

Tamara Tokarczyk

**Niżówka jako wskaźnik
suszy hydrologicznej**

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
Warszawa 2010

Seria:
MONOGRAFIE
INSTYTUTU METEOROLOGII I GOSPODARKI WODNEJ

Recenzenci:
prof. dr hab. inż. Laura Radczuk
prof. dr hab. inż. Janusz Zaleski

Redakcja i przygotowanie do druku:
Maria Storożyńska

KOMITET REDAKCYJNY WYDAWNICTW IMGW

prof. dr inż. Jan Zieliński – przewodniczący, prof. dr hab. inż. Maciej Maciejewski – z-ca przewodniczącego, mgr Elżbieta Waškowska – sekretarz
mgr Tomasz Balcerzak, dr Rafał Bąkowski, mgr inż. Beata Grzonka, dr inż. Ryszard Kosierb, dr Andrzej Kruczała, mgr Łukasz Legutko, dr hab., prof. IMGW Halina Lorenc, inż. Jan Orłowski, prof. dr hab. inż. Maria Ozga-Zielińska, dr inż. Bogdan Ozga-Zieliński, prof. dr hab. inż. Kazimierz Rózdżyński, mgr Jan Sadoń, mgr inż. Edmund Sieński, mgr inż. Maria Storożyńska, doc. dr hab. inż. Jan Winter, mgr inż. Janusz Wiśniewski

ISBN 978-83-61102-34-2

ADRES REDAKCJI: Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
01-673 Warszawa, ul. Podleśna 61, tel. 022 56-94-510 fax 022 56-94-511
Nakład 200 egz.

SPIS TREŚCI

1.	WSTĘP	5
2.	CEL, ZAŁOŻENIA I ZAKRES PRACY	7
	2.1. Przegląd zdarzeń historycznych	11
3.	PROCESY I CZYNNIKI KSZTAŁTUJĄCE SUSZĘ	19
	3.1. Pojęcie suszy, definicje, susza hydrologiczna	23
4.	NIŻÓWKA JAKO CHARAKTERYSTYKA SUSZY HYDROLOGICZNEJ	29
	4.1. Kryteria wyznaczania przepływu granicznego niżówki	31
	4.2. Metody wydzielenia niżówek jako zdarzeń niezależnych	33
	4.3. Model probabilistyczny niżówki	36
	4.4. Kryteria wydzielenia susz i klasyfikacja zdarzeń	40
5.	ZASILANIE RZEK WODAMI PODZIEMNYMI	45
	5.1. Model deterministyczny niżówek	51
6.	PODSUMOWANIE OPRACOWANYCH MODELI	55
7.	HYBRYDOWY OPIS SUSZY HYDROLOGICZNEJ NA PRZYKŁADZIE ZLEWNI GÓRSKIEJ	56
	7.1. Charakterystyka fizycznogeograficzna zlewni Nysy Kłodzkiej do wodowskazu Bardo	57
	7.2. Charakterystyka klimatyczna i meteorologiczna zlewni badawczej	61
	7.3. Charakterystyka hydrologiczna zlewni badawczej	65
	7.4. Wyniki z modelu probabilistycznego	70
	7.5. Wyniki z modelu deterministycznego	75
	7.6. Modele hybrydowe	78
	7.7. Sprawdzenie poprawności modeli hybrydowych	81
8.	SYNCHRONICZNOŚĆ KLIMATYCZNEGO BILANSU WODNEGO NA TLE WYSTĘPOWANIA NIŻÓWEK I SUSZ HYDROLOGICZNYCH	87
	8.1. Zależności parametrów modeli od cech klimatycznych zlewni	93
9.	PODSUMOWANIE I WNIOSKI	95
	SUMMARY	98
	LITERATURA	100
	ZAŁĄCZNIK 1. Nysa Kłodzka – tabele i rysunki	109
	ZAŁĄCZNIK 2. Proсна – tabele i rysunki	148

1. WSTĘP

Badaniem procesów hydrologicznych obejmujących relacje zachodzące w obiegu energii i materii, a także identyfikacją ich powiązań z procesami, fizycznymi, chemicznymi i biologicznymi zajmuje się współczesna hydrologia [Singh 1995, Soczyńska 1998, Toth 1999, Beven 2002]. Głównym jej zadaniem jest lepsze poznanie zależności między czynnikami klimatycznymi a procesami kształtującymi bilans wodny w odniesieniu do podstawowej jednostki hydrologicznej, jaką jest zlewnia [Kaczmarek (red.) 1996].

Zmienność przestrzenna zjawisk hydrologicznych jest bardzo duża i może obejmować obszar od kilku km² do kilku milionów km², co odpowiada skali od zlewni do kontynentu. Również czasowa zmienność waha się od kilku dni do kilku lat. Szczególnie dużą zmiennością charakteryzują się susze, dlatego przy analizie tego zjawiska dobór odpowiedniej skali (zlewnia – region – kontynent; doba – sezon – lata) jest istotnym problemem. Zasięg obszarowy suszy, charakter tego zjawiska i konsekwencje są różne w zależności od klimatycznego i hydrologicznego reżimu danego obszaru.

Regiony zaklasyfikowane wg kryterium klimatycznego Penmana (stosunek sumy rocznej opadu do sumy parowania potencjalnego) [Falkenmark, Chapman 1989; Korzun et al. 1978] jako suche i półsuche obejmują ogromne obszary kontynentów północnej i środkowo-wschodniej Afryki, prawie cały kontynent Australii, środkową i południowo-zachodnią Azję, wewnętrzne części kontynentów Ameryki Północnej i Południowej. Odchylenie od normy w niektórych obszarach suchych, gdzie wynosi ok. 100 mm rocznie, oznacza kilka kolejnych lat bez opadu, natomiast na obszarach półsuchych obserwuje się przesunięcie sezonu deszczowego względem początku okresu wegetacyjnego. W obu przypadkach klęska suszy może oznaczać głód i zgony kilku milionów osób z powodu braku wody i niedożywienia.

W warunkach klimatycznych Europy Środkowej okresowo pojawiające się susze atmosferyczne o bardzo różnym zasięgu i czasie trwania od tygodni do kilku miesięcy oznaczają obniżenie przepływów w rzekach, redukcję zasobów wód podziemnych, co niekiedy skutkuje ograniczeniem poboru wody na cele przemysłu i rolnictwa, rzadko na cele komunalne. Konsekwencją suszy jest też zmniejszenie się produkcji rolnej, co w aspekcie ekonomicznym może być przyczyną wzrostu cen.

Coraz częściej jest wyrażany pogląd, że globalne zmiany klimatu objawiające się zwiększoną częstością występowania i wzrostem rozmiaru ekstremalnych susz mogą się przyczynić do większego zużycia wody na transpirację, obniżenie poziomu zwierciadła wód podziemnych, obniżenie plonów, co w konsekwencji prowadzi do konfliktów o wodę między rolnictwem, przemysłem, gospodarką komunalną a naturalną przyrodą. Warunkiem koniecznym przy właściwym, zrównoważonym zarządzaniu wodą jest zrozumienie procesu suszy rozpatrywanej również w kategorii naturalnego zagrożenia [Wilhite 2000].

2. CEL, ZAŁOŻENIA I ZAKRES PRACY

Potrzeba sprecyzowania pojęcia suszy hydrologicznej, zaklasyfikowania zjawiska według kryteriów dostosowanych do danego obszaru i opisanie parametrami liczbowymi wynika ze względów praktycznych. Zarządzający gospodarką wodną oczekują od hydrologów wyników badań w konkretnych regionach Polski, w postaci wskaźników numerycznych, w celu poprawy prognozy prawdopodobieństwa pojawienia się suszy o danym natężeniu w regionach, którymi zarządzają. Odpowiedzią na takie zapotrzebowanie mogą być wskaźniki suszy hydrologicznej, uzasadnione poprzez analizę procesów wysychania zlewni, a wyprowadzone na podstawie dostępnych danych z obserwacji meteorologicznych i hydrologicznych na stałej sieci pomiarowej.

Celem pracy jest wyznaczenie wskaźnika suszy hydrologicznej. Przyjęto hipotezę badawczą, że niżówki – rejestrowane w przekrojach wodowskazowych na hydrogramach przepływów – opisane za pomocą modelu probabilistycznego i deterministycznego mogą stanowić charakterystykę suszy hydrologicznej. Ma to szczególne znaczenie dla jej oceny jako zaawansowanej fazy rozwoju suszy, która zaznacza się niskimi przepływami wody w rzekach i obniżeniem poziomu wód podziemnych będącego następstwem suszy atmosferycznej i glebowej. Ponadto przyjęto założenie, że niżówki są dostatecznym materiałem wyjściowym do ustalenia liczbowych indeksów suszy w obszarze danej jednostki hydrologicznej.

Niniejsza praca stanowi więc próbę opisanie niżówki modelami probabilistycznym i deterministycznym, które całościowo tworzą podejście hybrydowe statystyczno-deterministyczne. W języku potocznym słowo model ma dwa podstawowe zbliżone do siebie znaczenia. W pierwszym zasadniczą procedurą jest odwzorowanie oryginału przy zachowaniu jego istotnych cech. W tym znaczeniu model jest kopią oryginalnego obiektu i odznacza się znacznym do niego podobieństwem. Model nie jest jednak identyczny z oryginałem, zachowuje jedynie cechy istotne z pewnego określonego punktu widzenia. Inne właściwości obiektu mogą być w modelu pominięte (zredukowane). Drugie znaczenie słowa „model” podkreśla jego uniwersalność. Nawiązuje ono do hipotezy myślowej o możliwości identyfikacji obiektu przez porównanie go z obiektem wzorcowym. Model w tym sensie pełni rolę wzorca, którego można użyć do analizy każdego podobnego do

niego obiektu rzeczywistego. Definicja ta jest zgodna z duchem platońskiej nauki o świecie idealnym. Modelem w drugim ujęciu są np. wzorce miary i wagi, a w pierwszym – interesujące nas najbardziej – modele fizyczne i matematyczne obiektów, zjawisk i procesów przyrodniczych.

Modele rzeczywistych obiektów czy zjawisk przyrodniczych w zależności od celu modelowania mogą być konstruowane różnymi metodami, zapewniającymi pożądaną stopień dokładności odwzorowania. Może to być:

- opis zjawiska – w formie tekstowej, matematycznych formuł lub analogią z innym znanym systemem,
- wyjaśnienie mechanizmów rządzących procesem – zwykle są to prawa fizyczne zapisane w postaci relacji matematycznych lub prawa probabilistyczne,
- możliwości prognozowania zachowania systemu – jako reakcji na zmiany środowiskowe.

Stosowanie modeli w opisie zjawisk hydrologicznych oraz ich skuteczność zależą więc od właściwego, sformalizowanego zapisu teoretycznej i praktycznej wiedzy o badanym procesie. Dopóki współczesna teoria interesującego nas procesu nie jest opracowana w sposób w miarę kompletny i istnieją rozmaite możliwe hipotezy o zachowaniu się pojedynczych zmiennych, stosuje się postępowanie indukcyjne, polegające na rozumowaniu na podstawie niepełnych przesłanek. Podstawą wnioskowania indukcyjnego są dane obserwacyjne, będące skutkiem pewnych przyczyn, które tworzą zbiór możliwych hipotez. Wnioskowanie indukcyjne jest procesem, w którym do danych dobiera się hipotezę, a następnie wprowadza uogólnienie przypadku szczególnego. Powstała w ten sposób wiedza obarczona jest niepewnością ponieważ zależność dane-hipoteza nie jest wzajemnie jednoznaczna [Rao 1994]. Połączenie wnioskowania indukcyjnego z rachunkiem prawdopodobieństwa pozwalającym na określenie poziomu niepewności wnioskowania dostarcza ilościowego opisu konkretnych zagadnień [Zaleski 2004]. Model, mimo że jest uproszczonym odwzorowaniem rzeczywistości, przedstawia wyodrębnione, obiektywnie istniejące relacje, które pozwalają adekwatnie odtwarzać badane procesy. Ustalenie trafnego modelu matematycznego jest zagadnieniem trudnym wynikającym z dużej złożoności oryginałów oraz z braku wystarczających informacji o własnościach oryginału. Zbyt uproszczony model może pomijać istotne własności (charakterystyki) oryginału, zbyt skomplikowany może stwarzać trudności matematyczne [Ozga-Zielińska 1976]. Dobrze skonstruowany model jest więc kompromisem między nadmiernym uproszczeniem i nadmiernym gromadzeniem szczegółów. Zgodność i różnice między modelem a modelowanym procesem powinny być określone w sposób dokładny i nie budzący wątpliwości. Chodzi więc głównie o znalezienie takiego aparatu matematycznego, który odpowiada modelowanym danym, a przy tym uwzględnia cel, dla którego został opracowany model [Ostasiewicz (red.) 1999].

Model reprezentuje więc przede wszystkim zachowanie się systemu, a w odniesieniu do zlewni rzecznych jest uproszczonym opisem matematycznym w zło-

żonej sytuacji [Gburek 1971]. Z analizy struktury zjawiska przepływu rzeczno-
wynika, że ma ono charakter procesu losowego. Jednym z możliwych sposobów
uwzględnienia losowości zjawiska jest tzw. podejście probabilistyczne polegające
na budowie procesu przepływu rzeczno- na podstawie jego rzeczywistej realiza-
cji. Niżówka charakteryzowana przez kilka nie uwarunkowanych między sobą
charakterystyk (parametrów) może być traktowana jako k -wymiarowa niezależna
zmienna losowa [Ozga-Zielińska, Brzeziński 1997; Węglarczyk 1993].

Budowa **modelu probabilistycznego** polegała na analizie statystycznej sze-
regów czasowych w celu wydzielenia okresów z malejącym przepływem (niżó-
wek). Główne zadania badawcze rozprawy objęły:

- dobór kryterium przepływu granicznego niżówki,
- przyjęcie metody wydzielenia zdarzeń niezależnych,
- wybór parametrów opisujących niżówkę,
- wyznaczenie parametrów niżówek na podstawie modelu matematycznego
NIŻÓWKA [Jakubowski 1997],
- ustalenie kryteriów wydzielenia susz hydrologicznych ze zbioru niżówek
i klasyfikacja tych zdarzeń,
- budowa modelu hybrydowego,
- wyznaczenie związku wskaźnika suszy hydrologicznej z cechami klima-
tycznymi zlewni.

Budowa **modelu deterministycznego** obejmowała następujący tok postę-
powania:

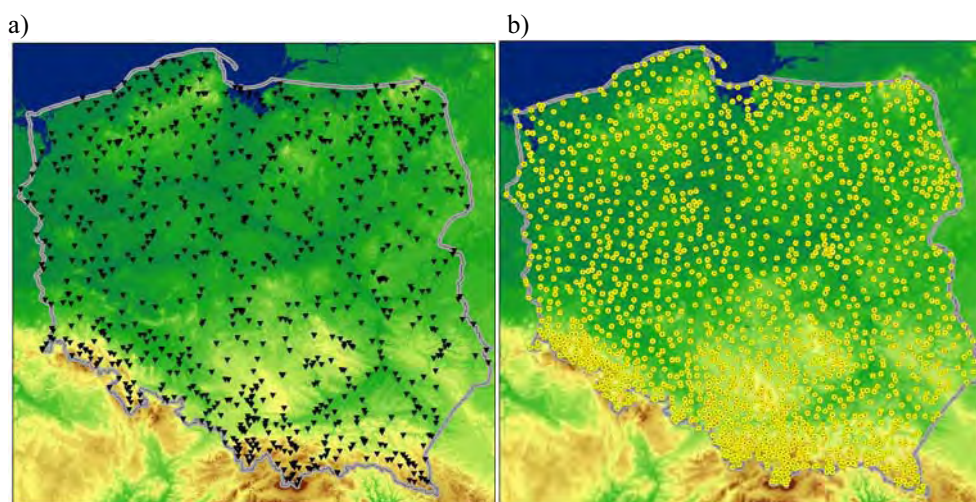
- ocena zasilania rzek wodami podziemnymi na podstawie deterministycz-
nego modelu RCA [Kupczyk i in. 1998],
- ocena tempa szczyptywania zasobów wód podziemnych,
- ocena ilościowa zasobów wodnych strefy aktywnej wymiany dynamicz-
nych wód podziemnych,
- wyznaczenie związku parametrów modelu z cechami fizycznogeograficz-
nymi zlewni.

Danymi wejściowymi były wyniki pomiarów hydrometrycznych i meteorologicz-
nych w zlewniach o charakterze górskim i podgórnym Nisy Kłodzkiej oraz nizin-
nym Proсны. O wyborze tych obszarów zdecydowały dwie przesłanki: po pierwsze
w zlewniach tych odmiennie kształtuje się reżim hydrologiczny, po drugie obszar
Nisy Kłodzkiej jest niejednorodny pod względem zasobności wodnej ze względu
na złożoną tektonikę, różnorodność litologiczną oraz własności hydrogeologiczne
podłoża. Natomiast obszar Proсны jest rozległą równiną zdenudowanej moreny
dennej o typowo rolniczym charakterze. Rzeźba tego terenu powstała w fazie niszczenia
i przeobrażania form glacialnych m.in. przez procesy stokowe, erozję,
transport i akumulację rzeczno- oraz procesy eoliczne.

