts as a basis for estimating river low flows*, [w:] *FRIEND 2002 – Regional Hydrology: Bridging the Gap between Research and Practice (Proceedings of the Fourth International FRIEND Conference held at Cape Town, South Africa, March 2002)*, IAHS Publ., 274, s. 289–295.

Laaha G., Blöschl G., 2005, *Low flow estimates from short stream flow records – a comparison of methods*, Journal of Hydrology, 306, s. 264–286.

Laaha G., Blöschl G., 2006, *Seasonality indices for regionalizing low flows*, Hydrological Processes, 20, s. 3851–3878.

Lambor J., 1952, *Przyczyny pogłębiających się okresów suszy na ziemiach naszych*, Przegl. Meteorol. i Hydrol., 3–4, s. 37–57.

Lambor J., 1965, *Podstawy i zasady gospodarki wodnej*, Wyd. Kom. i Łączn., Warszawa, 437 s.

Lambor J., 1971, *Hydrologia inżynierska*, Arkady, Warszawa, 362 s.

Linsley R.K., Kohler M.A., Paulhus J.L., 1958, *Hydrology for Engineers*, Mc Graw Hill, New York, 340 s.

Liu X., Xu Z., Yu R., 2012, *Spatiotemporal variability of drought and the potential climatological driving factors in the Liao River basin*, Hydrological Processes, 26, s. 1–14.

Lloyd-Huges B., Saunders M.A., 2002, *A drought climatology for Europe*, International Journal of Climatology, 22, s. 1571–1592.

Loon A.F. van, Lanen H.A.J. van, 2011, *A process-based typology of hydrological drought*, Hydrology and Earth System Sciences Discussions, 8, s. 11413–11483.

Loon A.F. van, Lanen H.A.J. van, Hisdal H., Tallaksen L.M., Fendeková M., Oosterwijk J., Horvát O., Machlica A., 2010, *Understanding hydrological winter drought in Europe*, [w:] *FRIEND 2010 – Global Change: Facing Risks and Threats to Water Resources (Proc. of the Sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco, October 2010)*, IAHS Publ., 340, s. 189–197.

Łabędzki L., 2007, *Estimation of Local Drought Frequency in Central Poland Using the Standardized Precipitation Index SPI*, Irrigation And Drainage, 56, s. 67–77.

Ma M., Song S., Ren L., Jiang S., Song J., 2011, *Multivariate drought characteristics using trivariate Gaussian and Student t copulas*, Hydrological Processes, published online in Wiley InterScience.

Magnuszewski A., 1990, *Zautomatyzowany sposób obliczania charakterystyk przepływów niżówkowych*, Przegl. Geof., 1–2, s. 79–83.

Maksymiuk Z., 1992, *Zależność między gęstością sieci rzecznej a przepuszczalnością podłoża w środkowej Polsce*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr., 16, s. 7–17.

Mamun A.A., Hashim A., Daoud J.I., 2010, *Regionalisation of low flow frequency curves for the Peninsular Malaysia*, Journal of Hydrology, 381, s. 174–180.

Markham C.G., 1970, *Seasonality of Precipitation in The United States*, Annals of the Association of American Geographers, vol. 60, 3, s. 593–597.

Matusewicz J., 1952, *Walka z suszą w świetle nauki radzieckiej*, Przegl. Meteorol. i Hydrol., 3–4, s. 116–122.

Maunder W.J., 1992, *Dictionary of Global Climate Change*, Chapman & Hall, New York, 240 s.

McMahon T.A., Finlayson B.L., 2003, *Droughts and anti-droughts: the low flow hydrology of Australian rivers*, Freshwater Biology, 48, s. 1147–1160.

Michalczyk Z., Głowacki S., Sobolewski W., 2010, *Wezbrania i niżówki w dorzeczu Ciemięgi*, Ann. Univ. Mariae Curie-Skłod. Lublin – Pol., Sectio B, vol. 65, 1, s. 87–98.

Mierkiewicz M., Sasim M., 2005, *Przyczyny i przebieg suszy 2003*, [w:] E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, Monografie IMGW, Warszawa, s. 286–298.

Mika J., Horváth Sz., Makra L., Dunkel Z., 2005, *The Palmer Drought Severity Index (PDSI) as an indicator of soil moisture*, Physics and Chemistry of the Earth, 30, s. 223–230.

Mikulski Z., 1952, *Wyniki badań na temat suszy w 1947 roku w Czechosłowacji*, Przegl. Meteorol. i Hydrol., 3–4, s. 123–135.

Mikulski Z., 1963, *Zarys hydrografii Polski*, PWN, Warszawa, 285 s.

Mikulski Z., 1998, *Gospodarka wodna*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 202 s.

Mioduszewski W., 2008, *Czy polska jest krajem ubogim w wodę?*, Gosp. Wodn., 5, s. 186–193.

Mishra A.K., Desai V.R., 2005, *Spatial and temporal drought analysis in the Kansabati river basin, India*, International Journal of River Basin Management, vol. 3, 1, s. 31–41.

Mishra A.K., Singh V.P., 2010, *A review of drought concepts*, Journal of Hydrology, 391, s. 202–216.

Mishra A.K., Singh V.P., 2011, *Drought modeling – A review*, Journal of Hydrology, 403, s. 157–175.

Mitosek H., 1952, *Zasoby wilgotności gleby w okresie suszy 1951 roku w porównaniu z uwilgotnieniem w latach 1949 i 1950*, Przegl. Meteorol. i Hydrol., 3–4, s. 72–95.

Mitosek H.T., 1999, *Odzwierciedlenie zmienności klimatu w czasowych szeregach przepływów rzek polskich*, Mat. Ogólnop. Konf. Nauk. pt.: *Zmiany i zmienność klimatu Polski. Ich wpływ na gospodarkę, ekosystemy i człowieka*, Wyd. UŁ, s. 189–194.

Mitosek H.T., 2003, *Problemy hydrologii stochastycznej. Procesy stochastyczne, pola losowe i momenty liniowe*, Wyd. Akad. Święt., Kielce, 182 s.

Molkwa M., Radczuk L., 2005, *Analiza stanów minimalnych dla wstępnej oceny przebiegu suszy hydrologicznej*, Przegl. Nauk. Inż. i Kszt. Środ., 31, s. 58–66.

Moreira E.E., Paulo A.A., Pereira L.S., Mexia J.T., 2006, *Analysis of SPI drought class transitions using loglinear models*, Journal of Hydrology, 331, s. 349–359.

Moszczyńska J., 1986, *Hydrologia dorzecza Wolbórki*, Acta Geogr. Lodz., 46, 146 s.

Nagarajan R., 2009, *Drought Assessment*, Springer, Dordrecht, 429 s.

Natermann E., 1958, *Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem Au-Linien Verfahren*, Veröffentlichung aus dem Ministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Düsseldorf, 44 s.

Norcliffe G.B., 1986, *Statystyka dla geografów*, PWN, Warszawa, 258 s.

Ntale H.K., Gan T.Y., 2003, *Drought indices and their application to East Africa*, International Journal of Climatology, 23, s. 1335–1357.

Orsztynowicz J., 1987, *Wody podziemne. Rodzaje wód podziemnych i ich regionalizacja*, [w:] J. Stachý (red.), *Atlas hydrologiczny Polski*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 36.

Ozga-Zielińska M., 1990, *Niżówki i wezbrania – ich definiowanie i modelowanie*, Przegl. Geof. 1–2, s. 33–44.

Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1997, *Hydrologia stosowana*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 324 s.

Palmer W.C., 1965, *Meteorological Drought*, Research Paper, 45, U.S. Department of Commerce, Wheather Bureau, Washington D.C., 58 s.

Pandey R.P., Mishra S.K., Singh R., Ramasastri K.S., 2008, *Streamflow Drought Severity Analysis of Betwa River System (India)*, Water Resources Management, 22, s. 1127–1141.

Parysek J.J., 1982, *Modele klasyfikacji w geografii*, Seria Geogr., 31, Wyd. UAM, Poznań, 224 s.

Paszczyk J., Michalczyk Z., Kaszewski B.M., 2007, *Ocena zmienności stanu uwilgotnienia województwa lubelskiego w wieloleciu 1951–2000*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 427–435.

Patel J.A., 2007, *Evaluation of low flow estimation techniques for ungauged catchments*, Water and Environment Journal, 21, s. 41–46.

Pfister Ch., Weingartner R., Luterbacher J., 2006, *Hydrological winter droughts over the last 450 years in the Upper Rhine basin: a methodological approach*, Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques, 51, 5, s. 966–985.

Pietrygowa Z., 1985, *Model prognozy odpływów niskich w okresach braku zasilania*, Wiad. IMGW, 1–2, s. 61–80.

Pietrygowa Z., 1988, *Propozycja zastosowania nowych parametrów do charakterystyki odpływów minimalnych*, [w:] Z. Michalczyk, K. Wojciechowski (red.), *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 37–47.

Pietrygowa Z., Bocheńska Z., 1986a, *Struktura modelu prognoz recesji odpływów (wersja udoskonalona)*, Wiad. IMGW, 2, s. 31–38.

Pietrygowa Z., Bocheńska Z., 1986b, *Model prognoz recesji odpływów dla zlewni Raby*, Wiad. IMGW, 4, s. 17–26.

Pociask-Karteczka J. (red.), 2003, *Zlewnia. Właściwości i procesy*, Wyd. UJ, Kraków, 288 s.

Pociask-Karteczka J., 1995, *Założenia metodyczne regionalizacji hydrologicznej na przykładzie dorzecza górnej Wisły*, Rozpr. Hab. UJ, 291, Kraków, 95 s.