W okresach suszy hydrologicznej skutki niedoboru wody odczuwa nie tylko
rolnictwo, ale też inne dziedziny gospodarki, a w skrajnych przypadkach ograni-
czane jest zaopatrzenie ludności w wodę. Definicjami suszy atmosferycznej i gle-
bowej zajmowało się wielu autorów i zostały ustalone wskaźniki liczbowe surowo-

ści suszy. Dla suszy hydrologicznej, ze względu na skomplikowaną genezę zjawiska, kryteria wydzielenia okresu suszy i liczbowych charakterystyk jej przebiegu są nadal sprawą otwartą. Dwie monografie dotyczące hydrologicznego aspektu susz [Beran, Rodier 1985; Tallaksen, van Lanen 2004] zawierają przegląd metod opisu susz i charakterystycznych cech ich przebiegu w różnych strefach klimatycznych. Analiza procesów, dyskusja proponowanych metod statystycznych nie wskazują jednak metod uniwersalnych oceny suszy hydrologicznej. Zmienność przestrzenna kształtowania się susz w obrębie nawet jednorodnego regionu klimatycznego jest ogromna.

W warunkach Polski siecią monitoringu meteorologicznego i hydrologicznego dysponuje Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Sieć pomiarowa dwóch najważniejszych dla oceny suszy elementów – przepływu rzeczno i opadu – składa się z ok. 900 stacji wodowskazowych oraz ok. 2000 stacji opadowych i meteorologicznych. Dane pomiarowe są gromadzone w Centralnej Bazie Danych Historycznych. Dane ze stacji wodowskazowych są gromadzone w Centralnej Bazie Danych Hydrologicznych w postaci rekordów przepływów codziennych i charakterystycznych z najdłuższymi ciągami od 1951 roku. Dane z 310 stacji meteorologicznych jako dane terminowe (z 8, 4 lub 3 terminów wykonywania pomiarów) i dobowe (od 1951 roku dla 39 stacji) oraz z 1680 stacji opadowych jako dane dobowe (od 1951 roku dla 333 posterunków) są gromadzone w Centralnej Bazie Danych Klimatologicznych (rys. 1).



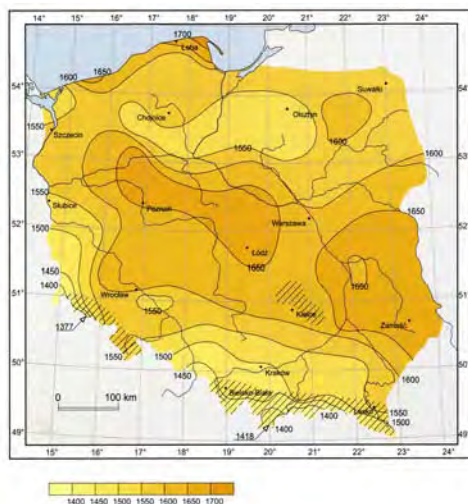
Rys. 1. Lokalizacja stacji a) wodowskazowych oraz b) opadowych i meteorologicznych w Polsce
Fig. 1. Location of stations in Poland a) water-gauge; b) rainfall and meteorological stations

Jednym z ważniejszych zadań polskiej hydrologii jest identyfikacja obszarów, które ze względu na warunki klimatyczne, hydrologiczne i hydrogeologiczne w najwyższym stopniu są narażone na negatywne skutki długotrwałych susz. Do tego celu niezbędne jest ustalenie jednolitych kryteriów wydzielenia okresów suszy

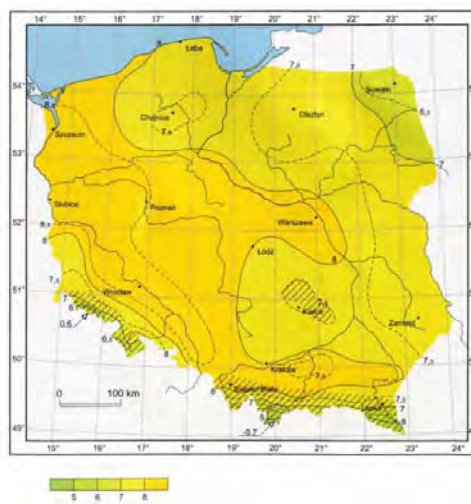
hydrologicznej, kwantyfikacja tego zjawiska w postaci prostych indeksów liczbowych uwzględniających jednak najważniejsze cechy anomalnej sytuacji: powtarzalność, długotrwałość i stopień niedoboru zasobów wodnych w różnych aspektach. Ustalenie indeksów suszy, które obejmowałyby ocenę niedoboru zasobów wód podziemnych i miały praktyczne zastosowanie, nie jest obecnie możliwe ze względu na zbyt rzadką sieć piezometryczną i niejednorodne materiały historyczne z zakresu pomiaru wód podziemnych.

2.1 Przegląd zdarzeń historycznych

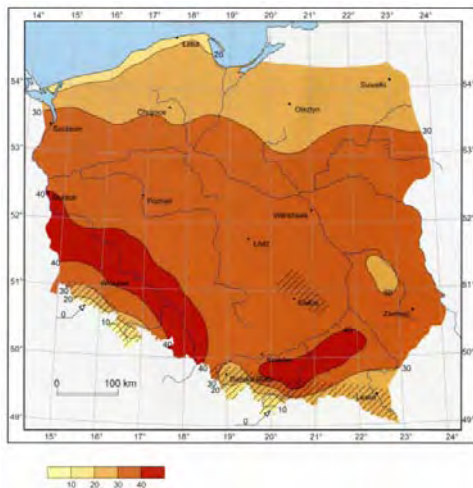
Dotychczasowe występowanie susz w Polsce przedstawiono na podstawie *Atlasu klimatu Polski* [Lorenc (red.) 2005] oraz pracy Farata, Kasprowicza i Pijewskiej [2007]. Rozkłady elementów klimatycznych: usłonecznienia, temperatury i wilgotności powietrza oraz opadów (rys. 2-7) zamieszczone w *Atlasie* wskazują, że obszarami o najniższych opadach i najkorzystniejszych warunkach termicznych do parowania, a więc najbardziej predysponowanymi do pojawiania się susz, są Niziny Środkowopolskie i Wyżyna Lubelska. Tam też, w półroczu letnim (V-X) pojawiają się najczęściej susze letnie (VI-VIII), przedłużające się na okres jesienny (IX-XI), a w przypadkach niedostatecznego uzupełnienia zasobów wód podziemnych w okresie zimowo-wiosennym (XII-V) niedobory zasobów zaznaczają się w następnym półroczu letnim. Zgeneralizowany obraz średnich wieloletnich warunków występowania susz wskazuje, że susze pojawiają się w każdym regionie Polski (rys. 2-10).



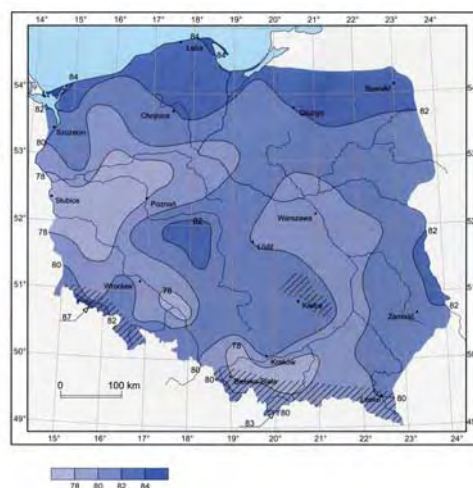
Rys. 2. Średnie roczne sumy usłonecznienia w Polsce [Lorenc (red.) 2005]
 Fig. 2 Average annual total radiation in Poland [Lorenc (ed.) 2005]



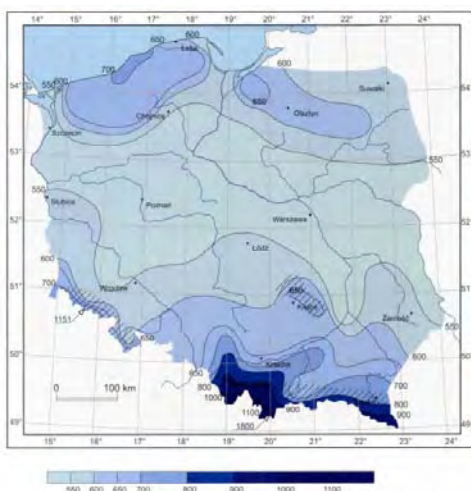
Rys. 3. Średnia roczna temperatura powietrza w Polsce [Lorenc (red.) 2005]
 Fig. 3. Average annual air temperature in Poland [Lorenc (ed.) 2005]



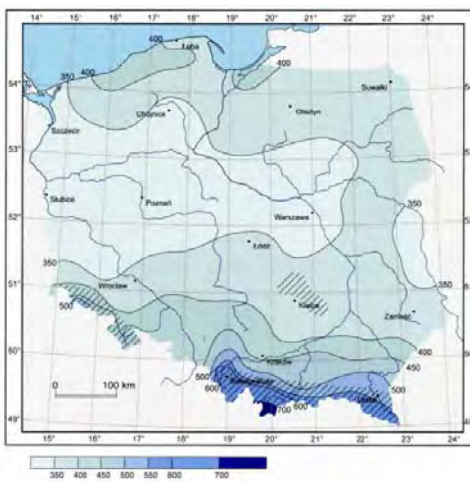
Rys. 4. Liczba dni gorących $T_{max} \geq 25^{\circ}C$
 [Lorenc (red.) 2005]
 Fig. 4. Number of hot days $T_{max} \geq 25^{\circ}C$
 [Lorenc (ed.) 2005]



Rys. 5. Wilgotność względna powietrza [%]
 w Polsce [Lorenc (red.) 2005]
 Fig. 5. Relative air humidity [%] in Poland
 [Lorenc (ed.) 2005]

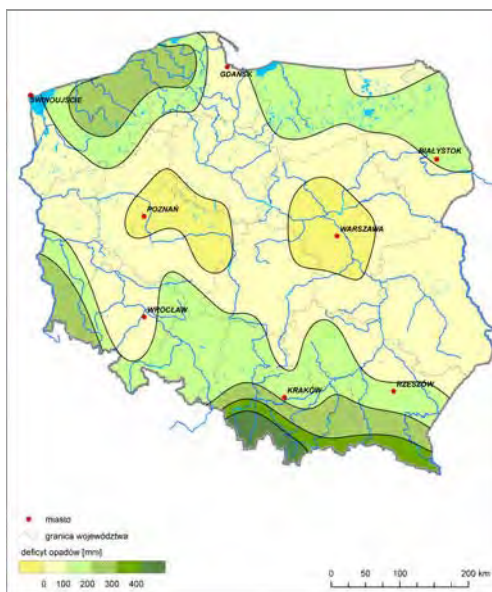


Rys. 6. Średnie roczne sumy opadów atmosferycznych w wieloletniu 1971-2000 [mm] w Polsce [Lorenc (red.) 2005]
 Fig. 6. Average annual total precipitation in Poland 1971-2000 period [mm] [Lorenc (ed.) 2005]



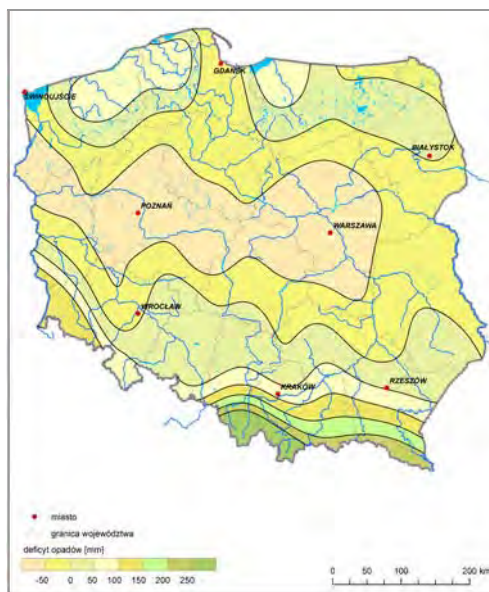
Rys. 7. Sumy opadów atmosferycznych w półroczu ciepłym (V-X) w wieloletniu 1971-2000 [Lorenc (red.) 2005]
 Fig. 7. Total precipitation in warm season (V-X) 1971-2000 period [Lorenc (ed.) 2005]

Na rys. 8-10 pokazano przebiegi izolinii klimatycznego bilansu wodnego (KBW) jako wartości średnie z lat 1951-2000 dla półrocza ciepłego. Wartości te zmieniały się od -50 mm do -100 mm.



Rys. 8. KBW w Polsce, rok hydrologiczny, wielolecie 1951-2000 [Farat i in. 2007]

Fig. 8. Climatic Water Balance (CWB) in Poland, hydrological year (XI-X), 1951-2000 [Farat et al. 2007]



Rys. 9. KBW w Polsce, półrocze ciepłe, wielolecie 1951-2000 [Farat i in. 2007]

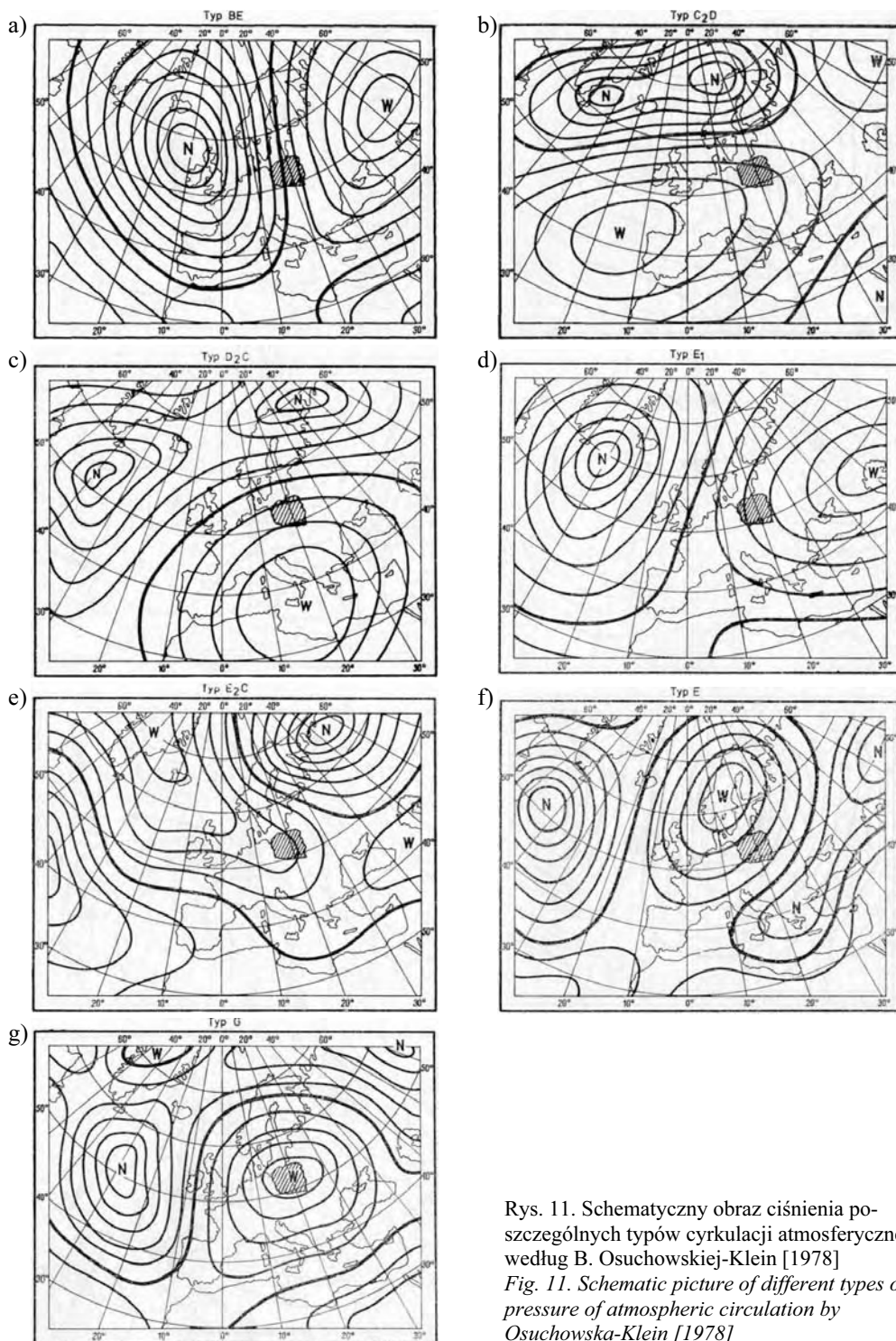
Fig. 9. Climatic Water Balance (CWB) in Poland warm half-year, 1951-2000 [Farat et al. 2007]



Rys. 10. KBW w Polsce, lato, wielolecie 1951-2000 [Farat i in. 2007]

Fig. 10. Climatic Water Balance (CWB) in Poland, summer season, 1951-2000 [Farat et al. 2007]

Obszar Polski znajduje się w strefie oddziaływania frontu polarnego, z którym związana jest duża dynamika zmian cyrkulacji powietrza, z przewagą cyrkulacji zachodniej, na pograniczu wpływu wilgotnych mas z nad Atlantyku i kontynentalnych mas z nad Europy Wschodniej i Azji.