Potopa V., Možný M., Soukupa J., 2012, *Drought evolution at various time scales in the lowland regions and their impact on vegetable crops in the Czech Republic*, Agricultural and Forest Meteorology, 156, s. 121–133.

Przedpełska W., 1971, *Zagadnienie susz atmosferycznych w Polsce i metody ich określania*, Prace PIHM, 103, s. 3–24.

Punzet J., 1991, *Badania nad czasem trwania niskich przepływów w rzekach i potokach karpackich i możliwości wykorzystania rezultatów w praktyce*, Wiad. IMGW, 1–4, s. 35–44.

Punzet J., 1996, *Niskie przepływy i czas ich trwania w górnych biegach rzek zachodniej części Karpat*, Gosp. Wodn., 11, s. 328–334.

Richter W., Lillich W., 1975, *Abriss der Hydrogeologie, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele & Obermiller)*, Stuttgart, 281 s.

Rossi G., Benedini M., Tsakiris G., Giakoumakis S., 1992, *On Regional Drought Estimation and Analysis*, Water Resources Management, 6, s. 249–277.

Rotnicka J., 1988, *Taksonomiczne podstawy klasyfikacji reżimu rzecznego*, Wyd. Nauk. UAM, Seria Geogr., 40, Poznań, 130 s.

Santhi C., Allen P.M., Muttiah R.S., Arnold J.G., Tuppad P., 2008, *Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions*, Journal of Hydrology, 351, s. 139–153.

Schwarze R., 1989, *Verfahren zur kontinuerlichen, bilantzgestützten und herkunftsraumbe-zogenen Durchflußganglinienanalyse für den Mittelgebirgsbereich*, Studienanleit., Sek. Wasserwesen, TU Dresden.

Searcy J.K., Hardison C.H., 1960, *Double-Mass Curves, Manual of Hydrology: Part 1. General Surface-Water Techniques*, Geological Survey Water-Supply Paper, 1541-B, Washington D.C., 66 s.

Sene K., 2010, *Hydrometeorology. Forecasting and Applications*, Springer, Dordrecht–Heidelberg–London–New York, 355 s.

Shafer B.A., Dezman L.E., 1982, *Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to Assess the Severity of Drought Conditions in Snowpack Runoff Areas*, [w:] *Preprints*, Western Snow Conf., Reno, NV, Colorado State University, s. 164–175.

Sharma T.C., Panu U.S., 2008, *Drought analysis of monthly hydrological sequences: a case study of Canadian rivers*, Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques, 53, 3, s. 503–518.

Sharma T.C., Panu U.S., 2009, *Analysis of annual hydrological droughts: the case of northwest Ontario, Canada*, Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques, 54, 1, s. 29–42.

Shiau J.-T., Feng S., Nadarajah S., 2007, *Assessment of hydrological droughts for the Yellow River, China, using copulas*, Hydrological Processes, 21, s. 2157–2163.

Sloto R.A., Crouse M.Y., 1996, *HYSEP: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis*, US Geol. Surv. Water-Resour. Invest. Rep., 90-4040, Lemoyne, Pennsylvania, 46 s.

Smakhtin V.U., 2001, *Low flow hydrology: a review*, Journal of Hydrology, 240, s. 147–186.

Sobolewski W., 2008, *Skrajnie niskie i wysokie przepływy rzek Polski w dwudziestoleciu 1986–2005*, Ann. Univ. Mariae Curie-Skłod. Lublin – Pol., Sectio B, vol. 63, 11, s. 201–212.

Soczyńska U. (red.), 1997, *Hydrologia dynamiczna*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 410 s.

Somorowska U., 2007, *Zmienność wskaźnika surowości suszy Palmera i jego wpływ na odpływ ze zlewni nizinnej*, Prace i Studia Geogr. UW, 38, s. 73–84.

Somorowska U., 2009, *Wzrost zagrożenia suszą hydrologiczną w różnych regionach geograficznych Polski w XX wieku*, Prace i Studia Geogr. UW, 43, s. 97–114.

Stachý J., 2011, *Występowanie lat mokrych i posusznych w Polsce (1951–2008)*, Gosp. Wodn., 8, s. 13–321.

Stachý J., Biernat B., 1987, *Odpływ rzeczny. Średni niski odpływ jednostkowy*, [w:] J. Stachý (red.), *Atlas hydrologiczny Polski*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 61.

Stachý J., Biernat B., Dobrzyńska I., 1979, *Odpływ rzek polskich w latach 1951–1970*, Mat. Bad. IMGW, Seria Spec., 6, 71 s.

Stahl K., Demuth S., 1999, *Linking streamflow drought to the occurrence of atmospheric circulation patterns*, Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques, 44, 3, s. 467–482.

Stan i wykorzystanie zasobów wód powierzchniowych Polski, 1996, Mat. Bad. IMGW, Seria: Gosp. Wodn. i Ochr. Wód, 20, 51 s.

Starkel L., Kundzewicz Z.W., 2008, *Konsekwencje zmian klimatu dla zagospodarowania przestrzennego kraju*, Nauka, 1, s. 85–101.

Steinemann A., 2003, *Drought Indicators and Triggers: A Stochastic Approach to Evaluation*, Journal of the American Water Resources Association, 39, 5, s. 1217–1233.

Stenz E., 1952, *Charakterystyka klimatologiczna suszy ze szczególnym uwzględnieniem suszy 1951 roku*, Przegl. Meteorol. i Hydrol., 3–4, s. 16–23.

Strzebońska-Ratomska B., 1994, *Metodyka oceny intensywności i zasięgu suszy hydrologicznej*, cz. I: *Susza hydrologiczna na Podkarpaciu w latach 1961–1990*, Wiad. IMGW, 4, s. 15–42.

Strzebońska-Ratomska B., 1995, *Metodyka oceny intensywności i zasięgu suszy hydrologicznej*, cz. II: *Wskaźnik suszy hydrologicznej jako podstawa oceny jej natężenia i przewidywania rozwoju*, Wiad. IMGW, 1, s. 29–40.

Sujono J., Shikasho S., Hiramatsu K., 2004, *A comparison of techniques for hydrograph recession analysis*, Hydrological Processes, 18, s. 403–413.

Szwed M., 2002, *Zmienność czasowa suszy w Wielkopolsce*, [w:] Z.W. Kundzewicz, M. Radziejewski (red.), *Detekcja zmian klimatu i procesów hydrologicznych*, Sorus, Poznań, s. 73–98.

Tabrizi A.A., Khalili D., Kamgar-Haghighi A.A., Zand-Parsa S., 2010, *Utilization of Time-Based Meteorological Droughts to Investigate Occurrence of Streamflow Droughts*, Water Resources Management, 24, s. 4287–4306.

Tallaksen L.M., 1995, *A review of baseflow recession analysis*, Journal of Hydrology, 165, s. 349–370.

Tallaksen L.M., Hisdal H., Lanen H.A.J. van, 2009, *Space-time modelling of catchment scale drought characteristics*, Journal of Hydrology, 375, s. 363–372.

Tallaksen L.M., Lanen H.A.J. van, 2004, *Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater*, Developments in Water Science, 48, Elsevier, Amsterdam, 579 s.

Tallaksen L.M., Madsen H., Clausen B., 1997, *On the definition and modelling of streamflow drought duration and deficit volume*, Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques, 42, 1, s. 15–33.

Tamulewicz J., 1993, *Struktura pola opadów atmosferycznych Polski w okresie 1951–1980*, Ser. Geogr., 56, Wyd. UAM, Poznań, 143 s.

Tlałka A., 1979, *Ustalenie wartości granicznej dla okresów niżówkowych*, Przegl. Geof., 1, s. 17–25.

Tlałka A., 1982, *Przestrzenne zróżnicowanie niżówek letnich w dorzeczu górnej Wisły*, Rozpr. Hab. UJ, 63, 119 s.

Tlałka A., 1984, *Metoda ustalania niżówek letnich na przykładzie rzek w dorzeczu górnej Wisły*, Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys., 16, s. 39–51.

Tlałka A., Wełna A., 1982, *Zależność średniego letniego odpływu niżówkowego rzek karpackich od wybranych parametrów środowiska geograficznego*, Przegl. Geof., 1–2, s. 121–125.

Tokarczyk T., 2001, *Zmienność przepływów niskich na obszarze Kotliny Kłodzkiej*, Zesz. Nauk. Akad. Roln. we Wroc., Inż. Środ., 413, s. 105–127.

Tokarczyk T., 2010, *Niżówka jako wskaźnik suszy hydrologicznej*, Monogr. IMGW, Wyd. IMGW, Warszawa, 164 s.

Tokarczyk T., Szalińska W., 2010, *Operacyjny system oceny zagrożenia suszą*, [w:] B. Więzik (red.), *Hydrologia w inżynierii i gospodarce wodnej*, t. 1, Monogr. PAN, 68, Warszawa, s. 285–294.

Tomalski P., 2011, *Dynamika zasobów płytkich wód podziemnych w województwie łódzkim i na obszarach sąsiednich*, Acta Geogr. Lodz., 97, Wyd. ŁTN, Łódź, 102 s.

Tomaszewski E., 1994, *Zastosowanie modeli regresyjnych do oceny zasobności wód podziemnych małych zlewni górskich*, Probl. Zagosp. Ziem Górsk., 37, s. 61–72.

Tomaszewski E., 1995, *Próba modyfikacji algorytmu FRIEND*, Przegl. Geof., 1, s. 45–52.