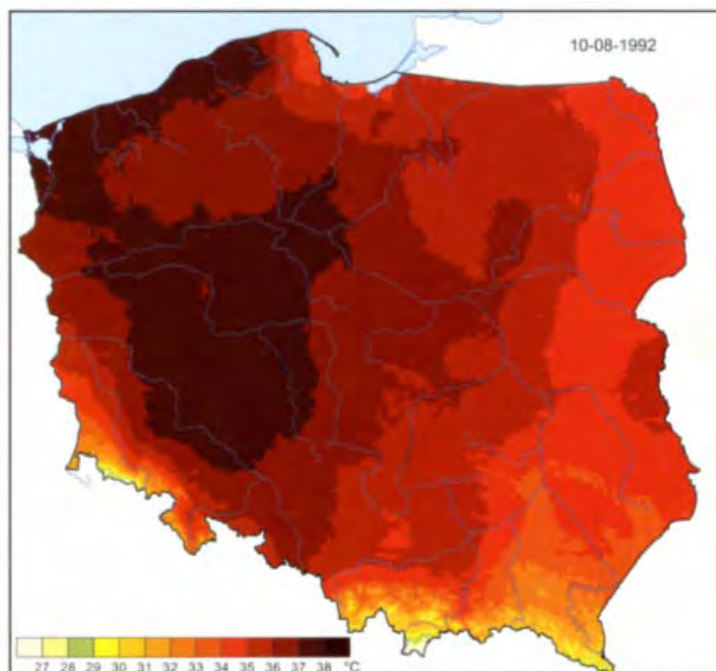


Rys. 11. Schematyczny obraz ciśnienia poszczególnych typów cyrkulacji atmosferycznej według B. Osuchowskiej-Klein [1978]
 Fig. 11. Schematic picture of different types of pressure of atmospheric circulation by Osuchowska-Klein [1978]

Z przeglądu typów cyrkulacji w katalogu opracowanym dla lat 1971-1995 przez Baranowskiego [Baranowski 2001] wg klasyfikacji B. Osuchowskiej-Klein wynika, że układami sprzyjającymi powstawaniu susz na obszarze całej Polski lub znacznej jego części są antycyklonalne typy cyrkulacji atmosferycznej BE, C₂D, D₂C, E₁, E₂C, E i G (rys. 11a-g).

Antycyklonalne układy cyrkulacji typu D₂C (rys. 11c) i E (rys. 11f) odgrywają znaczącą rolę blokującą układy niskiego ciśnienia i przypadają na początek okresu wegetacyjnego w Polsce (przełom kwietnia i maja). W sytuacji południowo-wschodniej i wschodniej cyrkulacji E₁ (rys. 11d) oraz centralnej G (rys. 11g), latem występują najwyższe temperatury powietrza. W tych okresach w kształtowaniu warunków termicznych i wilgotnościowych nad Polską ważną rolę odgrywa czynnik solarny, uwarunkowany małym zachmurzeniem i adwekcją ciepłego powietrza z sektora południowego. Południowo-wschodnia i wschodnia cyrkulacja E₁ wykazuje najdłuższe czasy trwania w porównaniu z innymi typami z maksymalną trwałością 10-14 dni. Największa częstość występowania układów wyżowych w Polsce przypada na marzec, maj, czerwiec i październik [Baranowski 2001].

Według naukowców skupionych w Międzyrządowym Zespole ds. Zmian Klimatu IPCC [AR4 2007] w najbliższych latach będziemy świadkami ocieplenia się klimatu i wzrostu częstotliwości ekstremalnych zdarzeń pogodowych, w tym fal upałów; przykładem może być dzień 10 sierpnia 1992 r. wskazany na rys. 12.



Rys. 12. Temperatura maksymalna powietrza w Polsce 10 sierpnia 1992, typ cyrkulacji BE wg Osuchowskiej-Klein [Ustrnul, Czekierda 2009]

Fig. 12. Maximum air temperature in Poland, 10 August 1992, BE type of atmospheric circulation by Osuchowska-Klein [Ustrnul & Czekierda 2009]

Przyczyny występowania ekstremalnych zdarzeń pogodowych należy upatrywać nie tylko we współczesnym ociepleniu się klimatu, ale również w zmienności cyrkulacji atmosferycznej [Twardosz 2009].

Pierwsze wzmianki o ekstremalnych zdarzeniach pogodowych, do których udało się dotrzeć, pochodzą z XIV w.

Na przestrzeni wieków, zjawisko suszy było różnie definiowane i oceniane. Obszerna informacja o częstości pojawiania się susz znajduje się w zapiskach o suszach [Girguś, Strupczewski 1965; Inglot 1964]:

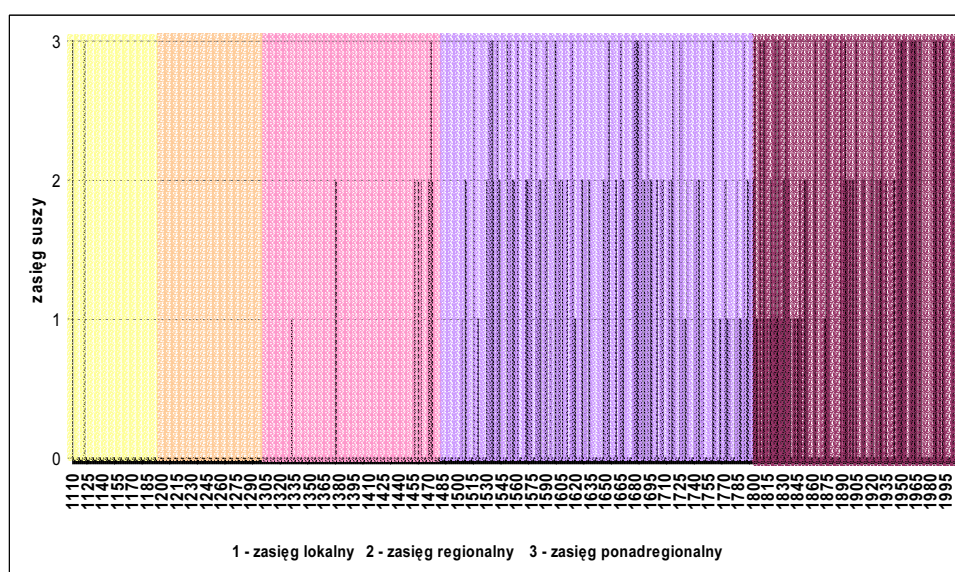
- w XIV w. lata posuszne wystąpiły 20 razy, w tym kilka o zasięgu regionalnym;
- w XV w. wystąpiło 25 lat posusznych. Rok 1473 był nazwany jako „Polska susza”;
- w XVI w. było 30 lat posusznych, z czego 12 miało zasięg ogólnopolski, pozostałe zaś lokalny. Rok 1540 wszystkie kroniki współczesne określały jako rok wielkiej posuchy, kiedy to w ciągu 6 miesięcy było tak mało opadów, że rzeki powysychały, Odrę można było przejść bez trudu w każdym miejscu, a w Wiśle zupełnie nie było wody, co było zjawiskiem nie notowanym od stu lat. W roku 1575 można było iść suchą stopą Wisłą aż na Żuławy. Również rok 1590 odznaczał się wyjątkowo niskimi opadami deszczu, wskutek czego wyschły takie rzeki, jak Bóbr, Kwisa, Kaczawa, Widawa, Oława i inne. W tym czasie Odra była tak płytka, że można było ją przejść w bród w wielu miejscach;
- w XVII w. wystąpiły 23 lata posuszne, z czego w latach 1615, 1616, 1653, 1678 miały zasięg obejmujący Śląsk, Prusy, Wielkopolskę i Mazowsze, pozostałe zaś charakter lokalny. W tych latach obserwowano także wysychanie dużych rzek;
- w XVIII w. posuchy wystąpiły w 22 latach, część z nich o charakterze regionalnym (1719, 1726, 1727, 1759, 1772-1776, 1782, 1786, 1795, 1800), pozostałe o zasięgu lokalnym;
- w XIX w. wystąpiły 23 lata posuszne, przy czym w jego pierwszej połowie wielkie posuchy o zasięgu regionalnym wystąpiły w latach: 1802, 1811, 1822, 1826, 1834, 1842 i trwały od lata do jesieni lub od wczesnej wiosny do lata.
- w XX w. lata posuszne wystąpiły 24 razy, natomiast w XXI w. w latach 2001-2007 zaobserwowano suszę 4-krotnie.

Sadowski i Kuźmińska [W: Młostek 1987] na podstawie częstości występowania susz i ostrych zim wydzieliли w ostatnim 1000-leciu 6 odrębnych okresów klimatycznych w Polsce. Poszczególne okresy (rys. 13) obejmowały lata: 980-1200; 1200-1300; 1300-1480; 1480-1780, 1780-1860 i 1860-1980.

Z analiz materiałów historycznych wynika, że obszar Polski jest nawiedzany suszami co 3-5 lat [Bak, Łabędzki 2002; Bobiński, Meyer 1992a, b]. Często występują one w seriach kolejnych kilku lat. Pojawianiu się susz sprzyjają warunki naturalne, jak występowanie epok cyrkulacyjnych, a w nich typów cyrkulacji sprzyjających tworzeniu się i rozwojowi susz.

Według klimatologów, w ostatnim 30-leciu nastąpiło pewne przeorientowanie układów cyrkulacyjnych. Nastąpił spadek udziału cyrkulacji ze strumieniem zachodnim na korzyść tworzenia się układów blokujących, które odpowiadają południkowemu przepływowi mas powietrza nad obszar Europy i uniemożliwiają

cyrkulację zachodnią [Ustrnul 1997]. O tej zmienności decydują głównie globalne cyrkulacje atmosferyczne odpowiedzialne za strefy klimatyczne. Makroskalowe procesy cyrkulacyjne decydują o ok. 1/3 zmienności warunków termiczno-cyrkulacyjnych nad Polską [Kožuchowski 1994]. Jednak lokalne warunki topograficzne i hydrograficzne mogą w znaczący sposób wpływać na kształtowanie się charakterystyk klimatycznych. Ponadto, rola oceanu jako wielkiego zbiornika zakumulowanego ciepła, a także oceanicznych prądów niosących olbrzymią energię na duże odległości wraz z pojawiającymi się anomaliami ENSO (*El Nino-Southern Oscillation*) mają duży wpływ na regionalne warunki pogodowe, zwłaszcza zjawiska ekstremalne.



Rys.13. Susze historyczne na podstawie zapisków kronikarskich. Kolory na wykresie odpowiadają okresom klimatycznym w Polsce wg Sadowskiego i Kuźmińskiej: żółty – 980-1200 r., łososiowy – 1200-1300 r., różowy – 1300-1480 r., fioletowy – 1780-1860 r., brązowy – 1860-1980 r.

Fig. 13. Historical droughts on the basis of chronicle notes. Chart colors correspond to climatic seasonality in Poland according to Sadowski and Kuźmińska: yellow – 980-1200, salmon – 1200-1300, pink – 1300-1480, violet – 1780-1860, brown – 1860-1980

Prace badawcze prowadzone w IMGW [Lorenc i in. 2006] wykazują, że w ostatnich 25 latach częstość występowania susz zwiększyła się. W okresie 1951-2006 największe susze obejmujące co najmniej 75% powierzchni obszaru kraju odnotowano w latach: 1982, 1983, 1984, 1989, 1991, 1992, 1993, 1994, 2000, 2002, 2003, 2005, 2006. Za najbardziej „katastrofalne” uznano susze roku 1982, 1992, 1994 oraz 2006.

Wielu badaczy tłumaczy pojawianie się lat suchych i mokrych cyklami klimatycznymi, np. okresowością związaną z periodycznością plam na Słońcu, 35-letnimi cyklami Bruecknera lub innymi o okresach krótszych – paroletnich lub parodniowych [Kosiba 1952, Lambor 1962]. Niektórzy wydzielają okresy 4-5-

letnie lub 3,5-letnie. Brook [W: Lambor 1962] ustalił okres powtarzania się susz w Anglii na 4,8 roku, natomiast dla obszaru Irlandii na 4,5 roku. Defant [W: Lambor 1962] wyznaczył okresy bezopadowe dla półkuli północnej wynoszące 8,7 doby, 12,7 doby oraz 24,5 doby, przy czym długość okresów latem jest większa niż zimą.

Ogólnie można powiedzieć, że susze generowane są przez zjawiska meteorologiczne zarówno w skali globalnej jak i regionalnej. Do globalnych zalicza się wielkoskalowe procesy zachodzące na granicy ocean-atmosfera oraz globalną cyrkulację atmosferyczną, która determinuje rozkład stref klimatycznych. Wśród regionalnych wymienia się anomalie lokalizacji centrów ośrodków barycznych i dróg przemieszczania się cyklonów oraz powtarzanie się pewnych szczególnie sprzyjających sytuacji synoptycznych, które wpływają na terminowość zjawisk sezonowych (za wczesne pojawienie się, za późno lub wcale) [Stahl, Hisdal 2004].

W latach 80. XX w. pojawiło się pojęcie hydroklimatologia [Hirschboeck 1988], która dotyczy studiów nad hydrologicznymi zjawiskami w ujęciu klimatycznym. Podstawą studiów są szeregi czasowe elementów klimatycznych i hydrologicznych. Opady, temperatura, ewapotranspiracja oraz odpływ charakteryzują się czasową i przestrzenną zmiennością. Proces rozwoju suszy w odróżnieniu od innych zjawisk, np. powodzi, ma tendencje do przewlekłego trwania oraz dużego zasięgu terytorialnego. Powstaje w wyniku nałożenia się kilku zjawisk meteorologicznych, a wydzielenie i ocena ich wpływu na wielkość i czas trwania suszy pozostaje tematem wymagającym dalszych badań naukowych [Rasmussen et al. 1993; Dębski 1970; Wilhite, Glatz 1985].

Oddziaływanie susz i okresów posusznych na środowisko oraz gospodarkę i społeczeństwo powoduje, że coraz więcej prac badawczych i wdrożeniowych jest poświęconych zagadnieniom ich występowania, ocenie ryzyka, monitorowaniu oraz prognozowaniu. Pobieżny nawet przegląd nauk przyrodniczych i to zarówno z perspektywy historycznej, jak i współczesnej ukazuje niekwestionowane znaczenie prowadzonych obserwacji i pomiarów.

3. PROCESY I CZYNNIKI KSZTAŁTUJĄCE SUSZE

Podstawę do oceny suszy w ujęciu ilościowym stanowi analiza przestrzenna zjawisk meteorologicznych i hydrologicznych. Znajomość klimatu regionu jest kluczowa do zrozumienia przyczyn powstawania suszy, zmienność czasowa wyraża się bowiem przez czas trwania zjawiska, jego tendencję do wydłużania się w czasie oraz powtarzalność. Ocena przestrzenna zjawiska, podobnie jak charakterystyki czasowe, może być rozpatrywana w dowolnej skali pod warunkiem, że w danym obszarze mamy możliwość obserwacji zjawiska lub procesów je kształtujących. Obszarem takim jest zlewnia rzeczna.

Naturalna zmienność klimatyczna wieloletnia i sezonowa pociąga za sobą zmienność zasobów wodnych, co bezpośrednio wiąże się ze zmianami składników bilansu wodnego. W okresach suchych zapasy wody w zlewni są szcerpywane głównie przez odpływ podziemny i ewapotranspirację. Proces ten przebiega przestrzennie w różnym tempie czasowym i nie jest łatwe jego ujęcie ilościowe. Również wody podziemne i powierzchniowe nie są odizolowanymi komponentami cyklu hydrologicznego, ale oddziałują na siebie. Wszelkie zmiany ilościowe bądź jakościowe w jednych skutkują zmianami w drugich.

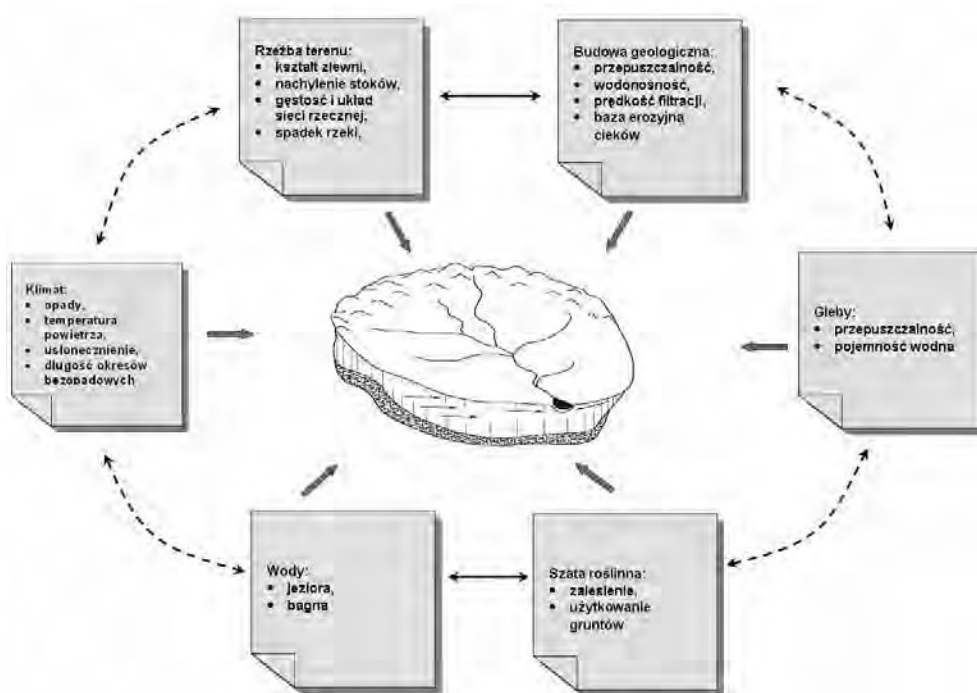
Ustalenie kierunku przepływu między poszczególnymi składowymi wydzielonymi w cyklu hydrologicznym jest wciąż wyzwaniem dla współczesnej hydrologii, zwłaszcza w odniesieniu do zlewni niejednorodnych [Sophocleous 2002].

Przepływy niżówkowe rzek Polski w naszych warunkach klimatycznych pojawiają się zwykle latem i jesienią i są wynikiem niedostatecznego zasilania zlewni opadem. Proces powstawania suszy zilustrowano graficznie (rys. 14), wydzielając istotne składniki środowiska przyrodniczego takie jak: klimat, rzeźba terenu, budowa geologiczna, gleby, szata roślinna, wody, wyszczególniając znaczące ich elementy.

Czynniki klimatyczne, zwłaszcza niedostatek opadów lub długotrwałe okresy bezopadowe, są najczęstszą przyczyną rozwoju suszy obniżającej zasoby wodne zlewni. Jej rozwojowi towarzyszą duże wartości parowania, temperatury powietrza, prędkości wiatru, usłonecznienia i niedosytu wilgotności powietrza.

Wyróżnione *czynniki fizycznogeograficzne* oddziałują na wielkość odpływu w sposób bezpośredni i pośredni. Wpływ bezpośredni wywierają między innymi

gęstość sieci rzecznej, spadki podłużne zlewni i cieków, litologia, natomiast pośrednio oddziałują wzniesienie nad poziomem morza, ekspozycja zlewni [Balco 1975]. Spadek terenu wpływa w znacznym stopniu na ilość wody infiltrującej do wód podziemnych oraz prędkość spływu powierzchniowego. Szybki drenaż wód podziemnych w zlewniach o bardzo dużych spadkach i nachyleniach zboczy pociąga za sobą małe spływy jednostkowe w okresach obniżonych stanów wody [Pietrygowa 1972]. W bardzo małych zlewniach drenowanie wód podziemnych przez cieki o słabym wcięciu erozyjnym jest znacznie mniejsze niż w zlewniach dużych, gdyż wraz ze wzrostem wielkości cieków zwiększa się głębokość ich wcięcia w podłoże. W małych ciekach wzrost odpływów następuje wraz ze wzrostem powierzchni zlewni, jest to szczególnie ważne w okresie niżówek, gdy odpływ rzeczny jest kształtowany głównie przez zasilanie podziemne [Stachy 1991].



Rys. 14. Czynniki warunkujące powstawanie susz
 Fig. 14. Factors determining formation of drought

Warunki geologiczne i hydrogeologiczne, a zwłaszcza przepuszczalność podłoża odgrywa decydującą rolę w procesie odpływu [Dynowska 1971, Późniak 1973, Pietrygowa 1972]. Warunkuje ona wsiąkanie wód opadowych i zależy od względnie stałych właściwości fizycznych podłoża. W zlewniach o podłożu słabo przepuszczalnym, wskutek małej infiltracji, i niskim zasilaniu koryt rzecznych z wód podziemnych przepływy niżówkowe mogą spadać do zera. Duże znaczenie w okresach posusznych ma także wodonośność skał podłoża.

Szata roślinna, a właściwie pokrycie terenu szatą roślinną, jest istotnym czynnikiem wpływającym na kształtowanie się odpływu ze zlewni. Po opadzie powoduje zwiększenie retencji powierzchniowej przez intercepcję, jednak zużywa znaczne ilości wody na transpirację. W stanach dostatecznego uwilgotnienia zlewni przyczynia się do zwiększenia infiltracji (makropory strefy korzeniowej), wpływa na zmniejszenie parowania z powierzchni gruntu, zmniejsza spływ powierzchniowy oraz może opóźnić lub spowolnić proces tajania śniegu. Największy wpływ na kształtowanie się odpływu ma las, jednak jego rola jest zmienna w czasie i stąd niełatwa do oceny. Ogólnie jest wyrażony pogląd, iż wzrost stopnia zalesienia zmniejsza dynamikę odpływu podziemnego i działa stabilizująco również na odpływ rzeczny [Jokiel 1987, 1994; Kucharska, Tyszka 1984]. W okresach suchych natomiast drzewostany dojrzałe, o głęboko położonej strefie korzeniowej szybko zużywają zasoby wód podziemnych na transpirację, co wpływa na pogłębianie się niżówek. Pogląd taki wyraził m.in. Wilgat [1984] zwracając uwagę, że w okresach niżówkowych duża lesistość wpływa na zmniejszanie się odpływu, wskutek zużycia przez las znacznych ilości wody na parowanie.

Jezióra i tereny podmokłe wpływają głównie na rozkład odpływu w czasie, redukcję kulminacji i zwiększenie odpływów w czasie trwania niżówek. Jeziora głębokie, dzięki drenowaniu wielu poziomów wodonośnych powodują zwiększony dopływ wód podziemnych do cieków powierzchniowych [Drwal 1985]. Jeziora przepływowe, zlokalizowane w dolnej części zlewni powodują podwyższenie i wyrównanie przepływów niżówkowych, natomiast jeziora położone w części źródłowej w niewielkim stopniu przyczyniają się do podwyższania przepływów w okresach niżówkowych. Obszary podmokłe w kotlinach górskich w niewielkim stopniu wpływają na podwyższenie przepływów w okresach niżówkowych, z wyjątkiem cieków zasilanych z torfowisk wysokich [Bartnik 2005]. Tereny podmokłe zajmujące duże powierzchnie w dnach dolin rzecznych mogą przyczyniać się do podwyższania przepływów niżówkowych. Vladimirov [1970] podaje, że w zlewniach o małych opadach letnich, gdzie parowanie z obszarów podmokłych przewyższa parowanie terenowe, zasilanie rzek szybko ustaje. Odpływy niżówkowe z takich obszarów są mniejsze niż w podobnych zlewniach bez terenów podmokłych.

Susza jest również naturalnym zagrożeniem, o charakterze regionalnym, wywołanym głównie niedoborem opadu w połączeniu z innymi sprzyjającymi czynnikami. Skutki wystąpienia suszy są odczuwalne zarówno przez ludność, jak i środowisko. Mogą osiągać różne rozmiary, porównywalne ze skutkami wystąpienia innych zagrożeń, np. powodzi. Jednak skutki suszy są odczuwalne zazwyczaj powoli i często objawiają się jako inne zagrożenia, np. głód, pożary, erozja lub burze pyłowe.

Susza ze względu na swój specyficzny charakter różni się od innych naturalnych zagrożeń w wielu aspektach. Główne z nich to:

- Susza jest zjawiskiem wolno rozwijającym się, w związku z tym trudny jest do uchwycenia jej początek oraz koniec.

- Duża rozpiętość czasu trwania suszy, od miesięcy do kilku lat, powoduje, że zjawisko przebiega z różnym natężeniem.
- Zasięg przestrzenny suszy jest zazwyczaj dużo większy niż np. powodzi, co skutkuje trudnościami w jej ocenie ze względu na zróżnicowanie obszaru, który obejmuje.
- Susza ma tendencję do przedłużania się, w związku z tym epicentrum suszy może zmieniać się w czasie, co powoduje trudności w ocenie jej intensywności i surowości.
- Duży zasięg przestrzenny oraz długi czas trwania suszy powodują, że jej wpływ na różne dziedziny sumuje się, przez co kumulują się również jej skutki. Dotyczy to przypadku, gdy zjawisko przedłuża się, np. z sezonu i trwa do następnego roku.

Ocena zagrożenia suszą wymaga podejścia wielokryterialnego uwzględniającego nie tylko elementy meteorologiczne i hydrologiczne, ale również aspekt społeczny. Szerokie oddziaływanie suszy na inne dziedziny prezentuje tab. 1.

Tabela 1. Oddziaływanie suszy na inne dziedziny
Table 1. Influence of drought on other fields

Dziedzina	Oddziaływanie	
	bezpośrednie	pośrednie
Środowisko (ekologia)	<ul style="list-style-type: none"> - wilgotność glebowa - poziom wód podziemnych - wydajność źródeł - przepływ w rzekach - poziom wód w jeziorach - poziom wód w zbiornikach retencyjnych - prędkość spływu wód 	<ul style="list-style-type: none"> - jakość wód - produkcja roślinna - siedlisko - gatunki zagrożone - burze pyłowe - pożary lasu
Gospodarka	<ul style="list-style-type: none"> - pobór wód podziemnych - pobór wód powierzchniowych - odpływ ze zbiorników retencyjnych - pobór wody przez rośliny 	<ul style="list-style-type: none"> - woda do nawadniania - woda na cele bytowe - nieurodzaj - woda dla zwierząt hodowlanych - nawigacja - elektrownie - żywność i pasza dla zwierząt - wzrost gospodarczy
Spoleczeństwo	<ul style="list-style-type: none"> - woda do picia 	<ul style="list-style-type: none"> - konflikty użytkowników wód - zatrudnienie - klęska głodu - ubóstwo - zdrowie - migracja - śmiertelność

Zagrożeniu suszą nie można zapobiec, ale – dzięki zrozumieniu mechanizmów jej powstawania oraz określeniu warunków sprzyjających jej rozprzestrzenianiu się – można wpływać na zmniejszanie lub ograniczanie jej skutków, co jest związane z podatnością (wrażliwością) regionu na występowanie suszy. Podatność, zależy nie tylko od czynników klimatycznych i hydrologicznych, lecz także społecznych, jak: wzrost liczby ludności, migracja z jednego regionu do drugiego,

байд з областей вiйських до зурбанизованих itp. Потвiрджая то рiвнiйз wyniki badan przeprowadzonych w ramach „Studium krajowego wplywu zmian klimatu na gospodarke wodn4 Polski”, ktiore wskazuja, ze zapotrzebowanie na wode przez gospodarke komunaln4 i przemysl zalezy nie tylko od warunkiow klimatycznych ale ksztaltuja go riwniiej procesy demograficzne i rozwij gospodarczy kraju [umowa mi4dzy Ministerstwem Ochrony Srodowiska, Zasobiiw Naturalnych i Leśnictwa a Rz4dem Staniiw Zjednoczonych W: Kaczmarek (red.) 1996]. Podatniiść jest wi4c dynamiczna, co wprowadza konieczniiść uwzględniania elementiiw srodowiskowych, zwi4zanych z gospodark4 oraz ze spiiłeczeństwem w celu uchwycenia wszelkich zmian.

W pracy rozpatruje si4 tylko aspekt klimatyczny i hydrologiczny zagrozenia susz4 jako podstawy do dalszych studiiiw.

3.1. Pojęcie suszy, definicje, susza hydrologiczna

Susza, chociaż jest zjawiskiem powszechnym o wymiarze fizycznym i spiiłecznym, ci4gle nie ma jednej obowi4zuj4cej definicji. Dla hydrologiiw wi4że si4 z okresem niskich przeplywiiw w rzekach oraz uszczuplaniem rezerw w zbiornikach; meteorolodzy koncentruja si4 giiłownie na okresach, w ktiiorych opady atmosferyczne s4 niższe od normy wieloletniej; rolnicy określaja susz4 jako okres, w ktiiorym wilgotniiść gleby jest niewystarczaj4ca dla wzrostu roślin, a dla gospodarki susza oznacza okres, w ktiiorym zmniejszone zaopatrzenie w wod4 wplywa na aktywniiść produkcyjn4 ludniiści i konsumpcj4. Yevjevich [1967] utrzymywal, ze podstawow4 przeszkod4 przy badaniach zjawiska suszy jest brak zwi4złej i obiektywnej definicji. Jest to spowodowane tym, ze skutki suszy s4 odczuwalne w wielu działach gospodarki i jest ona oceniana z wielu perspektyw. Dodatkowo pojęcie suszy jest riiżnie definiowane w riiżnych regionach klimatycznych. Przykładem może by4 Bali, gdzie 6-dniowy lub dliższy okres bez opadiiw oznacza susz4 [Whitten et al. 1996], podczas gdy w Libii susza jest rozpoznawalna po okresie 2 lat bez opadiiw [Hudson, Hazen 1964]. Pomimo tak riiżnych sposobiiw oceny i definiowania suszy, wszyscy badacze koncentruja si4 wokiił tych samych problemiiw, tj.:

- i) ktiióra faza suszy (meteorologiczna, glebowa czy hydrologiczna) jest rozpatrywana;
- ii) jaki jest podstawowy krok czasowy oceny zjawiska (dzień, dekada, miesi4c, sezon, rok);
- iii) jak wydzieli4 okresy suszy z serii danych;
- iv) jaki jest zasięgiw suszy (regionalny, lokalny).

W prezentowanym przegl4dzie poję4 zwi4zanych z susz4 przytoczono tylko te definicje, ktiióre odpowiadaja charakterowi zjawiska suszy w umiarkowanych szerokościach geograficznych.

Rozgraniczenie pojęciowe suszy jest związane z rozwojem tego zjawiska w czasie i zakresie przestrzennym, które ono obejmuje. Dębski [1970] określa suszę jako okres długotrwałego braku opadu lub znacznego niedoboru opadów w stosunku do parowania i wydziela następujące fazy suszy: atmosferyczna, glebowa, hydrologiczna. Podobną systematykę przyjmuje wielu współczesnych autorów, wprowadzając dodatkowo nazwy związane z dziedzinami życia gospodarczego, które dana faza suszy dotyka. W definicji suszy podanej w *Handbook of hydrology* [Maidment 1993] podkreśla się, że ze względu na warunki meteorologiczne i klimatyczne, problemy rolnicze, warunki hydrologiczne i skutki gospodarcze wyróżnia się:

- suszę meteorologiczną, określaną jako okres trwający na ogół od miesięcy do lat, w którym dopływ wilgoci do danego obszaru spada poniżej stanu normalnego w danych warunkach klimatycznych uwilgotnienia,
- suszę rolniczą, definiowaną jako okres, w którym wilgotność gleby jest niedostateczna do zaspokojenia potrzeb wodnych roślin i prowadzenia normalnej gospodarki w rolnictwie,
- suszę hydrologiczną, odnoszącą się do okresu, gdy przepływy w rzekach spadają poniżej przepływu średniego, a w przypadku przedłużającej się suszy meteorologicznej obserwuje się znaczne obniżenie poziomu zalegania wód podziemnych,
- suszę w sensie gospodarczym, będącą skutkiem wymienionych procesów fizycznych odnoszącą się do zagadnień ekonomicznych w obszarze działalności człowieka dotkniętym suszą.

Zestawienie warunków powstawania i najważniejszych cech charakteryzujących poszczególne fazy rozwoju suszy ilustruje diagram na rys. 15.