Tomaszewski E., 1998, *Zastosowanie zmodyfikowanego algorytmu FRIEND do oceny wielkości zasilania podziemnego rzek*, [w:] A. Magnuszewski, U. Soczyńska (red.), *Hydrologia u progu XXI wieku*, Retro Art, Warszawa, s. 285–293.

Tomaszewski E., 2001, *Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971–1990*, Acta Geogr. Lodz., 79, 149 s.

Tomaszewski E., 2005, *Application of the ET algorithm to estimation of groundwater flow dynamics in mountain rivers*, Landschaftsökologie und Umweltforschung, 48, Braunschweig, s. 109–120.

Tomaszewski E., 2007a, *Kilka uwag o zastosowaniu metody źródeł reprezentatywnych do oceny wielkości zasilania podziemnego rzeki*, [w:] P. Jokiel, P. Moniewski, M. Ziułkiewicz (red.), *Źródła Polski. Wybrane problemy krenologiczne*, Regina Polonae, Częstochowa, s. 163–171.

Tomaszewski E., 2007b, *Hydrological Droughts in Central Poland – Temporal and Spatial Patterns*, Geographia Polonica, vol. 80, 2, s. 117–124.

Tomaszewski E., 2007c, *Wybrane parametry struktury niżówek na przykładzie rzek Polski środkowej*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 548–556.

Tomaszewski E., 2007d, *Pora koncentracji odpływu podziemnego w środkowej Polsce*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, Wyd. UMCS, Lublin, s. 537–547.

Tomaszewski E., 2008, *Maksymalny czas trwania głębokich niżówek letnich w środkowej Polsce i jego uwarunkowania*, Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys., 8, s. 89–98.

Tomaszewski E., 2009a, *Selected aspects of drought streamflow deficit variability in small lowland catchments*, IHP-VII, Technical Documents in Hydrology, No. 84, UNESCO, Paris, s. 95–101.

Tomaszewski E., 2009b, *Wieloletnia zmienność niedoborów odpływu niżówkowego w środkowej Polsce*, [w:] R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda (red.), *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych*, Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, s. 261–273.

Tomaszewski E., 2011a, *Multiannual drought streamflow deficit in lake catchments*, Anthropogenic and Natural Transformation of Lakes, 5, Toruń, s. 189–196.

Tomaszewski E., 2011b, *Multiannual variability and homogeneity of drought streamflow deficit*, Die Bodenkultur, vol. 62, 1–4, s. 129–134.

Tomaszewski E., 2011c, *Defining the threshold level of hydrological drought in lake catchments*, Limnological Review, vol. 11, 2, s. 81–89.

Tsakiris G., Nalbantis I., Cavadias G., 2011, *Regionalization of low flows based on Canonical Correlation Analysis*, Advances in Water Resources, 34, s. 865–872.

Turkowska K., 2006, *Geomorfologia regionu łódzkiego*, Wyd. UŁ, Łódź, 237 s.

Verma A.K., 2011, *Regelation*, [w:] V.P. Singh, P. Singh, U.K. Haritashya (red.), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, Springer, Dordrecht, s. 933.

Vezza P., Comoglio C., Rosso M., Viglione A., 2010, *Low Flows Regionalization in North-Western Italy*, Water Resources Management, 24, s. 4049–4074.

Weber L., Nkemdirim L., 1998, *Palmer's drought indices revisited*, Geografiska Annaler, 80 A, 2, s. 153–172.

Węglarczyk S., 1998, *Wybrane problemy hydrologii stochastycznej*, Monogr. Polit. Krak., 235, Seria: Inż. Sanit. i Wodna, Kraków, 214 s.

White K.E., Sloto R.A., 1990, *Base-flow-frequency characteristics of selected Pennsylvania streams*, US Geol. Surv. Water-Resour. Invest. Rep., 90-4160, Lemoyne, Pennsylvania, 67 s.

Więckowska H., 1961, *O diagnozie charakteru działów wód podziemnych*, Przegl. Geof., 4, s. 225–241.

Wilhelmi O.V., Hubbard K.G., Wilhite D.A., 2002, *Spatial representation of agroclimatology in a study of agricultural drought*, International Journal of Climatology, 22, s. 1399–1414.

Wilhite D.A., 2005, *Drought*, [w:] J.E. Olivier (red.), *Encyclopedia of World Climatology*, Springer, Dordrecht, s. 338–341.

Wilhite D.A., Hayes M.A., Knutson C., Smith K.H., 2000, *Planning for Drought: Moving From Crisis to Risk Management*, Journal of the American Water Resources Association, vol. 38, 4, s. 697–710.

Wilhite D.A., Svoboda M.D., Hayes M.J., 2007, *Understanding the complex impacts of drought: A key to enhancing drought mitigation and preparedness*, Water Resources Management, 21, s. 763–774.

Wittenberg H., 1999, *Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes*, Hydrological Processes, 13, s. 715–726.

Wołoszyn J., Radczuk L., 1972, *Próba statystycznego wyznaczenia krzywej opadania przepływów w potokach i rzekach górskich na podstawie hydrogramu naturalnego*, Probl. Zagosp. Ziem Górsk., 10, s. 235–254.

Woo M.-K., Tarhule A., 1994, *Streamflow droughts of northern Nigerian rivers*, Hydrological Sciences – Journal – des Sciences Hydrologiques, 39, 1, s. 19–34.

Wrzesiński D., 1999, *Sezonowa struktura odpływu w dorzeczu Warty i jej przyrodnicze uwarunkowania*, Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN, 25, Poznań, 155 s.

Wrzesiński D., 2009, *Stabilność reżimu odpływu rzek w Polsce*, [w:] A.T. Jankowski, D. Absalon, R. Machowski, M. Ruman (red.), *Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska*, Wyd. Uniw. Śląsk., Sosnowiec, s. 307–318.

Wrzesiński D., 2010, *Przestrzenne zróżnicowanie stabilności reżimu rzek europejskich*, Seria: Studia i Prace z Geogr. i Geol. UAM, Bogucki Wyd. Nauk., Poznań, 220 s.

Wu H., Soh L.-K., Samal A., Chen X.-H., 2008, *Trend Analysis of Streamflow Drought Events in Nebraska*, Water Resources Management, 22, s. 145–164.

Wundt W., 1953, *Gewässerkunde*, Springer, Berlin, 320 s.

Yevjevich V., 1967, *An Objective Approach to Definitions and Investigations of Continental Hydrologic Drought*, Hydrology Paper, No. 23, Colorado State Univ., Fort Collins, Colorado, 18 s.

Zagrożenia okresowe występujące w Polsce, 2010, Rządowe Centrum Bezpieczeństwa, Wydz. Analiz i Prognoz Biura Monitorowania i Analizy Zagrożeń RCB, 39 s.

Zaidman M.D., Keller V., Young A.R., Wall A., 2003, *Adapting low-flow frequency analysis for use with short-period records*, Water and Environment Journal, vol. 17, 2, s. 74–79.

Zelenhasic E., 2002, *On the Extreme Streamflow Drought Analysis*, Water Resources Management, 16, s. 105–132.

Zelenhasic E., Salvai A., 1987, *A Method of Streamflow Drought Analysis*, Water Resources Research, vol. 23, 1, s. 156–168.

Zielińska M., 1964, *Metody obliczania i prognozowania niżówek w ujęciu probabilistycznym*, Wiad. Służby Hydro. i Meteo., 58, s. 31–57.

Żelaziński J., Pawłowska J., Mierkiewicz M., Kozieł S.R., 1998, *Metody wspomagania optymalnych strategii ograniczających skutki suszy*, Mat. Bad. IMGW, Seria: Hydrol. i Oceanol., 24, 47 s.

ZAŁĄCZNIKI

Zał. 1. Niżówkowe przepływy charakterystyczne rzek środkowej Polski i ich zmienność wynikająca z wydłużania serii obserwacyjnej (1951–2002)

Nr	Rzeka – wod.	GENp	Q_{70}	WNQ_R	SNQ_M	ZNQ_M	GENg	Q_{95}	Q_{90}	SNQ_R
					m^3s^{-1}					
1	Warta – Działoszyn	17,1	16,90	19,30	17,69	16,90	10,50	10,70	12,60	11,71
2	Warta – Sieradz	30,3	30,50	39,40	32,19	30,00	20,50	19,86	22,62	21,47
3	Warta – Poznań	63,6	62,50	87,00	76,79	64,00	36,70	36,10	42,50	40,29
4	Warta – Gorzów Wlkp.	144,0	144,0	167,00	173,99	151,00	92,20	95,40	107,00	104,22
5	Oleśnica – Niechmirów	0,94	1,04	1,36	1,33	1,12	0,38	0,51	0,64	0,58
6	Widawka – Rogoźno	5,5	5,50	8,16	5,60	5,45	2,19	2,54	3,30	3,66
7	Widawka – Podgórze	7,99	8,33	12,30	9,04	8,25	4,64	4,64	5,58	5,40
8	Grabia – Grabno	1,68	1,90	2,12	2,37	2,03	0,91	0,91	1,16	1,18
9	Ner – Dąbie	3,2	6,00	5,05	6,24	5,44	2,28	2,88	3,84	2,71
10	Kiełbaska – Kościelec	1,56	1,55	2,86	1,71	1,59	0,72	0,51	0,84	0,97
11	Prosna – Mirków	2,15	2,92	2,86	2,66	2,41	1,30	1,55	1,92	1,28
12	Prosna – Bogusław	7,11	7,90	8,98	9,48	7,92	3,40	4,09	4,96	4,13
13	Niesób – Kuźnica Skak.	0,46	0,48	0,46	0,54	0,48	0,19	0,18	0,25	0,23
14	Ołobok – Ołobok	0,57	0,60	0,66	0,86	0,67	0,20	0,24	0,31	0,28
15	Mogilnica – Konojad	0,27	0,42	0,54	0,90	0,52	0,10	0,14	0,20	0,18
16	Wełna – Pruśce	1,52	1,49	2,65	2,57	1,87	0,59	0,54	0,78	0,88
17	Noteć – Pakość	2,66	2,90	3,70	4,68	3,49	1,34	1,27	1,62	1,81
18	Noteć – N. Drezdenko	57,1	57,00	63,10	62,46	57,00	39,70	40,40	45,20	41,14
19	Pilica – Przedbórz	8,82	9,74	10,90	10,17	9,29	5,70	5,75	6,85	5,94
20	Pilica – Spała	20,2	19,60	20,20	20,49	18,75	12,00	13,50	14,80	12,93
21	Pilica – N. Miasto	23,6	22,80	25,80	24,41	21,90	15,60	15,70	17,00	16,02
22	Pilica – Białobrzegi	27,2	28,20	31,50	30,62	27,95	19,70	19,80	21,60	20,00
23	Czarna Malen. – Dąbrowa	2,95	3,16	4,74	3,30	2,83	1,83	1,85	2,15	1,81
24	Wolbórka – Zawada	1,43	1,68	1,43	1,55	1,49	0,77	0,90	1,15	0,79
25	Drzewiczka – Odrzywół	3,14	3,30	3,14	3,06	2,80	1,70	2,10	2,44	1,81
26	Bzura – Sochaczew	10,6	10,90	12,10	12,72	10,65	5,11	5,70	7,15	6,16
27	Rawka – Kęszyce	3,63	3,50	3,63	3,45	3,27	2,36	2,30	2,63	2,19
28	Utrata – Krubice	1,1	1,27	1,28	1,38	1,22	0,53	0,58	0,78	0,66
29	Łasica – Władysławów	0,36	0,47	0,44	0,74	0,60	0,11	0,13	0,22	0,18

GENp – genetyczny estymator rzędnej odcięcia niżówki płytkiej; GENg – genetyczny estymator rzędnej odcięcia niżówki głębokiej; $Q_{70, 90, 95}$ – percentyl rzędnej z krzywej czasów trwania przepływu wraz z wyższymi; WNQ – wysoki niski przepływ; SNQ – średni niski przepływ; ZNQ – zwyczajny niski przepływ; R – obliczenia dokonywane w kroku rocznym; M – obliczenia dokonywane w kroku miesięcznym; Cv – współczynnik zmienności obliczany dla zbioru, w którym każdy kolejny element posiada serię obserwacyjną wydłużoną o 1 rok.

Prawe skrzydło tabeli stanowi kontynuację przypadków (wierszy) ze skrzydła lewego.

Zał. 1 cd. Characteristic low flows in rivers of central Poland and their variability resulting from lengthening of the observation period (1951–2002)

Nr	ZNQ_R	CvQ_{70}	$CvWNQ_R$	$CvSNQ_M$	$CvZNQ_M$	CvQ_{95}	CvQ_{90}	$CvSNQ_R$	$CvZNQ_R$
	m^3s^{-1}		–	–	–	–	–	–	–
1	11,30	0,102	0,217	0,107	0,102	0,075	0,106	0,142	0,151
2	21,40	0,101	0,214	0,116	0,114	0,078	0,082	0,132	0,124
3	39,25	0,127	0,247	0,136	0,126	0,100	0,111	0,161	0,158
4	99,20	0,082	0,181	0,107	0,091	0,027	0,039	0,074	0,057
5	0,52	0,107	0,117	0,058	0,123	0,208	0,153	0,126	0,191
6	3,56	0,222	0,495	0,216	0,259	0,191	0,203	0,377	0,346
7	4,84	0,135	0,377	0,113	0,142	0,060	0,087	0,154	0,087
8	1,16	0,238	0,199	0,220	0,254	0,095	0,170	0,165	0,208
9	2,74	0,164	0,252	0,162	0,140	0,123	0,174	0,173	0,221
10	0,97	0,344	0,520	0,296	0,328	0,424	0,423	0,478	0,542
11	1,22	0,083	0,294	0,137	0,113	0,106	0,109	0,207	0,175
12	3,85	0,141	0,190	0,111	0,122	0,114	0,122	0,120	0,119
13	0,22	0,245	0,320	0,193	0,202	0,246	0,276	0,303	0,309
14	0,28	0,183	0,356	0,154	0,149	0,348	0,268	0,358	0,376
15	0,15	0,107	0,366	0,185	0,149	0,105	0,083	0,225	0,198
16	0,71	0,167	0,377	0,194	0,194	0,114	0,145	0,253	0,229
17	1,74	0,124	0,196	0,164	0,130	0,078	0,081	0,117	0,123
18	40,25	0,064	0,169	0,089	0,073	0,044	0,045	0,087	0,085
19	6,14	0,055	0,145	0,053	0,065	0,057	0,050	0,051	0,043
20	12,50	0,075	0,062	0,044	0,053	0,075	0,077	0,057	0,056
21	15,55	0,093	0,165	0,076	0,100	0,044	0,058	0,081	0,068
22	19,00	0,108	0,171	0,090	0,113	0,048	0,060	0,078	0,060
23	1,77	0,049	0,229	0,081	0,056	0,074	0,044	0,065	0,063
24	0,72	0,123	0,229	0,144	0,190	0,058	0,124	0,094	0,084
25	1,79	0,076	0,151	0,118	0,109	0,059	0,070	0,108	0,097
26	5,89	0,120	0,268	0,108	0,143	0,118	0,141	0,199	0,213
27	2,01	0,066	0,151	0,084	0,084	0,049	0,047	0,073	0,054
28	0,66	0,159	0,221	0,127	0,109	0,171	0,195	0,212	0,264
29	0,16	0,078	0,162	0,094	0,122	0,157	0,105	0,073	0,154

GENp – genetic estimator of the threshold level for a minor hydrological drought; GENg – genetic estimator of the threshold level for a severe hydrological drought; $Q_{70, 90, 95}$ – percentile of the flow duration curve; WNQ – maximum low flow; SNQ – mean low flow; ZNQ – median low flow; R – annual time step; M – monthly time step; Cv – variation coefficient calculated for a file where for every successive element observation period is lengthened by 1 year.

Zał. 2. Macierz korelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego (VnR) w rzekach środkowej Polski (1951–2002)
Correlation matrix of annual drought streamflow deficits (VnR) in rivers of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wodowskaz	Działosz.	Sieradz	Poznań	Gorz.W.	Niechm.	Rogoźno	Podgórze	Grabno	Dąbie	Kościel.	Mirków	Bogusł.	Kuź. Skak.	Olobok	Konojad
1	Warta – Działoszyn	1,00	0,84	0,70	0,68	0,57	0,28	0,48	0,78	0,36	0,29	0,46	0,66	0,76	0,65	0,39
2	Warta – Sieradz	0,84	1,00	0,86	0,84	0,58	0,54	0,75	0,80	0,57	0,48	0,61	0,81	0,77	0,72	0,42
3	Warta – Poznań	0,70	0,86	1,00	0,91	0,57	0,63	0,75	0,78	0,64	0,54	0,52	0,86	0,64	0,67	0,64
4	Warta – Gorzów Wlkp.	0,68	0,84	0,91	1,00	0,63	0,54	0,72	0,82	0,60	0,45	0,66	0,88	0,70	0,76	0,65
5	Oleśnica – Niechmirów	0,57	0,58	0,57	0,63	1,00	0,05	0,32	0,81	0,09	-0,13	0,65	0,73	0,69	0,78	0,43
6	Widawka – Rogoźno	0,28	0,54	0,63	0,54	0,05	1,00	0,90	0,24	0,80	0,84	0,08	0,44	0,25	0,19	0,31
7	Widawka – Podgórze	0,48	0,75	0,75	0,72	0,32	0,90	1,00	0,50	0,77	0,71	0,36	0,64	0,47	0,48	0,32
8	Grabia – Grabno	0,78	0,80	0,78	0,82	0,81	0,24	0,50	1,00	0,36	0,13	0,70	0,83	0,75	0,81	0,48
9	Ner – Dąbie	0,36	0,57	0,64	0,60	0,09	0,80	0,77	0,36	1,00	0,82	0,21	0,52	0,41	0,31	0,27
10	Kiełbaska – Kościelec	0,29	0,48	0,54	0,45	-0,13	0,84	0,71	0,13	0,82	1,00	-0,01	0,31	0,24	0,06	0,23
11	Prosna – Mirków	0,46	0,61	0,52	0,66	0,65	0,08	0,36	0,70	0,21	-0,01	1,00	0,75	0,65	0,80	0,38
12	Prosna – Bogusław	0,66	0,81	0,86	0,88	0,73	0,44	0,64	0,83	0,52	0,31	0,75	1,00	0,78	0,87	0,51
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	0,76	0,77	0,64	0,70	0,69	0,25	0,47	0,75	0,41	0,24	0,65	0,78	1,00	0,82	0,41
14	Ołobok – Ołobok	0,65	0,72	0,67	0,76	0,78	0,19	0,48	0,81	0,31	0,06	0,80	0,87	0,82	1,00	0,42
15	Mogilnica – Konojad	0,39	0,42	0,64	0,65	0,43	0,31	0,32	0,48	0,27	0,23	0,38	0,51	0,41	0,42	1,00
16	Wełna – Prusce	0,70	0,72	0,86	0,86	0,69	0,35	0,52	0,84	0,43	0,26	0,50	0,81	0,65	0,72	0,61
17	Noteć – Pakość	0,76	0,72	0,61	0,68	0,72	0,06	0,33	0,83	0,16	-0,02	0,71	0,72	0,75	0,74	0,44
18	Noteć – Nowe Drezdenko	0,63	0,79	0,76	0,91	0,56	0,55	0,72	0,77	0,58	0,42	0,63	0,78	0,69	0,71	0,51
19	Pilica – Przedbórz	0,68	0,70	0,54	0,54	0,69	-0,05	0,19	0,74	0,09	-0,07	0,64	0,57	0,63	0,58	0,35
20	Pilica – Spała	0,60	0,56	0,39	0,47	0,64	-0,18	0,06	0,68	-0,03	-0,20	0,63	0,50	0,57	0,58	0,29
21	Pilica – Nowe Miasto	0,71	0,67	0,47	0,58	0,65	-0,05	0,21	0,76	0,08	-0,09	0,66	0,59	0,68	0,68	0,32
22	Pilica – Białobrzegi	0,75	0,83	0,61	0,69	0,61	0,25	0,48	0,78	0,30	0,18	0,67	0,66	0,70	0,71	0,31
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	0,51	0,57	0,62	0,60	0,33	0,42	0,37	0,52	0,48	0,49	0,30	0,51	0,42	0,31	0,51
24	Wolbórka – Zawada	0,41	0,56	0,41	0,45	0,16	0,41	0,49	0,45	0,50	0,42	0,30	0,44	0,43	0,37	0,12
25	Drzewiczka – Odrzywół	0,62	0,70	0,39	0,54	0,29	0,30	0,48	0,53	0,46	0,35	0,51	0,47	0,61	0,47	0,12
26	Bzura – Sochaczew	0,81	0,88	0,75	0,83	0,67	0,35	0,57	0,90	0,48	0,28	0,66	0,81	0,83	0,78	0,39
27	Rawka – Kęszyce	0,71	0,75	0,53	0,67	0,57	0,21	0,43	0,76	0,22	0,11	0,60	0,59	0,66	0,62	0,28
28	Utrata – Krubice	0,30	0,61	0,61	0,59	0,29	0,58	0,68	0,53	0,66	0,43	0,38	0,57	0,43	0,49	0,26
29	Łasica – Władysławów	0,55	0,60	0,45	0,56	0,56	0,07	0,28	0,74	0,22	0,01	0,51	0,55	0,54	0,64	0,16