Do oceny surowości suszy atmosferycznej stosuje się różne miary, w zależności od celu opracowania. Przegląd literatury z tego zakresu pozwolił na wydzielenie następujących miar:

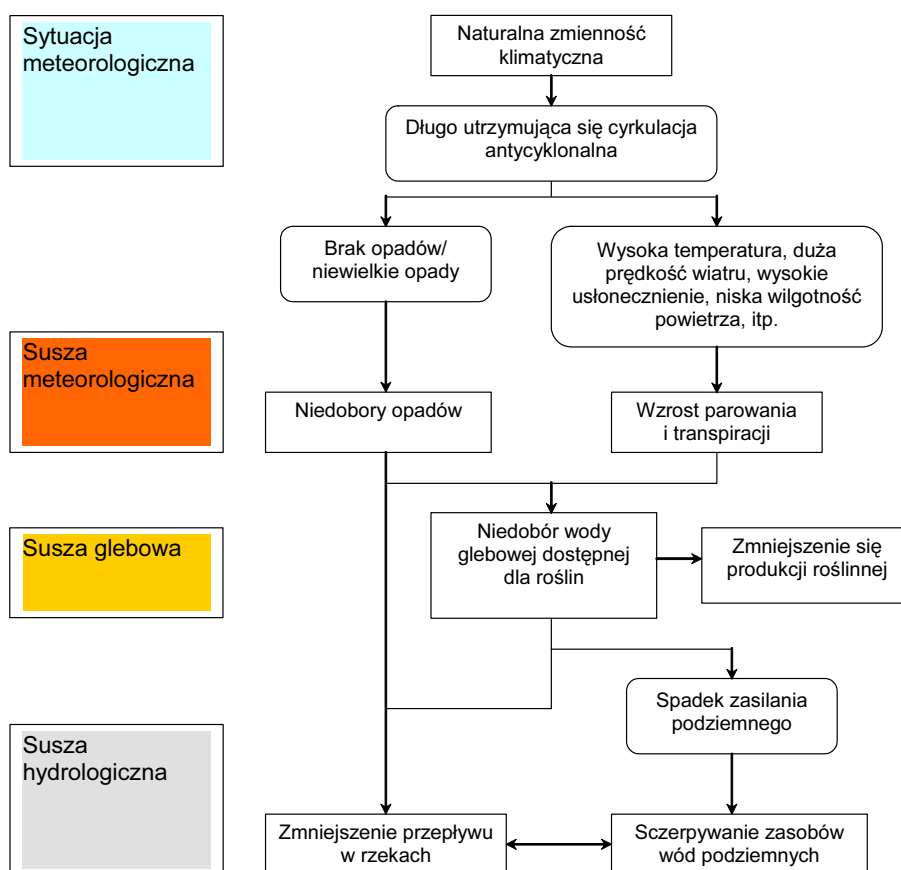
- deficyt opadów w danym okresie w stosunku do średniej wieloletniej sumy opadów w takim samym okresie.
- wartości klimatycznego bilansu wodnego,
- liczba dni bezopadowych,

oraz wskaźników meteorologicznych charakteryzujących stopień uwilgotnienia atmosfery w rozpatrywanym okresie.

Kaczorowska [1962] jako miarę intensywności suszy zaproponowała odchylenie sumy miesięcznej opadów od średniej sumy danego miesiąca w wieloleciu. Klasyfikacja miesiąca do kategorii: suchy, bardzo suchy, skrajnie suchy zależy od procentowego odchylenia sumy opadów od wartości średniej.

Stosowaną początkowo jako wskaźnik suchości klimatu miarę, nazwaną klimatycznym bilansem wodnym (*KBW*), Schmuck [1969] wprowadził do oceny stanu uwilgotnienia także w krótszych przedziałach czasu. Była ona obliczana na podstawie różnicy między sumą opadów i sumą parowania z wolnej powierzchni wodnej. Ten ostatni element definiowany jako parowanie potencjalne lub – dla okresu wegetacyjnego – jako ewaporacja wskaźnikowa (w literaturze rolniczej) jest

obliczany na podstawie różnych formuł fizyczno-empirycznych i danych meteorologicznych, np. wzoru Bacia, Blaney-Criddle'a, Turca, Matula, Grabarczyka, Jansena-Haise'a, Penmana, Penmana-Monteitha [Łabędzki i in. 2008]. W ostatnich latach najczęściej stosowaną i zalecaną przez FAO i ICID jest metoda Penmana-Monteitha [Feddes, Lenselink 1994; Łabędzki 1999]. W pracy zastosowano wzór Penmana [Musiał 2001].



Rys. 15. Schemat blokowy propagacji suszy w cyklu hydrologicznym [na podst. Stahl 2001]
 Fig. 15. Diagram of the propagation of drought in the hydrological cycle [according to Stahl 2001]

Klimatyczny bilans wodny jest szeroko stosowany w literaturze rolniczej, jako wskaźnik warunków agrometeorologicznych. Olechnowicz-Bobrowska [1978] opracowała mapy rozkładu *KBW* w okresach wegetacyjnych (wartości średnie w latach 1956-1965), Rojek dla obszarów nizinnych Polski [Rojek, Wiercioch 1995] oraz regionu lubelskiego [Rojek 1998].

Przyjmuje się, że w warunkach klimatycznych Polski, przy wartości *KBW* wynoszącej -200 mm/rok występuje intensywna susza meteorologiczna [Mager i in. 1999]. Mniejsza wartość *KBW* oznacza większe zagrożenie suszą atmosferyczną.

ryczną. Wartość KBW jest obarczona błędem wynikającym ze sposobu pomiaru opadu oraz metody określania ewapotranspiracji wskaźnikowej. Standaryzacja KBW pozwala na pozbycie się tych problemów oraz umożliwia obiektywną, porównywalną ocenę wielkości klimatycznego niedoboru opadów w zróżnicowanych regionach pod względem wielkości opadów i ewapotranspiracji. Standaryzowany klimatyczny bilans wodny KBW_s jest standaryzowanym odchyleniem wartości KBW w danym okresie od wartości średniej z wielolecia w tym okresie. W zakresie ujemnych wartości KBW_s zespół Łabędzkiego [Łabędzki i in. 2008] wyróżnił 3 klasy suszy meteorologicznej. Przyjęto następujące wartości graniczne klasyfikacji suszy meteorologicznej według standaryzowanego klimatycznego bilansu wodnego: (1) $KBW_s \leq -2,00$ – ekstremalna susza atmosferyczna, (2) KBW_s od $-1,99$ do $-1,50$ – silna susza atmosferyczna, (3) KBW_s od $-1,49$ do $-0,50$ – umiarkowana susza atmosferyczna.

W klimatologii oprócz pojęcia susza atmosferyczna jest stosowany termin posucha. W zależności od czasu trwania okresów bezopadowych w Lublinie, Suchorab [1998] wydzielił posuchy lekkie, umiarkowane i długotrwałe.

Susza glebowa, określana także jako susza rolnicza, jest konsekwencją suszy meteorologicznej. W czasie suszy glebowej znacząco spada wilgotność gleby, następuje obniżenie poziomu wód gruntowych, a w szczególnych przypadkach może nastąpić przesuszenie warstw gleby nawet do znacznych głębokości. Susza glebowa jest zazwyczaj wyrażona uwilgotnieniem gleby. Właściwym parametrem opisującym suszę glebową, traktowaną jako niedobór wody glebowej dla roślin, jest potencjał wody glebowej i jego relacja do siły ssącej korzeni roślin lub inaczej – potencjału wody w tych korzeniach. Najczęściej używanym kryterium niedoboru wody glebowej jest wilgotność krytyczna i odpowiadający jej potencjał wody glebowej, czyli stan uwilgotnienia gleby, przy którym obserwuje się początek hamowania rozwoju roślin i zmniejszenie aktywności ewapotranspiracji związane z ograniczeniem poboru wody przez korzenie [Allen i in. 1998; Brandyk 1990; Feddes, Kowalik, Zaradny 1978; Korohoda 1985; Rewut 1980; Salisbury, Ross 1975; Więckowski 1985]. Dla większości upraw rolniczych potencjał ten wynosi około $-0,1$ MPa, co odpowiada wskaźnikowi $pF = 3,0$. Doorenbos i Pruitt [1977], a za nimi Allen i in. [1998] przyjmują, że zapas wody w warunkach wilgotności krytycznej to $0,5-0,6$ zapasu użytecznego wody, czyli różnicy między zapasem wody w warunkach wilgotności w stanie połowej pojemności wodnej (PPW) i w warunkach wilgotności trwałego wędnięcia (WTW) odpowiadającym $pF = 4,2$. Wilgotność krytyczna odnosi się również do połowej pojemności wodnej, przy czym dla gleb lekkich stanowi $60-70\%$ PPW , a dla ciężkich $80-85\%$ [Ślusarczyk 1979].

Kwantyfikację suszy rolniczej przeprowadza się na podstawie wskaźników odnoszących się do wilgotności gleby lub potencjału wody w glebie, na której uprawiana jest konkretna roślina. Badacze stosują standaryzowane wskaźniki umożliwiające obiektywną, porównywalną ocenę w różnych warunkach klimatycznych i okresach. Ocena zagrożenia suszą rolniczą na podstawie wskaźnika redukcji ewapotranspiracji rzeczywistej w stosunku do ewapotranspiracji potencjalnej wykazuje, że na glebach o tym samym zapasie wody użytecznej największe

zagrożenie, mierzone średnią częstotliwością w Polsce, jest dla ziemniaków (40-80%), następnie dla buraka cukrowego (20-70%), znacznie mniejsze dla pszenicy ozimej (10-50%), a najmniejsze dla rzepaku (3-20%) [Łabędzki 2009].

Wzajemne relacje susz atmosferycznych i glebowych są przedmiotem badań w Instytucie Melioracji i Użytków Zielonych w Oddziale w Bydgoszczy [Łabędzki i in. 2008]. Analiza związków między wybranymi standaryzowanymi wskaźnikami suszy meteorologicznej i wskaźnikami suszy glebowej dała podstawę do opracowania map częstotliwości występowania susz rolniczych na obszarze Polski.

Pojęcie suszy hydrologicznej (*hydrological drought*) wielu autorów utożsamia z niżówką (*low flow*), choć na jedną suszę hydrologiczną może składać się wiele okresów niżówkowych [Zelenhasic, Salvai 1987]. Definicje „niżówka” i „susza” wg *Międzynarodowego słownika hydrologicznego* [Magnuszewski, Soczyńska (red.) 2001] wydanego przez WMO brzmią odpowiednio: mały przepływ w rzece będący efektem przedłużającego się okresu bezopadowego oraz długotrwały brak lub znaczący niedostatek opadów, co może sugerować stosowanie tych terminów zamiennie. Ozga-Zielińska i Brzeziński [1997] twierdzą, że niżówka, jak i wezbranie są pojęciami umownymi i mogą być zdefiniowane jednoznacznie jedynie przez podanie definicji umownej. Przytoczone definicje nie rozgraniczają wyraźnie susz i niżówek. Niżówki są zjawiskiem sezonowym i integralnym składnikiem reżimu hydrologicznego każdej rzeki. Z drugiej strony susza jest naturalnym zjawiskiem, w czasie którego występują opady mniejsze niż normalnie, a przedłużający się okres z suchymi warunkami pogodowymi powoduje znaczne obniżenie przepływów w rzekach. Susza zawiera więc okresy niżówkowe, ale ciągłe sezonowe pojawianie się przepływów niżówkowych niekoniecznie stanowi suszę, mimo że wielu badaczy mianem suszy rzecznej określa okres przedłużającej się niżówki [Zelenhasic, Salvai 1987; Clausen, Pearson 1995; Tallaksen i in. 1997].

W wielu ocenach zjawiska suszy dominuje aspekt gospodarczy. Linsley [et. al., 1975] rozpatruje suszę jako okres, w którym przepływy w rzece są niewystarczające do pokrycia zapotrzebowania na wodę użytkowników w danym systemie wodno-gospodarczym. Beran i Rodier [1985] za suszę uznali zmniejszenie się dostępności wody w określonym czasie na określonym terenie. Według *Report U.S. National Drought Policy Commission* [2000] susza jest przedłużającym się anomalnym niedostatkiem wilgotności, która ma niekorzystny wpływ na roślinność, zwierzęta i ludność.

Yevjevich [W: Dracup 1991] na podstawie analiz materiałów badawczych zdefiniował zjawisko suszy w ujęciu geofizycznym, inżynierskim i ekonomicznym. W podejściu geofizycznym wyróżnił: suszę klimatyczną, generalną meteorologiczną, hydrologiczną, limnologiczną oraz glebową. W podejściu inżynierskim suszą nazwał niedobór wody określany wielkością opadów, przepływów oraz innych wskaźników ilościowych charakteryzujących bilans wodny. W podejściu ekonomicznym susze uznał za przyczynę strat ekonomicznych wynikających z niedostarczenia potrzebnej ilości wody użytkownikom.

Ostatnio, coraz częściej w literaturze światowej, autorzy utożsamiają suszę hydrologiczną z niżówką. Stąd powstała definicja suszy wypracowana przez zespół

hydrologów skupiony w projekcie Unesco FRIEND, Low Flow & Drought Group. Według tej definicji susza jest zjawiskiem ciągłym o zasięgu regionalnym i oznacza dostępność wody poniżej średniej w określonych warunkach naturalnych [Tallaksen, van Lanen, 2004]. Przyjęcie takiej definicji wiąże się z pewnymi konsekwencjami, tj.:

- susza występuje tylko w okresie, który charakteryzuje się niedostatkim wody w danych warunkach klimatycznych, a nie w okresie, który jest uznany za suchy relatywnie jako odchylenie od warunków normalnych opadów, wilgotności glebowej, położenia zwierciadła wody gruntowej oraz przepływów w rzekach,
- susza nie powinna być łączona z suchością, którą charakteryzują się regiony o klimacie suchym, w których naturalnie występuje znacznie mniejsza dostępność wody,
- suszą nazywa się nie tylko zjawiska ekstremalne, ale wszystkie, które występują w warunkach mniejszej dostępności wody dla danego regionu.

Definicja ta jest bardzo bliska interpretacji suszy jako suszy rzecznej [Smakhtin 2001].

W pracy przyjęto definicję suszy hydrologicznej zaproponowaną w Projekcie FRIEND, która uwzględnia wszystkie okresy wyznaczone na podstawie serii czasowych przepływów z zastosowaniem metody progowej. Definicję tę po raz pierwszy zastosował Yevjevich [1967].

4. NIŻÓWKA JAKO CHARAKTERYSTYKA SUSZY HYDROLOGICZNEJ

Przegląd prac poświęconych analizom okresów niżówkowych można znaleźć w pracy Smakhtina [2001]. Niektóre prace skupiają się na analizie częstości przepływów minimalnych lub szybkości zmniejszania się zasilania rzek w okresie bezopadowym. W innych, analizy opierają się na krzywej sum czasu trwania przepływów. Jednak takie podejście nie pozwala na określenie początku i zakończenia okresów suchych. W kontekście suszy najistotniejsza jest analiza okresów, w których przepływy są równe lub mniejsze od zdefiniowanego wcześniej przepływu granicznego [Yevjevich 1967; Dracup et al. 1980; Zelenhasic, Salvai 1987]. Analizy takie były wykonywane dla różnych skali czasowych i przestrzennych dla przepływów codziennych [Zelenhasic, Salvai 1987] i średnich rocznych [Sen 1980]. Z punktu widzenia zarządzania zasobami wodnymi Dracup [1980] wydzieliła trzy następujące poziomy niedoboru wody, których określenie powinno poprzedzać dalsze szczegółowe analizy:

- głęboki niedobór – gdy roczny odpływ jest mniejszy niż średni,
- ciągły niedobór – gdy roczny odpływ jest mniejszy od średniej i trwa co najmniej 4 kolejne lata,
- przedłużający się niedobór – gdy głęboki lub ciągły niedobór przedłuża się i obejmuje swoim zasięgiem region.

Zelanhasic [1985] niżówki definiował jako deficyt wody w rzece występujący w okresach bezopadowych przy niskich przepływach oraz małej wilgotności gleby. W podejściu do niżówek zalecał analizę dwóch ściśle powiązanych ze sobą elementów, tj. przyczyny pojawiania się susz oraz suszy jako procesu stochastycznego, przy czym suszę określał jako zjawisko naturalne, którego skutkiem są niżówki w rzece. Niżówkę charakteryzował 4 parametrami: objętością niedoboru wody, czasem jego trwania, przepływem granicznym (Q_g), od którego zaczyna się niżówka oraz krzywą recesji. W tej krzywej wydzielił trzy składowe: spływ powierzchniowy, odpływ podpowierzchniowy oraz podziemny. Badania prowadził dysponując 100-letnim ciągiem minimalnych rocznych przepływów dla Dunaju po wodowskaz Bezdan w Chorwacji (blisko granicy z Węgrami). Analizę statystyczną

niżówek przeprowadził dla wybranych wartości granicznych niżówek z krzywej sum czasów trwania przepływów. Zelenhasic niżówkę traktował jako pojęcie gospodarcze, które charakteryzował wielkością deficytu oraz uważał, że niżówka jest skutkiem występującej suszy.

Ocenę wskaźnikową suszy jako procesu hydrologicznego przedstawiła Strzebońska-Ratomska [1994]. Suszą rzeczną (*streamflow drought*) nazwała okres, w którym przepływy są niższe od poziomu odcięcia, na poziomie wyrazu ciągu rozdzielczego minimalnych rocznych przepływów o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia $p = 50\%$ i minimalnego czasu trwania 7 dni.

Dębski [1970] wyróżnił niżówki płytkie między dolną granicą stanów średnich a średnim niskim stanem wody oraz głębokie, znajdujące się poniżej średnich niskich stanów wody. Głębokie niżówki powstają w wyniku posuchy. Dokonał rozdziału niżówek ze względu na genezę ich powstawania na niżówki zimowe – krótkotrwałe, głębokie oraz letnio-jesienne – długotrwałe, przy czym zasięg występowania niżówek może objąć duże obszary, całe dorzecza lub regiony.