Podkreślono współczynniki nieistotne na poziomie $\alpha = 0,05$. Ciąg dalszy załącznika stanowi prawostronne rozwinięcie macierzy korelacyjnej.
Underlined insignificant coefficients on the level $\alpha = 0,05$. Continuation of this appendix is a right side expansion of the correlation matrix.

Zał. 2 cd.

Nr	Rzeka – wodowskaz	Prusce	Pakość	N. Drezd.	Przedb.	Spała	N.Miasto	Białob.	Dąbr.	Zawada	Odrzyw.	Sochacz.	Kęszyce	Krubice	Wład.
1	Warta – Działoszyn	0,70	0,76	0,63	0,68	0,60	0,71	0,75	0,51	0,41	0,62	0,81	0,71	0,30	0,55
2	Warta – Sieradz	0,72	0,72	0,79	0,70	0,56	0,67	0,83	0,57	0,56	0,70	0,88	0,75	0,61	0,60
3	Warta – Poznań	0,86	0,61	0,76	0,54	0,39	0,47	0,61	0,62	0,41	0,39	0,75	0,53	0,61	0,45
4	Warta – Gorzów Wlkp.	0,86	0,68	0,91	0,54	0,47	0,58	0,69	0,60	0,45	0,54	0,83	0,67	0,59	0,56
5	Oleśnica – Niechmirów	0,69	0,72	0,56	0,69	0,64	0,65	0,61	0,33	0,16	0,29	0,67	0,57	0,29	0,56
6	Widawka – Rogoźno	0,35	0,06	0,55	-0,05	-0,18	-0,05	0,25	0,42	0,41	0,30	0,35	0,21	0,58	0,07
7	Widawka – Podgórze	0,52	0,33	0,72	0,19	0,06	0,21	0,48	0,37	0,49	0,48	0,57	0,43	0,68	0,28
8	Grabia – Grabno	0,84	0,83	0,77	0,74	0,68	0,76	0,78	0,52	0,45	0,53	0,90	0,76	0,53	0,74
9	Ner – Dąbie	0,43	0,16	0,58	0,09	-0,03	0,08	0,30	0,48	0,50	0,46	0,48	0,22	0,66	0,22
10	Kiełbaska – Kościelec	0,26	-0,02	0,42	-0,07	-0,20	-0,09	0,18	0,49	0,42	0,35	0,28	0,11	0,43	0,01
11	Prosna – Mirków	0,50	0,71	0,63	0,64	0,63	0,66	0,67	0,30	0,30	0,51	0,66	0,60	0,38	0,51
12	Prosna – Bogusław	0,81	0,72	0,78	0,57	0,50	0,59	0,66	0,51	0,44	0,47	0,81	0,59	0,57	0,55
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	0,65	0,75	0,69	0,63	0,57	0,68	0,70	0,42	0,43	0,61	0,83	0,66	0,43	0,54
14	Ołobok – Ołobok	0,72	0,74	0,71	0,58	0,58	0,68	0,71	0,31	0,37	0,47	0,78	0,62	0,49	0,64
15	Mogilnica – Konojad	0,61	0,44	0,51	0,35	0,29	0,32	0,31	0,51	0,12	0,12	0,39	0,28	0,26	0,16
16	Wełna – Prusce	1,00	0,68	0,75	0,52	0,44	0,53	0,56	0,49	0,39	0,30	0,77	0,57	0,42	0,56
17	Noteć – Pakość	0,68	1,00	0,63	0,71	0,75	0,80	0,73	0,43	0,38	0,60	0,80	0,74	0,29	0,63
18	Noteć – Nowe Drezdenko	0,75	0,63	1,00	0,45	0,39	0,54	0,71	0,45	0,56	0,61	0,83	0,74	0,61	0,60
19	Pilica – Przedbórz	0,52	0,71	0,45	1,00	0,90	0,85	0,81	0,51	0,24	0,52	0,73	0,72	0,33	0,58
20	Pilica – Spała	0,44	0,75	0,39	0,90	1,00	0,96	0,83	0,43	0,29	0,56	0,69	0,74	0,23	0,65
21	Pilica – Nowe Miasto	0,53	0,80	0,54	0,85	0,96	1,00	0,90	0,45	0,38	0,67	0,79	0,84	0,29	0,71
22	Pilica – Białobrzegi	0,56	0,73	0,71	0,81	0,83	0,90	1,00	0,50	0,51	0,74	0,85	0,88	0,49	0,73
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	0,49	0,43	0,45	0,51	0,43	0,45	0,50	1,00	0,27	0,47	0,57	0,44	0,34	0,39
24	Wolbórka – Zawada	0,39	0,38	0,56	0,24	0,29	0,38	0,51	0,27	1,00	0,59	0,62	0,55	0,50	0,55
25	Drzewiczka – Odrzywół	0,30	0,60	0,61	0,52	0,56	0,67	0,74	0,47	0,59	1,00	0,72	0,77	0,38	0,60
26	Bzura – Sochaczew	0,77	0,80	0,83	0,73	0,69	0,79	0,85	0,57	0,62	0,72	1,00	0,85	0,61	0,79
27	Rawka – Kęszyce	0,57	0,74	0,74	0,72	0,74	0,84	0,88	0,44	0,55	0,77	0,85	1,00	0,39	0,73
28	Utrata – Krubice	0,42	0,29	0,61	0,33	0,23	0,29	0,49	0,34	0,50	0,38	0,61	0,39	1,00	0,52
29	Łasica – Władysławów	0,56	0,63	0,60	0,58	0,65	0,71	0,73	0,39	0,55	0,60	0,79	0,73	0,52	1,00

Podkreślono współczynniki nieistotne na poziomie $\alpha = 0,05$.
Underlined insignificant coefficients on the level $\alpha = 0,05$.

Zał. 3. Współczynniki korelacji niedoborów odpływu niżówkowego w sąsiednich miesiącach w rzekach środkowej Polski (1951–2002)

Correlation coefficients of drought streamflow deficit in subsequent months in rivers of central Poland (1951–2002)

Nr	Rzeka – wodowskaz	XI/XII	XII/I	I/II	II/III	III/IV	IV/V	V/VI	VI/VII	VII/VIII	VIII/IX	IX/X	X/XI
1	Warta – Działoszyn	0,72	0,79	0,53	0,42	0,73	0,93	0,79	0,68	0,82	0,79	0,79	0,34
2	Warta – Sieradz	0,59	0,72	0,65	0,35	0,01	0,74	0,73	0,56	0,79	0,63	0,90	0,17
3	Warta – Poznań	0,73	0,68	0,62	0,52	-0,01	0,51	0,77	0,65	0,74	0,74	0,88	0,15
4	Warta – Gorzów Wlk.	0,80	0,61	0,70	0,67	-0,06	0,37	0,69	0,71	0,77	0,76	0,88	0,12
5	Oleśnica - Niechmirów	0,72	0,74	0,51	0,57	0,89	0,48	0,75	0,70	0,82	0,81	0,85	0,28
6	Widawka – Rogoźno	0,67	0,81	0,34	0,36	0,32	0,70	0,90	0,72	0,80	0,80	0,91	0,40
7	Widawka – Podgórze	0,63	0,74	0,62	0,39	0,03	0,56	0,79	0,63	0,80	0,74	0,84	0,12
8	Grabia – Grabno	0,93	0,92	0,87	0,75	0,79	0,76	0,84	0,81	0,84	0,82	0,91	0,61
9	Ner – Dąbie	0,82	0,77	0,68	0,60	0,09	0,12	0,58	0,50	0,72	0,79	0,89	0,23
10	Kiełbaska – Kościelec	0,85	0,78	0,70	0,32	0,79	0,90	0,92	0,95	0,87	0,90	0,94	0,81
11	Prosna – Mirków	0,40	0,63	0,51	0,39	0,36	0,35	0,59	0,69	0,83	0,60	0,75	0,12
12	Prosna – Bogusław	0,70	0,33	0,73	0,34	0,06	0,49	0,62	0,63	0,76	0,70	0,88	0,13
13	Niesób – Kuźnica Skakawska	0,86	0,49	0,67	0,69	0,12	0,65	0,77	0,74	0,77	0,79	0,86	0,49
14	Ołobok – Ołobok	0,74	0,70	0,68	0,34	0,49	0,74	0,81	0,73	0,89	0,82	0,85	0,21
15	Mogilnica – Konojad	0,77	0,52	0,80	0,58	-0,04	0,39	0,52	0,64	0,75	0,77	0,83	0,23
16	Wełna – Pruśce	0,80	0,41	0,92	0,80	-0,02	0,15	0,61	0,77	0,93	0,77	0,93	0,37
17	Noteć – Pakość	0,81	0,74	0,76	0,79	0,41	0,68	0,83	0,73	0,92	0,76	0,86	0,35
18	Noteć – Nowe Drezdenko	0,77	0,43	0,41	0,90	-0,04	0,60	0,65	0,74	0,81	0,75	0,90	0,04
19	Pilica – Przedbórz	0,55	0,74	0,59	0,32	0,49	0,49	0,68	0,56	0,72	0,81	0,83	0,23
20	Pilica – Spała	0,70	0,69	0,76	0,71	0,57	0,57	0,68	0,41	0,76	0,76	0,91	0,36
21	Pilica – Nowe Miasto	0,72	0,71	0,64	0,50	0,23	0,56	0,63	0,29	0,77	0,73	0,92	0,14
22	Pilica – Białobrzegi	0,62	0,57	0,53	0,32	-0,01	0,50	0,64	0,33	0,76	0,70	0,90	0,14
23	Czarna Maleniecka – Dąbrowa	0,45	0,71	0,64	0,73	0,29	0,68	0,59	0,48	0,66	0,69	0,82	0,31
24	Wolbórka – Zawada	0,52	0,65	0,42	0,41	0,34	0,56	0,58	0,69	0,78	0,68	0,74	0,04
25	Drzewiczka – Odrzywół	0,66	0,51	0,64	0,69	0,14	0,57	0,83	0,53	0,80	0,76	0,80	0,01
26	Bzura – Sochaczew	0,94	0,69	0,61	0,64	0,90	0,79	0,65	0,48	0,81	0,70	0,67	0,46
27	Rawka – Kęszyce	0,08	0,69	0,51	0,73	0,33	0,65	0,76	0,69	0,83	0,74	0,72	-0,06
28	Utrata – Krubice	-0,02	0,72	0,46	0,42	0,08	0,38	0,50	0,78	0,92	0,77	0,72	0,14
29	Łasica – Władysławów	-0,03	0,82	0,59	X	X	X	0,59	0,66	0,85	0,72	0,75	X

Podkreślono współczynniki nieistotne na poziomie $\alpha = 0,05$; X – brak niedoborów odpływu niżówkowego w jednym z miesięcy w ciągu całego badanego okresu.

Underlined insignificant coefficients on the level $\alpha = 0,05$; X – lack of drought streamflow deficits in one of the months during the whole observation period.

SUMMARY

Multiannual and seasonal dynamics of low flows in rivers of central Poland

Central Poland belongs to territories which are put at risk of occurrence of hydrological droughts at serious level of severity. It results in periodic water shortage, decrease of groundwater table and occurrence of low flows in rivers. Multifaceted analysis of low flows allows to assess low flow development dynamics as well as identify multiannual and seasonal features of drought streamflow deficits regime. Good knowledge of these processes and phenomena may effectively support the tools and strategies of optimal reduction of drought results, its prevention and prediction. It is worth noticing that knowledge of low flow regime is very important for water balance structure which may be crucial for identification of quantity and dynamics of available water resources.

The study area consisted of three river basins – the Warta, Pilica and Bzura – placed in the central part of Poland. A set of 29 water-gauges located in these basins was selected for analysis. All of the gauges, encompassing medium and big catchments, reflected simple regimes of small rivers in homogeneous basins as well as more complex regimes in larger basins of heterogeneous water courses. Basic calculations were made on daily discharge series from the period 1951–2002.

Theoretical and simulation studies proved that marking off the minor and severe phase of river low flow is fully justified from both genetic and statistical points of view. Using the threshold method for low-flow episodes identification, the best results are achieved for discharge values estimated on flow duration curve ($Q_{70\%}$ – minor hydrological drought, $Q_{95\%}$ – severe hydrological drought). They are very stable during changing of observation period length and also refer to genetic truncation levels of minor and severe low flows. It also seems that severe low flow phase has some unique features which reflects river low flow regime.

Analysis of spatial differentiation of drought streamflow deficits in central Poland demonstrated that their spatial structure and multiannual dynamics depends on both hydroclimatological and physiographical determinants. In catchments of central Poland of special importance in this matter are: structure, capacity and dynamics of groundwater reservoirs of active exchange zone, lakes with river inflow and outflow which have hydraulic connections with ground waters, size of the river and its location in hydrological structure as well as level of low-flow regime complexity. Second, equally important group of determinants, includes water management activities which result in draining and moving water resources by surface mining of brown coal, intake exploitation and water transportation for municipal needs of urban agglomeration and steering of big dammed reservoirs. Less impact is connected with land improvement and small controlled retention (small water reservoirs, ponds etc.).

In the 2nd half of 20th century there were no linear trends drought streamflow deficit changes observed. Impact of systematic component, in almost every analysed catchment, was estimated by statistically significant third polynomial equation. In course of function there are observed 2 phases of maximum drought streamflow deficits which reflect severe droughts of 50s and 90s as well as period of 70s when these deficits did not play the important role in forming of low-flow regime in rivers of central Poland. On the base of daily discharge series up to 2010, for 7 from 29 investigated cases there was possible to extrapolate estimated trends in the future – beyond 2002. It appeared that non-linear, decreasing tendency of drought streamflow deficit is continued in the period 2002–2010, despite the droughts that occurred in 2003 and 2006. Period of severe low flows in 90s appeared crucial for low flow regime of central Poland rivers. In this time on the whole investigated area there appeared statistically significant changes in relations between drought streamflow deficit volume and number of days with low flow.

Severe hydrological droughts of 50s in central Poland had completely different course than in 90s. In the middle of 20th century the minor phase of low flows played an important role whereas during 90s the deficit volume was almost the same but severe phase of low flows which was spatially diverse was of great importance as well. It resulted in appearance of areas put at risk of basic water resources shortage because of very intensive water consumption for municipal, agricultural and industrial purposes simultaneously with meteorological and agricultural drought.

Annual drought streamflow deficits are synchronized together with downstream. In spatial aspect, high correlations appeared in the group of autochthonous catchments, especially, where the river flow is quasi-natural. In catchments where flow is determined by anthropogenic impact, spatial correlations lose their statistical significance. Multiannual inertia of low flows is high and information

about streamflow deficits exists in investigated systems for 2 years on average (systems have “good” but “short” memory).

In seasonal variability of drought streamflow deficits summer half-year plays a very important role. In some rivers, winter low flows share only a few per cent in annual streamflow deficit and severe phase of low flows is very rare in this season. Monthly variability of drought streamflow deficit is determined by seasonality of hydroclimatological phenomena as well as vegetation cycle (evapotranspiration, distribution and intensity of precipitation, type and extent of vegetation cover) and a smaller degree by stationary physiographical features. In seasonal changeability there appears high correlational similarity of drought streamflow deficits in pairs of subsequent months for major part of a year; insignificant correlation coefficients sometimes occur during spring and late autumn.

Presented studies led to conclusion that seasonality level as well as time concentration period of hydrological drought in catchment of central Poland demonstrate significant and multidirectional changes. Mean time concentration periods of drought streamflow deficit fall on summer season, mainly on August. Their time distribution is determined mostly by hydrometeorological factors (precipitation, evapotranspiration). Seasonality index of hydrological drought reflects capacity and regime of active exchange zone reservoirs and sometimes depends on synchronicity level of low-flow periods between main river and its tributaries. Moreover, multiannual variability of seasonality index is very prone to anthropogenic impact. In catchments where low flows are formed under strong anthropopression this characteristic demonstrates statistically significant growth trends which result in continuous deepening of water shortage during summer season.

Dynamics of low-flow episodes progression is characterized by high seasonal and multiannual variability. Its basis is determined by strong differentiation of hydrometeorological conditions which generate particular episodes as well as modifying role of anthropogenic and physiographical factors (mainly hydrogeological conditions and lakes). It is interesting that in average conditions, phase of recession and rise of low flow has a very similar length and discharge minimum is placed exactly in the middle of low-flow episode. Similar remark concerns the pace of low flow recession and rise. This fact might be very useful for low flow modeling on the base of, for example – isosceles triangle. Multiannual tendencies of selected characteristics of low flows, estimated in annual or monthly steps, lose their statistical significance in scale of particular episodes. The only significant linear trends concerned the frequency of low-flow episodes occurrence and stabilization of recession pace. It should be noticed that in both cases the tendency appeared in 30% of investigated catchments and was characterized by a low gradient od changes.