Kompleksowe statystyczne podejście do niżówek przedstawiła w swoich pracach Zielińska [1962, 1963, 1964]. Niżówkę określiła jako okres, w którym wartości przepływu są równe lub mniejsze od przyjętego przepływu granicznego (progowego). Ze względu na genezę rozgraniczyła niżówki letnie i zimowe, które scharakteryzowała następującymi parametrami: (i) najniższym przepływem niżówki ($Q_{\min,n}$), (ii) czasem trwania niżówki (T_n), (iii) objętością niżówki (V_n) rozumianą jako objętość niedoboru przepływu, (iv) przepływem średnim niżówki ($Q_{\text{sr},n}$). Wprowadziła także parametr charakteryzujący niżówkę tzw. współczynnik niżówkowy μ , który jest iloczynem współczynnika (μ_1) oznaczającego czas trwania niżówki i współczynnika (μ_2) charakteryzującego najniższy przepływ danej niżówki. Z badań autorki wynika, że największe i najdłużej trwające niżówki występują na Niżu Polskim, szczególnie zaś w dorzeczu Warty oraz Bugu i Narwi. Najmniejsze i najbardziej krótkotrwałe występują w dorzeczach rzek górskich Karpat i Sudetów, ale charakteryzują się dużą częstotliwością występowania.

Podobnie jak Zielińska, Tłałka [1982] za niżówkę uznała wszystkie okresy, w których przepływ jest równy lub niższy od średniej wartości z najniższych miesięcznych przepływów (SNQ) i trwa dłużej niż 10 dni, liczone dla półrocza letniego (V-XI). Do charakterystyki niżówek użyła następujących parametrów: początek i koniec niżówek letnich, czas trwania (T_N), przepływ niżówkowy najniższy (Q_{NN}), przepływ niżówkowy średni (Q_{SN}). Analizując materiał badawczy, ustaliła daty początku i końca niżówek dla poszczególnych lat. Za początek niżówek letnich przyjmowała dzień, w którym przepływ spadał poniżej (SNQ_{letni}) i trwał 10 lub więcej dni, dlatego też często do półrocza letniego wliczała dni kwietnia. Podobnie postępowała z końcem niżówki, łączyła letnie z jesiennymi, traktując je jako przedłużenie, niekiedy nawet do grudnia, gdy w rzece nie pojawiły się zjawiska lodowe. Opracowanie dotyczyło dorzecza górnej Wisły dla dziesięciolecia 1961-1970. Średni czas trwania niżówek w tym obszarze wahał się od 25 dni (Karpaty zachodnie, Beskid Niski) do 100 dni (Kotlina Sandomierska i wyżyny).

Kasprzyk [1998] niżówkę określa jako okres, w którym przepływy były równe lub niższe od wartości progowej przepływu ustalonej z krzywej sum czasów trwania wraz z wyższymi na poziomie przepływu 70-procentowego ($Q_{70\%}$) i trwały co najmniej 10 dni. Niżówki scharakteryzował następującymi parametrami: początek i koniec okresu niżówkowego, czas trwania niżówki, średni przepływ niżówki jako średnią arytmetyczną wartości przepływów w wydzielonym okresie niżówki, najniższy przepływ niżówki, objętość niżówki rozumiana jako wielkość deficytu odpływu. Wydzielanie niezależnych niżówek przeprowadził analizując wielkości niedoborów poszczególnych okresów niżówkowych. Szczegółowej analizie poddał niżówki letnie określone dla 37 zlewni o zbliżonych warunkach formowania przepływów niskich z obszaru Polski. Najkrótsze niżówki przy dużej liczbie wystąpień są charakterystyczne dla obszarów górskich (Karpaty, Góry Świętokrzyskie), natomiast długie o małej liczbie wystąpień są charakterystyczne dla obszarów nizinnych (Wielkopolska). Otrzymał wyniki zgodne z wcześniejszymi badaniami Dębskiego i Zielińskiej. Podał również własną klasyfikację niżówek letnich, zimowych i mieszanych.

Z definicji i metod oceny niżówek podanych przez cytowanych badaczy wynika, że z metodycznego punktu widzenia dla opracowania modelu probabilistycznego niżówek należy:

- zdefiniować kryterium wyznaczania przepływu granicznego,
- dokonać separacji niżówek jako zdarzeń niezależnych,
- wyznaczyć parametry wydzielonych niżówek,
- dokonać klasyfikacji otrzymanych wartości parametrów niżówek, tj. objętości niedoboru przepływu (D_i), czasu trwania niżówki (T_i), w celu wydzielenia ze zbioru (D_i, T_i) wiarygodnej ekstremalnej suszy hydrologicznej.

4.1. Kryteria wyznaczania przepływu granicznego niżówki

Wybór kryterium oraz wielkość przepływu granicznego niżówki zależą nie tylko od warunków klimatycznych czy dostępności danych, ale również od reżimu hydrologicznego rzeki. Dla rzek o wyraźnej sezonowości przepływów [Rotnicka 1988], zaleca się stosowanie przepływów granicznych dla każdego sezonu oddzielnie. Stosowanie różnych podejść do wyznaczania przepływu granicznego ma także na celu wykrycie anomalii w przepływach codziennych. Występowanie przepływów niskich w okresie, czy sezonie o dużym zasilaniu, spowodowane np. opóźnieniem topnienia śniegu, niekoniecznie wskazuje na suszę hydrologiczną.

Ozga-Zielińska i Brzeziński [1997] wyróżniają kryteria hydrologiczne i gospodarcze przy określaniu przepływu granicznego. Według tych Autorów, w przypadku kryterium hydrologicznego najbardziej uzasadnioną wielkością przepływu granicznego niżówek jest największa wartość przepływu z minimów rocznych (WNQ). Przepływ ten stanowiący największą wartość w N -elementowej próbie

losowej jest zmienną losową. Wartość ta powinna być określana na podstawie długiej próby. Inną wielkością jest wartość środkowa z przepływów minimalnych, uwzględniająca fakt, że niżówki jako zjawiska wyjątkowe nie pojawiają się w każdym roku, a w okresie wielolecia występuje mniej więcej tyle samo lat mokrych bez niżówek, co lat suchych z niżówkami. Według kryterium gospodarczego, jak podają Autorzy, wielkość przepływu granicznego jest równa sumie wielkości przepływu nienaruszalnego i zapotrzebowania wszystkich użytkowników. Innym przykładem kryterium gospodarczego mogą być wymagania żeglugi śródlądowej np. minimalny przepływ żeglowny.

Tallaksen i Van Lanen [2004] wyróżniają wiele kryteriów wyznaczania przepływu granicznego niżówki. Jedna z nich bazuje na krzywej sum czasów trwania przepływów (*KSCTP*) wraz z wyższymi. Dla rzek stałych, prowadzących wodę cały rok, zalecają przepływ graniczny w postaci przepływu o określonym prawdopodobieństwie nieosiągnięcia od Q_{70} do Q_{95} . Natomiast dla rzek okresowych i epizodycznych, na których są obserwowane przepływy zerowe, przepływ Q_{70} może wynosić zero. Woo i Tarhule [1994] przetestowali 7 wartości przepływu granicznego (Q_5 , $Q_{7,5}$, Q_{10} , $Q_{12,5}$, Q_{15} , $Q_{17,5}$, Q_{20}) dla epizodycznych rzek w Nigerii i stwierdzili, że są to wartości realne ze względu na coroczne kilkumiesięczne okresy z zerowymi przepływami. Kjeldsen et al. [2000] zastosowali w Zimbabwie przepływ Q_{75} określony na podstawie miesięcznych *KSCTP*.

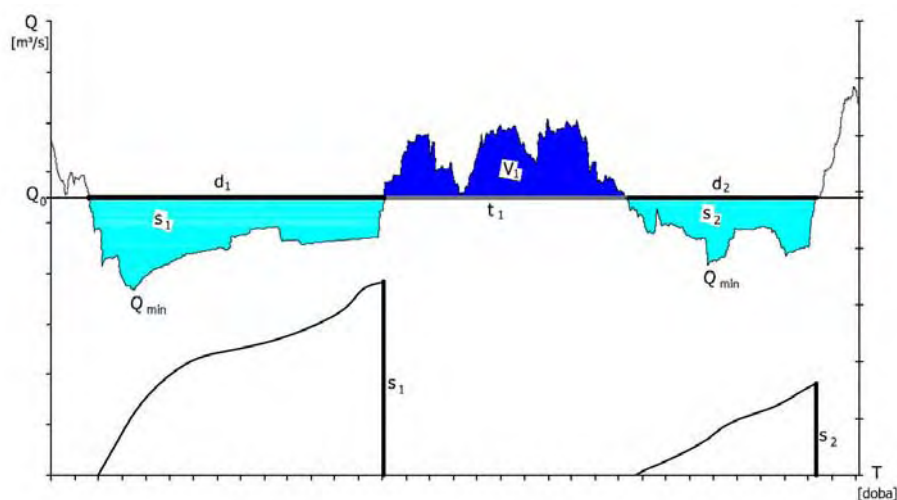
Peters i in. [2003] proponują metodę bazującą na porównaniu objętości deficytu niżówki przy założonym przepływie granicznym i deficytu niżówki dla średniego przepływu, co jest wyrażone przez wskaźnik kryterium suszy. Jeśli wskaźnik ten jest równy 1, to znaczy, że założony przepływ graniczny ma wartość przepływu średniego, jeśli zaś 0, to przepływ graniczny jest równy najniższemu przepływowi.

Innym jest kryterium genetyczne wyznaczania przepływu granicznego niżówki na podstawie krzywych opadania [Tokarczyk 2001a; Dubicki (red.) 2002; Tokarczyk, Jakubowski 2006; Tokarczyk i in. 2007; Jakubowski, Tokarczyk 2008]. Przepływ graniczny niżówki odpowiada wartości przepływu pochodzącego z zasilania podziemnego. Wartość ta dla rzek z obszaru Polski zwykle mieści się w przedziale między średnim niskim przepływem z wielolecia (SNQ) a średnim przepływem z wielolecia (SSQ).

W przedkładanej pracy zastosowano przepływ graniczny niżówki jako Q_{70} określony na podstawie krzywej sum czasów trwania przepływów wraz z wyższymi. Jest on zalecany przez badaczy skupionych w Projekcie UNESCO FRIEND, co stwarza możliwość porównania wyników z pracami prowadzonymi w Europie. Jest on również stosowany przez badaczy w Polsce. Wartość Q_{70} dla zlewni z obszaru Polski jest zbliżona do wartości SNQ [Tokarczyk i in. 2007].

4.2. Metody wydzielenia niżówek jako zdarzeń niezależnych

W literaturze najczęściej spotyka się cztery metody separacji niżówek. Są to: metoda przepływu granicznego (*threshold level method, TLM*), znana również jako *POT (peak over threshold)*, metoda średniej ruchomej (*moving average procedure, MA*), metoda ciągu kolejnych minimów (*sequent peak algorithm, SPA*) oraz metoda bazująca na kryterium czasu trwania i objętości (*inter-event time and volume based criterion, IC*), w której stosuje się różne kryteria czasu trwania i objętości niedoboru przepływu w czasie trwania niżówki [Tallaksen i in. 1997; Jakubowski, Radczuk 2004; Jakubowski, Tokarczyk 2007; Tokarczyk, Jakubowski 2006].



Rys. 16. Charakterystyki niżówki wydzielonej metodą przepływu granicznego wg Yevjevicha. Oznaczenia: Q_0 – przepływ graniczny niżówki, S_1, S_2 – objętość niedoboru przepływu (deficytu) niżówki, d_1, d_2 – czas trwania niżówki, Q_{\min} – najniższy przepływ niżówki
Fig. 16. Low flow characteristics separated by threshold level method by Yevjevich. Symbols: Q_0 – threshold discharge of low flow, S_1, S_2 – deficit of low flow, d_1, d_2 – duration of low flow, Q_{\min} – min discharge of low flow

Metoda przepływu granicznego (TLM) wywodzi się z teorii progowej rozwiniętej przez Rice'a [1954] i kontynuowanej przez Cramera i Leadbettera [1967 W: Bras, Rodriguez-Iturbe 1985]. Po raz pierwszy w studiach nad suszą zastosował ją Yevjevich [1967] do analizy średnich miesięcznych przepływów. Metoda ta znalazła zastosowanie również do przepływów codziennych [Woo, Tarhule 1994; Zelenhasic, Salvai 1987]. Parametrem w tej metodzie jest założony przepływ graniczny (Q_0). Według Yevjevicha [1967] niżówka występuje wtedy, gdy przepływy (Q_t) są niższe lub równe założonej wartości (Q_0), a jej wielkość zależy od przepływu granicznego. Wydzielone niżówki charakteryzują się (rys. 16) czasem trwania (d_t), maksymalną objętością deficytu (S_t), czasem pojawienia (τ_0) oraz przepływem

najniższym (Q_{\min}). Maksymalna objętość niedoboru przepływu (deficytu) niżówki pojawia się na końcu wydzielonej niżówki (d_i). Objętość ta dla dowolnej chwili t jest liczona wg równania:

$$S_t = \begin{cases} S_{t-\Delta t} + (Q_0 - Q_t) \cdot \Delta t & \text{dla } Q_t \leq Q_0 \\ 0, & \text{dla pozostałych przypadków} \end{cases} \quad (1)$$

gdzie: S_t – objętość niedoboru przepływu (deficytu) niżówki [m^3], Q_0 – przepływ graniczny [m^3/s], Q_t – przepływ chwilowy [m^3/s], Δt – krok czasowy (doba).

Podczas przedłużających się okresów suchych często obserwuje się występowanie przepływów wyższych od granicznego w krótkim czasie i stąd długa niżówka o znacznej objętości niedoboru przepływu jest podzielona na kilka mniejszych, wzajemnie zależnych.

Metoda separacji niżówek niezależnych (POT) [Jakubowski, Radczuk 2004] bazuje na metodzie zaproponowanej przez Zelenhasica i Salvai [1987] i przyjętych założeniach: (i) o łączeniu niżówek, tj. jeśli okres z przepływem wyższym od przepływu granicznego wynosi 3 dni, to kolejne niżówki są sumowane, zarówno pod względem wielkości niedoboru, jak i czasu trwania; (ii) minimalny czas trwania pojedynczej niżówki wynosi 5 dni, (iii) do dalszej analizy są wybierane tylko te niżówki, których objętość deficytu (D_i) jest większa niż $0,02D_{\max}$ maksymalnej objętości niedoboru przepływu niżówki z wielolecia. Pierwsze założenie powoduje łączenie zdarzeń zależnych, drugie i trzecie eliminuje nieistotne obserwacje.

Metoda średniej ruchomej (MA) polega na wygładzaniu szeregów czasowych przepływu 10-dniową średnią ruchomą. Zastosowana dyskretyzacja prowadzi do łączenia niżówek zależnych w jedną o zmniejszonej objętości deficytu i zachowanym czasie trwania.

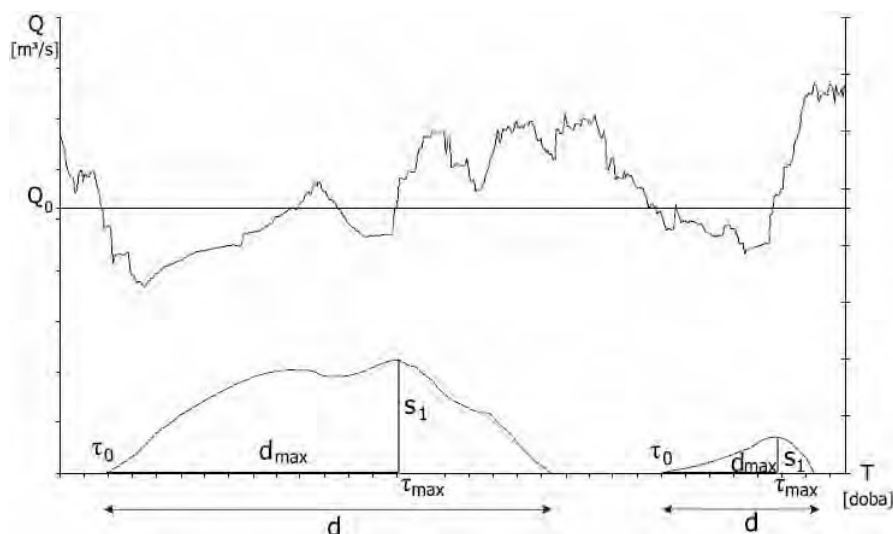
Metoda bazująca na kryterium czasu trwania i objętości (IC) zaproponowana przez Zelenhasica i Salvai [1987] polega na łączeniu dwóch następujących po sobie niżówek o parametrach t – czas trwania oraz d – objętość niedoboru przepływu. Stosuje się ją wówczas, gdy dwie kolejne niżówki (d_i, v_i) oraz (d_{i+1}, v_{i+1}) są rozdzielone okresem o czasie t_1 dłuższym lub równym założonemu krytycznemu czasowi trwania t_{\min} lub gdy objętość odpływu w okresie bez niżówek v_i jest większa od objętości niżówek. Madsen i Rosbjerg [1995] sugerowali połączenie niżówek zależnych tak, by czas trwania niżówki, powstałej przez połączenie dwóch lub kilku zależnych, wynosił $d = d_1 + d_2 + t_1$, a jej deficyt $s = s_1 + s_2 - v_1$ (oznaczenia jak na rys. 16). Wówczas czas trwania niżówki połączonej jest wydłużony o okres między niżówkami, w którym przepływy są wyższe od założonego przepływu granicznego (Q_0), lecz trwają na tyle krótko, że zlewnia nie powraca do warunków sprzed niżówki. Łączna objętość deficytu tej niżówki jest pomniejszona o objętość wody w okresie, gdy przepływy przewyższały założony przepływ graniczny.