Assessment of hydrological drought risk in central Poland indicated existence of high-risk areas in the matter of length as well as volume of maximum

low flow. There was probability of hands-off resources degradation during low flow periods estimated. There were indicated such features of low flow regime which are based on probability of non-exceedance of 5 and 10 times of mean low flow duration and allow to estimate the load of low-flow resources in conditions of mean and extreme hydrological drought.

Results of investigation led to identification of some types of low flow regime in multiannual and seasonal variability scale. Classification procedure was based on power components method and Ward's hierarchical clustering. Their application showed 4 types of multiannual variability and 5 types of seasonal variability of low flow regime in central Poland.

Presented results of analyses have finished some stage of the study. Knowledge of low flow variability in central Poland and their determinants allows to use some conclusions in water management activity or water resources assessment. When the defined scientific problems were solved, new questions appeared. It is possible to express it in one question: does present level of knowledge allows to construct the regional model of hydrological drought? This does not concern operational active model but the procedure predicting general level of drought streamflow deficit expected in annual or half-yearly advance. In author's opinion, features of investigated time series and identified regularities are so promising that the trial of such study might be realized soon.

SPIS TABEL

Tab. 1. Przykłady współczesnych systemów wczesnego ostrzegania przed suszą 20
Tab. 2. Charakterystyczne jednostkowe odpływy niżówkowe w zlewniach rzek środkowej Polski (1951–2002) 56
Tab. 3. Wybrane charakterystyki struktury i zmienności niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach rzek środkowej Polski (1951–2002) 84
Tab. 4. Funkcje wieloletnich tendencji niedoborów odpływu niżówkowego istotne na poziomie $\alpha = 0{,}05$ (1951–2002) 96
Tab. 5. Terminy zerwań jednorodności genetycznej w relacji rocznej objętości niedoboru niżówkowego do czasu jego trwania w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 105
Tab. 6. Charakterystyki inercji niedoborów odpływu niżówkowego rzek środkowej Polski (1951–2002) 113
Tab. 7. Wybrane charakterystyki niedoborów odpływu niżówkowego w półroczach w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 121
Tab. 8. Wybrane charakterystyki sezonowej struktury niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 128
Tab. 9. Wybrane charakterystyki bezwładności, sezonowości i pory koncentracji niedoborów odpływu niżówkowego rzek środkowej Polski (1951–2002) 154
Tab. 10. Wybrane charakterystyki liczby i długości epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 170
Tab. 11. Wybrane charakterystyki częstości występowania epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 178
Tab. 12. Czas recesji epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 183
Tab. 13. Tempo recesji odpływu podczas epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 186
Tab. 14. Czas wzrostu przepływu epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 195
Tab. 15. Tempo wzrostu odpływu podczas epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 199
Tab. 16. Charakterystyki stabilności i struktury wewnętrznej epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 202
Tab. 17. Wybrane estymatory zagrożenia suszą hydrologiczną w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 210

SPIS RYSUNKÓW

Rys. 1. Schemat rozwoju suszy z uwzględnieniem warunków zimowych i kierunków akceleracji antropogenicznej (A) (wg Sene 2010, zmodyfikowano suszę hydrologiczną, dodano proces formowania niżówki zimowej oraz kierunki akceleracji) 14
Rys. 2. Idea konstrukcji wzorcowej krzywej wysychania (wg Richter, Lillich 1975) 27
Rys. 3. Wzorcowa krzywa wysychania i potencjały zasobności – przykład Budkowiczanki (wg Jokiel 1994) 28
Rys. 4. Przykłady schematów rozdziału hydrogramu w okresie wezbrania (na podstawie różnych źródeł) 29
Rys. 5. Podstawowe parametry niżówki 31
Rys. 6. Skale zmienności przepływu granicznego niżówki (wg Stahl za Hisdal 2009) 34
Rys. 7. Systemy rzeczne i lokalizacja posterunków wodowskazowych objętych opracowaniem 50
Rys. 8. Przykłady niemalejących szeregów rocznych minimów przepływu (1951–2002) 61
Rys. 9. Przykłady niemalejących szeregów miesięcznych minimów przepływu (1951–2002) ... 62
Rys. 10. Rozkłady genetycznych estymatorów niżówki płytkiej (GENp) i głębokiej (GENg) na krzywych sum czasów trwania przepływów wraz z wyższymi 63
Rys. 11. Rozkład względnych odchyleń wartości progowych od genetycznego estymatora niżówki płytkiej (A) i głębokiej (B) 64
Rys. 12. Przebieg zmian granicznych wartości niżówki wraz z wydłużaniem serii obserwacyjnej (1951–2002) 66
Rys. 13. Rozkład współczynnika zmienności w grupie kryteriów estymujących fazę niżówki płytkiej (A) i głębokiej (B) 67
Rys. 14. Kryteria identyfikacji i podstawowe parametry epizodów niżówkowych 69
Rys. 15. Graficzna ilustracja obliczania względnego deficytu odpływu niżówkowego 71
Rys. 16. Idea konstrukcji miar sezonowości Markhama 74
Rys. 17. Parametry epizodu niżówkowego i dynamiki jego rozwoju 76
Rys. 18. Zróżnicowanie wybranych charakterystyk rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski 83
Rys. 19. Wybrane charakterystyki rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 86
Rys. 20. Zróżnicowanie czasu trwania rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w rzekach środkowej Polski 89
Rys. 21. Czas trwania rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 90
Rys. 22. Zróżnicowanie wybranych charakterystyk rocznych niedoborów odpływu fazy niżówki głębokiej w rzekach środkowej Polski 91
Rys. 23. Wybrane charakterystyki rocznych niedoborów odpływu fazy niżówki głębokiej w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 92

Rys. 24. Zróżnicowanie niedoborów odpływu niżówkowego i czasów ich trwania na Pilicy powyżej i poniżej Zbiornika Sulejowskiego 94
Rys. 25. Przykłady wieloletniego przebiegu rocznych niedoborów odpływu niżówkowego oraz funkcji aproksymujących (1951–2002) 97
Rys. 26. Roczny względny deficyt odpływu niżówkowego w latach o surowym przebiegu suszy hydrologicznej w środkowej Polsce 100
Rys. 27. Roczny współczynnik niedoboru odpływu fazy niżówki głębokiej w latach o surowym przebiegu suszy hydrologicznej w środkowej Polsce 101
Rys. 28. Wybrane charakterystyki odpływu niżówkowego w roku o łagodnym przebiegu suszy hydrologicznej w środkowej Polsce 102
Rys. 29. Przykłady krzywych podwójnie kumulowanych rocznych niedoborów odpływu niżówkowego i rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym (1951–2002) 104
Rys. 30. Terminy zerwań jednorodności genetycznej i zmiany relacji pomiędzy niedoborem odpływu niżówkowego i czasem jego trwania w środkowej Polsce (1951–2002) 106
Rys. 31. Synchroniczność rocznych niedoborów odpływu niżówkowego wzdłuż biegu rzek środkowej Polski (1951–2002) 109
Rys. 32. Przestrzenne zróżnicowanie podobieństwa korelacyjnego rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 110
Rys. 33. Przestrzenne zróżnicowanie podobieństwa korelacyjnego rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski bez uwzględnienia wpływu antropopresji (1951–2002) 111
Rys. 34. Zróżnicowanie miar bezwładności rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w rzekach środkowej Polski 112
Rys. 35. Miary bezwładności rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 115
Rys. 36. Typy funkcji autokorelacyjnej rocznych niedoborów odpływu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 117
Rys. 37. Zależność regresyjna pomiędzy pierwszym współczynnikiem autokorelacji: rocznych niedoborów odpływu niżówkowego (RA1VnR) i rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym (RA1LnR) w rzekach środkowej Polski 118
Rys. 38. Zależność regresyjna pomiędzy współczynnikiem zmienności rocznej liczby dni z przepływem niżówkowym (CvLnR) i pierwszym współczynnikiem autokorelacji rocznych niedoborów odpływu niżówkowego (RA1VnR) w rzekach środkowej Polski 118
Rys. 39. Zróżnicowanie wybranych charakterystyk niedoborów odpływu niżówkowego w półroczach w zlewniach środkowej Polski 120
Rys. 40. Wybrane charakterystyki niedoborów odpływu niżówkowego półrocza zimowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 122
Rys. 41. Wybrane charakterystyki niedoborów odpływu niżówkowego półrocza letniego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 124
Rys. 42. Zależność regresyjna pomiędzy średnim rocznym względnym deficytem odpływu niżówkowego (ŚrDWnR) i średnim względnym deficytem odpływu niżówkowego w półroczu letnim (ŚrDWnL) 125
Rys. 43. Zróżnicowanie wybranych charakterystyk niedoborów odpływu fazy niżówki głębokiej w półroczach w zlewniach środkowej Polski 126
Rys. 44. Wybrane charakterystyki niedoborów odpływu fazy głębokiej w półroczu zimowym w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 127
Rys. 45. Wybrane charakterystyki niedoborów odpływu fazy głębokiej w półroczu letnim w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 131
Rys. 46. Zróżnicowanie sezonowego współczynnika niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim w zlewniach środkowej Polski 132