Metoda ciągu kolejnych minimów (SPA) polega na wyznaczaniu objętości niedoboru przepływu (deficytu) niżówki na podstawie krzywej sumowej odpływu [Tallaksen 1997]:

$$S_t = \begin{cases} S_{t-\Delta t} + (Q_0 - Q_t) \cdot \Delta t & \text{dla } S_t < 0 \\ 0, & \text{dla pozostałych przypadków} \end{cases} \quad (2)$$

gdzie: S_t – objętość niedoboru przepływu (deficytu niżówki) [m^3], Δt – krok czasowy [doba].

Dodatknie wartości S_t odpowiadają okresowi przepływu o wartościach powyżej założonego przepływu granicznego Q_0 (rys. 17).



Rys. 17. Charakterystyki niżówki wydzielonej metodą przepływu granicznego wg Tallaksen. Oznaczenia: Q_0 – przepływ graniczny niżówki, S_1 – objętość niedoboru przepływu (deficytu) niżówki, d – czas trwania niżówki, τ_i – początek niżówki

Fig. 17. Low flow characteristics separated by sequent peak algorithm (SPA) by Tallaksen. Symbols: Q_0 – threshold discharge of low flow, S_1 – deficit volume of low flow, d – duration of low flow, τ_i – beginning of low flow

Objętość niedoboru przepływu (deficytu niżówki) (S_t) odpowiada maksymalnemu odpływowi, a czas trwania niżówki (d_{\max}) oznacza okres od jej początku τ_0 do osiągnięcia odpływu maksymalnego τ_{\max} , czyli $d_{\max} = \tau_{\max} - \tau_0 + 1$. W metodzie tej sumaryczny czas trwania niżówki d jest sumą okresów d_{\max} oraz okresu, gdy $S_t > 0$. Dodatkową charakterystyką niżówki jest współczynnik d/d_{\max} , który odpowiada liczbie przekroczeń przepływów ponad przepływ graniczny podczas trwania jednej wydzielonej niżówki.

Z przedstawionych metod wydzielenia zdarzeń niezależnych jedynie metoda SPA uwzględnia niedobór przepływów w okresach niżówkowych oraz warunki, przy jakich dochodzi do tworzenia się niżówek i ich zakończenia. Metodę tę zastosowano w niniejszej pracy. Modelowanie procesu formowania się niżówek wymaga określenia wartości liczbowych parametrów opisujących niżówkę.

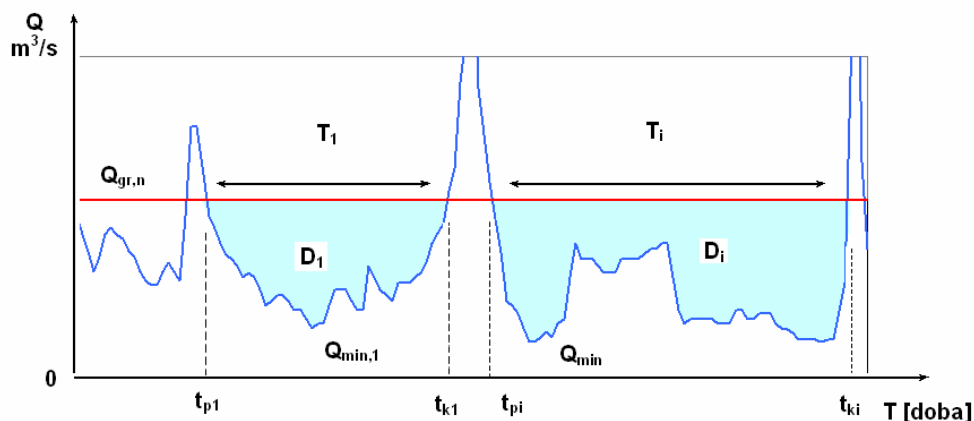
4.3. Model probabilistyczny niżówki

Założona hipoteza badawcza, że niżówka jest wskaźnikiem suszy hydrologicznej, narzuca poszukiwanie takiego rozwiązania, które z jednej strony ujmuje fizyczne własności zjawiska, z drugiej zaś zapewnia uwzględnienie jego losowości. Modele probabilistyczne stosowane do opisu procesów i zjawisk przyrody nieożywionej uwzględniają zależności będące związkami między wymuszeniem i stanem modelu. Związki te rozpoznaje się metodami statystyki na podstawie serii obserwacji kalibrujących, które stanowią o przyjęciu lub odrzuceniu postaci modelu.

Statystyczna teoria retencji została rozwinięta w latach 60. i 70. XX wieku jako narzędzie matematyczne do projektowania i analizy pracy zbiorników retencyjnych [Kaczmarek 1963, Klemes 1987]. Można ją jednak stosować do opisu właściwości losowych każdego systemu fizycznego, w którym kluczową rolę odgrywa akumulacja masy lub energii.

Analiza statystyczna szeregów czasowych codziennych przepływów pozwala na wydzielenie okresów niżówkowych, które można opisać następującymi miarami:

- wartości dobowe przepływów rzecznych [m^3/s];
- przepływ graniczny niżówki Q_0 [m^3/s];
- objętość niedoboru przepływu niżówki D_i [tys. m^3];
- minimalny przepływ niżówki Q_{\min} [m^3/s];
- czas trwania niżówki T_i [doba].



Rys. 18. Parametry niżówki wg Zelenhasica [2002]. Oznaczenia na rysunku: $Q_{gr,n}$ – przepływ graniczny niżówki, T_i – czas trwania niżówki, D_i – objętość niedoboru przepływu niżówki, Q_{\min} – przepływ najmniejszy niżówki, t_p – data początku niżówki, t_k – data końca niżówki

Fig. 18. Low flow params according to Zelenhasic [2002]. Symbols: $Q_{gr,n}$ – threshold discharge of low flow, T_i – duration of low flow, D_i – deficit volume of low flow, Q_{\min} – minimum discharge of low flow, t_p – date of low flow beginning, t_k – date of low flow finish

Zjawisko niżówki ma charakter losowy. Dla danej rzeki, w danym przekroju wodowskazowym liczba niżówek w przedziale czasowym $[0, t]$ oraz objętość nie-

doboru przepływu i czas jej trwania są zmiennymi losowymi o rocznym elemencie cyklu. Każdej objętości niedoboru przepływu podczas trwania niżówki D_i , gdy $D_i > 0$, dla każdego $i = 1, 2, 3, \dots$, odpowiada czas trwania T_i (rys. 18). Objętość niedoboru przepływu w czasie trwania niżówki jest więc procesem stochastycznym o parametrach dyskretnych $\{D_i, i = 1, 2, 3, \dots\}$.

Z punktu widzenia analizy niżówek najbardziej istotną jest niżówka ekstremalna, dlatego ma tu zastosowanie teoria wartości ekstremalnej [Coles 2001].

Niżówka jest dwuwymiarową zmienną losową $X(D, T)$, a jej wielkość zależy od wielkości założonego przepływu granicznego $Q_0 = Q_{gr,n}$ [Zelenhasic 2002]. Przepływ niżówkowy Q_t , jako zmienna losowa, może być opisany funkcją nieujemną obustronnie ograniczoną, a Q_t mieści się w przedziale $0 \leq Q_t < Q_0$ dla $t \geq 0$. Takie podejście oznacza, że niżówka nie musi wystąpić w każdym roku. W latach, w których nie jest spełniony ten warunek zarówno objętość niedoboru przepływu, jak i czas trwania są równe zero. Jest to powodem, dla którego przy analizie niżówek stosuje się różne funkcje rozkładu dla maksymalnego niedoboru przepływu oraz dla maksymalnego czasu trwania.

Do wyznaczenia objętości niedoboru niżówek, ich początku i końca, czasu trwania oraz prawdopodobieństwa nieosiągnięcia niedoboru i czasu trwania niżówki wykorzystano program komputerowy NIŻÓWKA 2003 [Jakubowski, Radczuk 2004]. Danymi wejściowymi do modelu są (rys. 19): hydrogram średnich dobowych wartości przepływu, przepływ graniczny niżówki, minimalny czas trwania niżówki, poziom α , zgodnie z którym odrzucane są niżówki mniejsze niż αD_{max} , gdzie D_{max} oznacza wielkość niedoboru przepływu podczas niżówki ekstremalnej. Minimalna, konieczna do estymacji liczba niżówek wynosi 30.

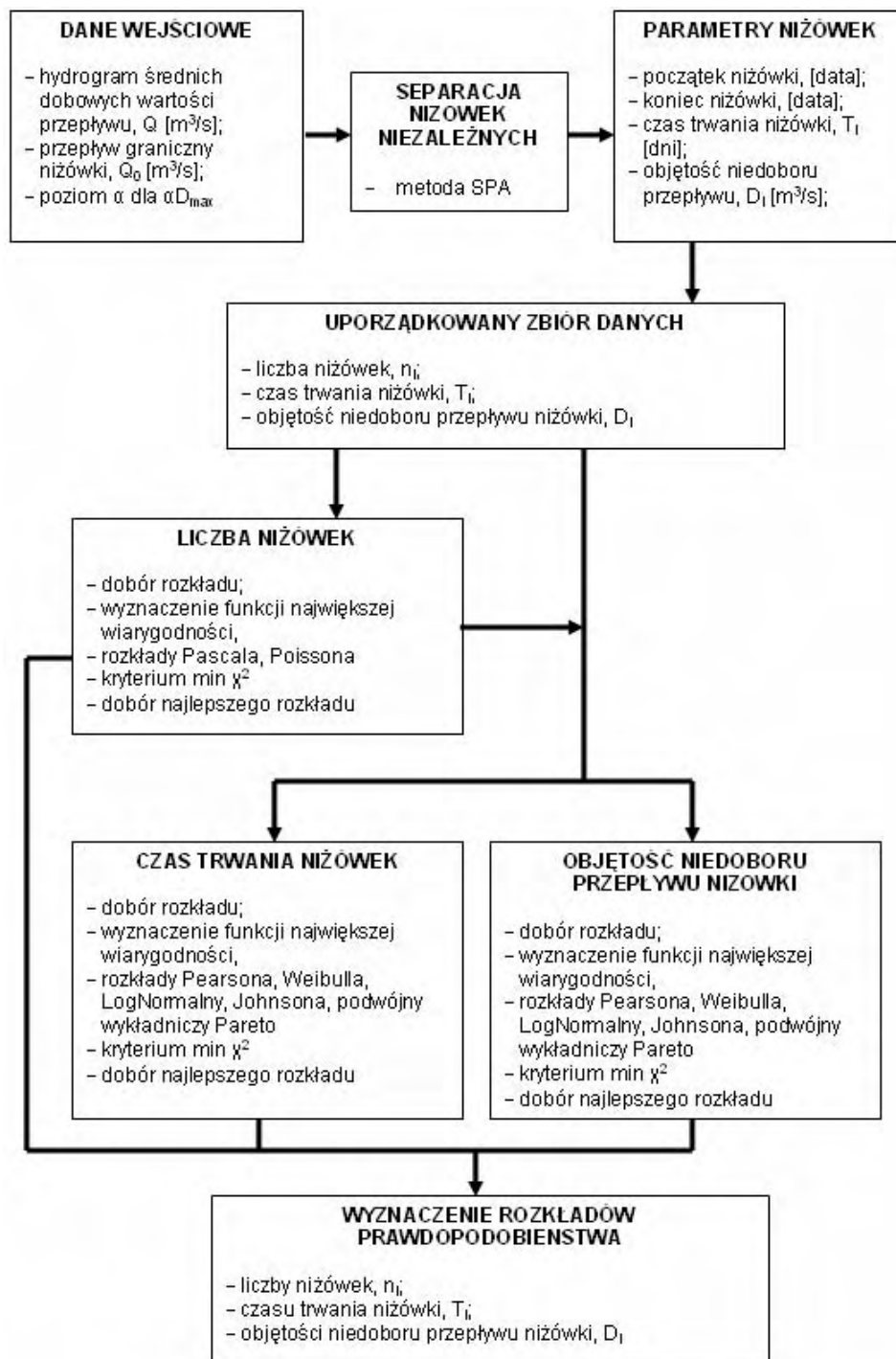
Do rozkładu prawdopodobieństwa niżówek maksymalnych program NIŻÓWKA 2003 [Jakubowski, Radczuk 2004] wykorzystuje model rozkładu maksymalnych przepływów niskich [Zelenhasic, Salvai 1987]. Model ten uwzględnia nie tylko każdy z istotnych okresów niskich przepływów, ale także liczbę niżówek w ciągu roku hydrologicznego. Rozkład maksymalnego niedoboru niżówki (oraz maksymalnego czasu trwania niżówki) $H(x)$ ma postać:

$$H(x) = P(E = 0) + \sum_{k=1}^{\infty} F^k(x) \Pr(E = k) \quad (3)$$

gdzie: E – liczba niżówek w kolejnych latach, $F(x)$ – rozkład – dystrybuanta niedoboru niżówki (czasu trwania niżówki).

Model jako rozkład $F(x)$ wyznacza objętość niedoboru przepływu niżówki w m^3 lub w wielkościach bezwymiarowych (np. jako stosunku objętości niedoboru przepływu niżówki do średniego rocznego odpływu) lub czas trwania niżówki wyrażony w dniach. Wyznaczenie $H(x)$ polega na estymacji rozkładu liczby niżówek w zadanym okresie oraz wielkości niedoboru przepływu lub czasu trwania niżówki.

Rozkład liczby niżówek E może być wyrażony rozkładami Poissona lub Pascala.



Rys. 19. Algorytm probabilistycznego modelu niżówek
 Fig. 19. Algorithm for the probabilistic model of low flow

Rozkład Poissona (uogólniony rozkład dwumianowy) jest rozkładem zmiennej losowej dyskretnej. Stosuje się go w przypadku określenia prawdopodobieństwa zajścia liczby zdarzeń niezależnych przy występowaniu dużej ilości doświadczeń [Fisz 1969]. Rozkład Poissona jest określany przez jeden parametr λ , który ma interpretację wartości oczekiwanej. Funkcja prawdopodobieństwa w rozkładzie Poissona ma postać [Kaczmarek 1970, Jakubowski 1997]:

$$\Pr(E_t = n) = \frac{\lambda^n}{n!} e^{-\lambda}, \quad n = 0, 1, 2, \dots \quad (4)$$

gdzie: $EX = \lambda$, $VarX = \lambda$, $\lambda \in (0, \infty)$

Rozkład Pascala (szczególny przypadek rozkładu dwumianowego ujemnego) jest rozkładem dyskretnym opisującym liczbę prób, w czasie których n -ty raz nastąpi sukces [Fisz 1969].

Funkcja prawdopodobieństwa w rozkładzie Pascala ma postać [Jakubowski 1997]:

$$\Pr(E_t = n) = (-1)^n \binom{-v}{n} p^n q^v; \quad n = 1, 2, 3, \dots; \quad 0 < p < 1 \quad (5)$$

gdzie: $EX = n \times p$, $VarX = n \times p(1 - p)$

Rozkład $F(x)$ niedoboru wody albo czasu trwania niżówki może być jednym z rozkładów o funkcji gęstości: Gamma, Weibulla, logarytmiczno-normalnym, Johnsona, podwójnym wykładniczym lub uogólnionym Pareto.

Funkcje gęstości mają postać:

- ◇ rozkładu Gamma (Pearsona typu III) [Kaczmarek 1970, Jakubowski 1997]

$$f_1(x) = \frac{\alpha^v}{\Gamma(v)} (x - s)^{v-1} e^{-\alpha(x-s)}, \quad x > s \quad (6)$$

gdzie: $EX = s + \frac{v}{\alpha}$, $VarX = \frac{v}{\alpha^2}$, $\alpha > 0$ – parametr skali,; $v > 0$ – parametr

kształtu

- ◇ rozkładu Weibulla

$$f_2(x) = \alpha \lambda (x - s)^{\alpha-1} e^{-\lambda(x-s)^\alpha}, \quad x > s \quad (7)$$

gdzie: $EX = \frac{\Gamma(1+1/\alpha)}{\lambda}$, $VarX = \frac{\Gamma(1+2/\alpha) - \Gamma^2(1+1/\alpha)}{\lambda^2}$; $\lambda > 0$ – parametr

skali; $\alpha > 0$ – parametr kształtu.

- ◇ rozkładu logarytmiczno-normalnego

$$f_3(x) = \frac{1}{(x-s)\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln(x-s)-\mu)^2}{2\sigma^2}}, \quad x > s \quad (8)$$

gdzie: $EX = e^{\mu+\sigma^2/2}$, $VarX = (e^{\sigma^2} - 1)e^{2\mu+\sigma^2}$, μ – wartość średnia, σ – odchylenie standardowe.