Rys. 47. Wieloletni przebieg sezonowego współczynnika niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim w wybranych zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 133
Rys. 48. Średni sezonowy współczynnik niedoboru odpływu niżówkowego w półroczu letnim w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 134
Rys. 49. Zróżnicowanie średniego miesięcznego względnego deficytu odpływu niżówkowego (ŚrDWnM) oraz częstotliwości pojawiania się przepływów niżówkowych (CznM) w poszczególnych miesiącach roku hydrologicznego w zlewniach środkowej Polski 136
Rys. 50. Średni względny deficyt odpływu niżówkowego XI–II w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 138
Rys. 51. Średni względny deficyt odpływu niżówkowego III–VI w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 139
Rys. 52. Średni względny deficyt odpływu niżówkowego VII–X w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 141
Rys. 53. Roczny i wieloletni przebieg miesięcznych objętości niedoboru odpływu niżówkowego (VnM) w wybranych zlewniach (1951–2002) 142
Rys. 54. Zróżnicowanie średniego względnego deficytu odpływu w fazie niżówki głębokiej (ŚrDWnMg) oraz częstotliwości pojawiania się przepływów fazy niżówki głębokiej (CznMg) w poszczególnych miesiącach roku hydrologicznego w zlewniach środkowej Polski 143
Rys. 55. Średni względny deficyt odpływu w fazie niżówki głębokiej XI–II w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 145
Rys. 56. Średni względny deficyt odpływu w fazie niżówki głębokiej III–VI w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 146
Rys. 57. Średni względny deficyt odpływu w fazie niżówki głębokiej VII–X w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 147
Rys. 58. Zróżnicowanie współczynników korelacji pomiędzy niedoborami odpływu niżówkowego w sąsiednich miesiącach w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 149
Rys. 59. Współczynniki korelacji pomiędzy niedoborami odpływu niżówkowego w sąsiednich miesiącach na przykładzie wybranych zlewni (1951–2002) 150
Rys. 60. Okresy braku statystycznie istotnej korelacji niedoborów odpływu niżówkowego w parach sąsiednich miesięcy w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 151
Rys. 61. Okresy bardzo silnej korelacji niedoborów odpływu niżówkowego w parach sąsiednich miesięcy w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 152
Rys. 62. Zróżnicowanie miar bezwładności miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski 153
Rys. 63. Miary bezwładności miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 156
Rys. 64. Przykłady przebiegu funkcji autokorelacyjnej miesięcznych niedoborów odpływu niżówkowego w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 157
Rys. 65. Położenie grotów wektorów indeksu sezonowości i wskaźnika pory koncentracji suszy hydrologicznej w zlewniach środkowej Polski w kolejnych latach (A) oraz w wieloleciu (B) 1951–2002 159
Rys. 66. Zróżnicowanie wskaźnika pory koncentracji suszy hydrologicznej (WPK) oraz wskaźnika jego średniej zmiany z roku na rok (ZmWPK) w zlewniach środkowej Polski 159
Rys. 67. Pora koncentracji suszy hydrologicznej i jej zmienność wieloletnia w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 161
Rys. 68. Zróżnicowanie indeksu sezonowości suszy hydrologicznej (IS) oraz jego współczynnika zmienności (CvIS) w zlewniach środkowej Polski 163
Rys. 69. Indeks sezonowości suszy hydrologicznej i jego wieloletnia zmienność w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 164

Rys. 70. Przykłady statystycznie istotnych trendów w rocznym przebiegu indeksów sezonowości suszy hydrologicznej (1951–2002) 165
Rys. 71. Zależność regresyjna pomiędzy indeksem sezonowości (IS) i wskaźnikiem średniej zmiany pory koncentracji (ZmWPK) suszy hydrologicznej w zlewniach środkowej Polski 165
Rys. 72. Zależność regresyjna pomiędzy indeksem sezonowości (IS) i współczynnikiem zmienności indeksu sezonowości (CvIS) suszy hydrologicznej w zlewniach środkowej Polski 166
Rys. 73. Zależność regresyjna pomiędzy średnim sezonowym współczynnikiem niedoboru odpływu niżówkowego półrocza letniego (ŚrSWNL) i indeksem sezonowości suszy hydrologicznej (IS) w zlewniach środkowej Polski 166
Rys. 74. Zależność regresyjna pomiędzy średnim względnym deficytem odpływu niżówkowego w półroczu letnim (ŚrDWnL) i wskaźnikiem średniej zmiany pory koncentracji suszy hydrologicznej (ZmWPK) w zlewniach środkowej Polski 167
Rys. 75. Zróżnicowanie czasu trwania epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski 169
Rys. 76. Czasy trwania epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 172
Rys. 77. Czasy trwania fazy głębokiej epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 174
Rys. 78. Przykład statystycznie istotnego trendu w wieloletnim przebiegu czasu trwania niżówki (1951–2002) 175
Rys. 79. Zróżnicowanie przeciętnego odstępu międzyniżówkowego (MeTMN) oraz wskaźnika gęstości niżówek (WGN) w rzekach środkowej Polski 176
Rys. 80. Estymatory częstości występowania epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 177
Rys. 81. Przykład statystycznie istotnego trendu w wieloletnim przebiegu odstępu międzyniżówkowego (1951–2002) 180
Rys. 82. Zróżnicowanie czasu trwania fazy recesji przepływu epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski 181
Rys. 83. Czas trwania fazy recesji epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 182
Rys. 84. Czas trwania recesji przepływu w fazie głębokiej epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 184
Rys. 85. Zróżnicowanie tempa recesji odpływu epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski 187
Rys. 86. Tempo recesji odpływu epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 188
Rys. 87. Tempo recesji odpływu fazy głębokiej epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 189
Rys. 88. Zależność regresyjna pomiędzy średnim tempem recesji odpływu niżówkowego (ŚrTeR) i średnim czasem niżówki (ŚrTN) w zlewniach środkowej Polski 190
Rys. 89. Zróżnicowanie czasu trwania fazy wzrostu przepływu epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski 192
Rys. 90. Czas trwania fazy wzrostu przepływu epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 193
Rys. 91. Czas trwania wzrostu przepływu w fazie głębokiej epizodów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 194
Rys. 92. Zróżnicowanie tempa wzrostu odpływu epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski 196
Rys. 93. Tempo wzrostu odpływu epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 197
Rys. 94. Tempo wzrostu odpływu fazy głębokiej epizodów niżówkowych w zlewniach środkowej Polski (1951–2002) 198

Rys. 95. Zróżnicowanie wskaźników stabilności niżówki w rzekach środkowej Polski 201
Rys. 96. Wskaźniki stabilności niżówki w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 204
Rys. 97. Zależność regresyjna pomiędzy deficytem względnym niżówki (DWN) i wskaźnikiem stabilności niżówki (WSN) w zlewni Noteci po Pakość 205
Rys. 98. Zróżnicowanie wskaźnika położenia minimalnego przepływu niżówki w rzekach środkowej Polski 206
Rys. 99. Położenie minimalnego przepływu niżówki w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 207
Rys. 100. Zależność regresyjna pomiędzy wskaźnikiem położenia minimalnego przepływu niżówki (WP) i tempem wzrostu przepływu (TeW) w zlewni Warty po Działoszyn 208
Rys. 101. Przykłady rozkładu prawdopodobieństwa maksymalnej objętości niżówki (VN) i maksymalnego czasu jej trwania (TN) 211
Rys. 102. Zróżnicowanie estymatorów zagrożenia suszą hydrologiczną w środkowej Polsce 212
Rys. 103. Zagrożenie suszą hydrologiczną w środkowej Polsce (1951–2002) 213
Rys. 104. Prawdopodobieństwo wydłużania okresów niżówkowych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 215
Rys. 105. Prawdopodobieństwo zagrożenia zasobów nienaruszalnych w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 216
Rys. 106. Udział wariancji ogólnej wnoszonej przez kolejne składowe główne w grupie estymatorów wieloletniej dynamiki reżimu niżówkowego 220
Rys. 107. Udział wariancji ogólnej wnoszonej przez kolejne składowe główne w grupie estymatorów sezonowej dynamiki reżimu niżówkowego 220
Rys. 108. Wkład poszczególnych zmiennych oryginalnych do wariancji osi czynnikowej w grupie estymatorów wieloletniej dynamiki reżimu niżówkowego 221
Rys. 109. Wkład poszczególnych zmiennych oryginalnych do wariancji osi czynnikowej w grupie estymatorów sezonowej dynamiki reżimu niżówkowego 222
Rys. 110. Dendrogram podobieństwa sezonowej dynamiki reżimu niżówkowego, grupowany metodą Warda (A) oraz odległość euklidesowa kolejnych etapów wiązania dendrogramu (B) 223
Rys. 111. Dendrogram podobieństwa wieloletniej dynamiki reżimu niżówkowego, grupowany metodą Warda (1) oraz odległość euklidesowa kolejnych etapów wiązania dendrogramu (2) 224
Rys. 112. Diagram uporządkowania zlewni wobec pierwszej (S1) i drugiej (S2) składowej głównej, opisującej wieloletnią dynamikę reżimu niżówkowego 226
Rys. 113. Typy wieloletniej zmienności reżimu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 227
Rys. 114. Diagram uporządkowania zlewni wobec pierwszej (S1) i drugiej (S2) składowej głównej, opisującej sezonową dynamikę reżimu niżówkowego 229
Rys. 115. Typy sezonowej zmienności reżimu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 230
Rys. 116. Tablica kontyngencyjna typów wieloletniej i sezonowej zmienności reżimu niżówkowego w rzekach środkowej Polski (1951–2002) 232