◇ rozkładu Johnsona

$$f_4(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \frac{b-a}{(x-a)(b-x)} \exp\left(\frac{1}{2\sigma^2} \left[\ln \frac{x-a}{b-x} - \mu\right]^2\right), \quad b > x > a \quad (9)$$

gdzie: $EX = \mu$, $\text{Var}X = \sigma^2$.

◇ rozkładu podwójnie wykładniczego

$$f_5(x) = \alpha e^{-\alpha(x-\mu)} e^{-\alpha(x-\mu)}, \quad (10)$$

gdzie: $EX = \mu$, $\text{Var}X = 2/\alpha^2$, $\mu = 0$, $\alpha > 0$.

◇ uogólnionego Pareto

$$f_6(x) = \frac{1}{\alpha} \left[1 - \kappa \frac{x-s}{\alpha}\right]^{\frac{1}{\kappa}-1}, \quad x > s \quad (11)$$

gdzie: $EX = \frac{\alpha \cdot \kappa}{\alpha - 1}$, $\text{Var}X = \frac{\kappa^2 \alpha}{(\alpha - 1)^2 (\alpha - 2)}$; α – parametr kształtu, κ – parametr skali, s – próg.

rametr skali, s – próg.

Ocenę nieznanymi parametrów przeprowadza się dwustopniowo: dla ustalonych parametrów przesunięcia, metodą największej wiarygodności estymuje się pozostałe dwa nieznanne parametry. Następnie dla tak wyznaczonego rozkładu oblicza się wartość kryterium Akaike. Układ parametrów uznaje się za optymalny wtedy, gdy minimalizuje on to kryterium. Estymację przeprowadza się dla każdego rozkładu osobno. Zgodność każdego z nich z danymi empirycznymi jest badana testem χ^2 . Do wyznaczenia rozkładu maksymalnej objętości niedoboru przepływu lub czasu trwania $H(x)$ program wybiera te spośród rozkładów E (liczba niżówek) i $F(x)$ (czas trwania niżówki, objętość niedoboru przepływu niżówki), które dają najmniejszą wartość testu χ^2 [Jakubowski 2003].

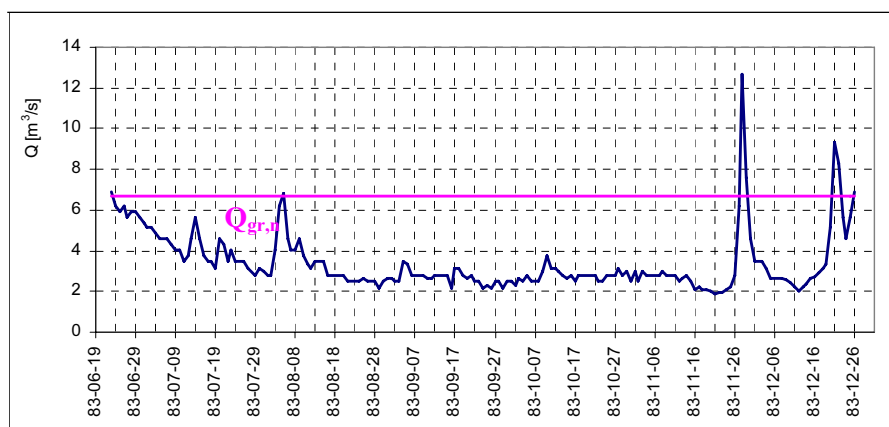
Zastosowanie metody bazującej na teorii progowej pozwala na wydzielenie przepływów niżówkowych z całego zakresu przepływów. Można przyjąć, że wydzielone w ten sposób okresy niżówkowe zostały oddzielone od anomalii pogodowych. W pracy parametry niżówek wyznaczono dla niżówek letnich, jednorodnych pod względem genezy. Okresy te były podstawą do wydzielenia susz hydrologicznych.

4.4. Kryteria wydzielenia susz i klasyfikacja zdarzeń

Przez pojęcie suszy hydrologicznej rozumie się zdarzenie losowe charakteryzujące się czasem trwania i niedoborem przepływu. Przyjmuje się założenia, że nie każda niżówka może być uznana za suszę hydrologiczną oraz, że na jedną suszę może składać się kilka niżówek [Yevjevich 1967]. W pracy do separacji niżówek niezależnych zastosowano metodę ciągu kolejnych minimów (*SPA*). W meto-

dzie tej zakłada się występowanie inercji zjawisk hydrologiczno-meteorologicznych, co oznacza, że te same warunki meteorologiczne i hydrologiczne wywołują podobny przebieg przepływów wody w rzece na początku i na końcu niżówki. Każda długotrwała niżówka o dużym niedoborze przepływów, składa się więc z kilku mniejszych niżówek. Takie niżówki traktuje się jako susze hydrologiczne (rys. 20).

Dysponujemy więc zbiorem zmiennych opisujących objętość niedoboru przepływu niżówki (D_i) oraz czasem trwania niżówki (T_i).



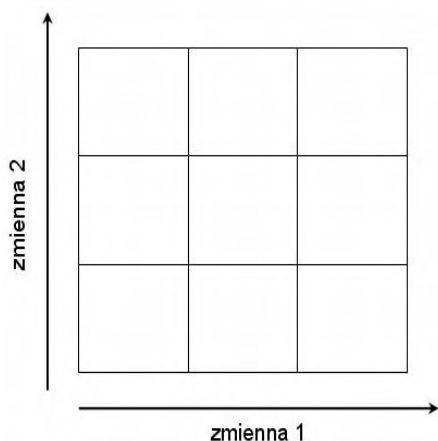
Rys. 20. Susza hydrologiczna, rz. Nysa Kłodzka, wod. Kłodzko

Fig. 20. Hydrological drought, the Nysa Kłodzka river, Kłodzko gauging station

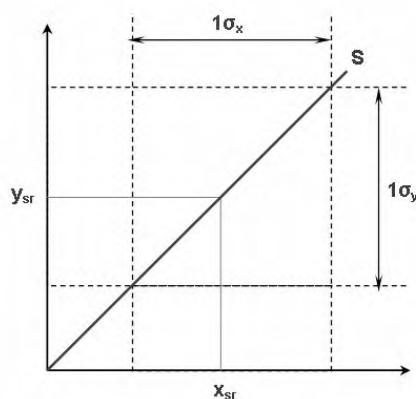
Istnieje wiele systemów podziału i klasyfikacji zdarzeń [Rotnicka 1988, Florek in. 1951, Grabiński i in. 1989]. Kryteria podziału bazują na różnych przesłankach. W odniesieniu do suszy mogą nimi być np.: (i) źródła i przyczyny powstawania zdarzenia, (ii) rodzaj zdarzeń i ich następstwa, (iii) prognoza wystąpienia zdarzenia. Każdy wyodrębniony zbiór jest jednorodny i zawiera specyficzne kategorie i podkategorie, które łączy główne kryterium podziału.

Jedną z metod podziału i klasyfikacji zdarzeń jest kartogram złożony, który należy do metod kartografii statystycznej i umożliwia przedstawienie wartości dwóch zjawisk w granicach wydzielonych jednostek podziału przestrzennego [Leonowicz 2002]. Podstawę opracowania kartogramu złożonego stanowi legenda w postaci wykresu współrzędnych prostokątnych (rys. 21), na których każda oś reprezentuje jedną zmienną. Istotą metody jest jednoczesne przedstawienie dwóch zmiennych, a ich wybór jest podyktowany zjawiskiem, które opisują. Przewoźnik [1989] wyróżnia dwa rodzaje zależności, tj.: współwystępowanie zjawisk, czego szczególnym przypadkiem jest związek przyczyna-skutek, oraz opisywanie jednego zjawiska wspólnie przez dwie zmienne. W literaturze zaleca się, by liczba klas kartogramu wynosiła od 5 do 7 [Paślawski 1998; Kocimowski, Kwiatek 1977]. Podział na klasy polega na podziale zbiorów wartości każdej zmiennej niezależnie od wartości drugiej zmiennej.

Liczbę klas wyznacza się na podstawie korelogramu, w którym zmiennej x odpowiada czas trwania niżówki (T), a zmiennej y – objętość niedoboru przepływu niżówki (D). W przypadku trudności określenia zmiennej zależnej oraz niezależnej jedną z metod podziału na klasy jest zastosowanie linii wyznaczonej przez wartości odchyłeń standardowych obu zmiennych jako przekątnej legendy [Olson 1975], która wyraża siłę związku D i T (rys. 22). W klasach mogą się jednak znaleźć obserwacje o znacznych odchyleniach od przekątnej oraz o niewielkich odchyleniach, których przekątna nie przecina.



Rys. 21. Legenda kartogramu złożonego
Fig. 21. Legend of a two-variable choropleth map



Rys. 22. Podział na klasy uwzględniający wartości odchyłeń standardowych obu zmiennych
Fig. 22. Class division taking into account the value of the standard deviations of both variables

W metodzie kartogramu złożonego można stosować niesformalizowane sposoby wyznaczania klas, które opierają się na wartościach istotnych dla przedstawianych zjawisk. W związku z tym w pracy przyjęto podział na klasy ustalony na podstawie wskaźnika suszy. Jako wskaźnik suszy hydrologicznej (WSH) wprowadzono zmienną syntetyczną (agregatową) [Zeliaś 1997] jako iloczyn ($D_i \times T_i$). Charakteryzuje on natężenie zjawiska i dla niżówki maksymalnej przyjmuje największą wartość. Algorytm wydzielenia susz hydrologicznych polegał na uszeregowaniu danych z zastosowaniem wielowymiarowej analizy porównawczej służącej do porównywania obiektów opisywanych przez wiele ich właściwości. Jedną z metod jest analiza czynnikowa polegająca na transformacji wejściowego zbioru charakterystyk obiektów dowolnej natury, najczęściej zmiennych opisujących obiekty przestrzenne, w nowe nie obserwowalne charakterystyki. Transformacja ta pozwala na wyjaśnienie struktury powiązań między obserwowalnymi charakterystykami obiektów [Zeliaś 1991]. Porządkowanie jest często punktem wyjścia do grupowania statystycznego, w którego wyniku otrzymuje się jednolite grupy (tu: niżówki, susze hydrologiczne). Grupowanie statystyczne umożliwia wskazanie podobieństw i różnic występujących w zbiorze. Grupowania statystycznego dokonuje się na podstawie jednoznacznych kryteriów, przy czym decydujące znaczenie ma cel badania

[Ostasiewicz (red.) 1999]. Sposób grupowania zależy od rodzaju cechy statystycznej, sposobu pomiaru oraz liczby obserwacji. W pracy na podstawie zbioru danych utworzono szereg pozycyjny ($D_i \times T_i$), który był podstawą do utworzenia szeregu rozdzielczego. Przyjęto klasyfikację bazującą na rodzajowym podziale i skali wystąpienia. W tym celu wprowadzono pojęcie „wiarygodna ekstremalna susza hydrologiczna”, którą opisano wskaźnikiem suszy hydrologicznej ($WSH = D_{95\%} \times T_{95\%}$), czyli iloczynem niedoboru przepływu niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 95% oraz czasu trwania niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 95%. Wiarygodna ekstremalna susza hydrologiczna to susza, która z punktu widzenia procesu i sekwencji zachodzących zdarzeń jest realna. Może się pojawić w warunkach sprzyjających jednoczesnemu wystąpieniu:

- braku opadów w długim okresie,
- wysokiej temperatury, wysokiego parowania,
- braku zasilania rzek wodami podziemnymi,
- wysychania cieków.

Porządkowanie zbioru odniesiono do zmiennej syntetycznej ($D_i \times T_i$), którą poddano transformacji normalizacyjnej w postaci przekształcenia ilorazowego ($D_i \times T_i / D_{pp} \times T_{pp}$) iloczynu niedoboru przepływu i czasu trwania danej niżówki do iloczynu niedoboru przepływu i czasu trwania niżówki o określonym prawdopodobieństwie nieosiągnięcia. Szereg podzielono na k rozłącznych klas według przyjętej reguły [Swan, Sandilands 1995]:

$$k = (3/4)\sqrt{n}$$

gdzie n – liczba elementów w zbiorze

Liczebność poszczególnych klas opisano empirycznym prawdopodobieństwem ich wystąpienia w analizowanej próbie:

$$p_i = l_i / (n + 1)$$

gdzie: l_i – kolejny wyraz szeregu, n – liczba elementów w zbiorze.

Optymalna szerokość przedziałów Δx została wyznaczona na podstawie rozstępu szeregu oraz liczby klas, tj.:

$$\Delta x = \frac{x_{\max} - x_{\min}}{3/4\sqrt{n}},$$

gdzie: x_{\max} , x_{\min} – odpowiednio największy i najmniejszy element szeregu, $(3/4)\sqrt{n}$ – liczba klas. Wydzielono 5 klas, o optymalnych szerokościach przedziałów równych 0,2. Przyjęte klasy odpowiadają następującym przedziałom: $< 0,1$; $(0,1-0,3]$; $(0,3-0,7]$; $(0,7-0,9]$; $> 0,9$. Przedział $(0,3-0,7]$ to skumulowany przedział, który powstał przez połączenie dwóch klas.

Wydzielone klasy odpowiadają następującym warunkom:

- $< 0,1$ – niżówka krótkotrwała,
- $(0,1-0,3]$ – niżówka długotrwała,
- $(0,3-0,7]$ – susza hydrologiczna umiarkowana,
- $(0,7-0,9]$ – susza hydrologiczna silna,
- $> 0,9$ – susza hydrologiczna ekstremalna.

Tak wyznaczonym klasom należy przypisać prawdopodobieństwo nieosiągnięcia niedoboru przepływu i czas trwania wyrazić w dniach.

Rozstęp rozłącznych klas oraz ich liczbę wyznacza się na podstawie znormalizowanego wskaźnika suszy hydrologicznej ($WSH_z = D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$). W klasie niżówki krótkotrwałej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie niedoboru przepływu mniejszym lub równym D_{50} oraz czasie trwania do 30 dni. W klasie niżówki długotrwałej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru do D_{80} oraz czasie trwania do 90 dni. W klasie suszy hydrologicznej umiarkowanej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru do D_{90} oraz czasie trwania do 120 dni. W klasie suszy hydrologicznej silnej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru do D_{95} oraz czasie trwania do 180 dni, natomiast w klasie suszy hydrologicznej ekstremalnej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru większym niż D_{95} oraz czasie trwania dłuższym niż 180 dni.

Legendę klasyfikacji niżówek i susz hydrologicznych wraz z zastosowaną paletą kolorów przyporządkowanych danym klasom przedstawiono na rys. 23.

$D_{pp\%}$ [%] \ T [dni]	30	90	120	180	200
50	niżówka krótkotrwała	niżówka długotrwała	niżówka długotrwała	susza hydrologiczna umiarkowana	susza hydrologiczna umiarkowana
80	niżówka długotrwała	niżówka długotrwała	susza hydrologiczna umiarkowana	susza hydrologiczna umiarkowana	susza hydrologiczna umiarkowana
90	niżówka długotrwała	susza hydrologiczna umiarkowana	susza hydrologiczna umiarkowana	susza hydrologiczna umiarkowana	susza hydrologiczna silna
95	susza hydrologiczna umiarkowana	susza hydrologiczna umiarkowana	susza hydrologiczna umiarkowana	susza hydrologiczna silna	susza hydrologiczna silna
99	susza hydrologiczna umiarkowana	susza hydrologiczna umiarkowana	susza hydrologiczna silna	susza hydrologiczna silna	susza hydrologiczna ekstremalna

	niżówka krótkotrwała
	niżówka długotrwała
	susza hydrologiczna umiarkowana
	susza hydrologiczna silna
	susza hydrologiczna ekstremalna

Rys. 23. Schemat klasyfikacji niżówek i susz hydrologicznych

Fig. 23. Classification diagram of low flow and hydrological drought

Dokonana klasyfikacja pozwoliła na wydzielenie ze zbioru niżówek, susz hydrologicznych o różnej intensywności wynikającej z wielkości objętości niedoboru przepływu i czasu trwania. Jest to skalarna i wektorowa ocena suszy hydrologicznej w odniesieniu do pojedynczego przekroju wodowskazowego. Natomiast w ocenie obszarowej wektor opisuje wyznaczone wskaźniki suszy hydrologicznej w kilku profilach wodowskazowych tworzących profil podłużny rzeki, zlewnię. Dynamikę wydzielonych niżówek i susz hydrologicznych opisuje krzywa opadania, znana w hydrologii również jako krzywa szczyptywania, wysychania, wyznaczona z hydrogramu codziennych przepływów. Zagadnienie to przedstawione zostało w kolejnym rozdziale.

5. ZASILANIE RZEK WODAMI PODZIEMNYMI

Analiza hydrogramu pozwala na wydzielenie okresów niżówkowych oraz charakterystykę ilościową ich parametrów. Zasilanie rzek opisuje się równaniem:

$$Q = Q_p + Q_{pp} + Q_B \quad (12)$$

gdzie: Q – przepływ w rzece, Q_p – odpływ powierzchniowy, Q_{pp} – odpływ podpowierzchniowy, Q_B – odpływ z zasilania podziemnego.

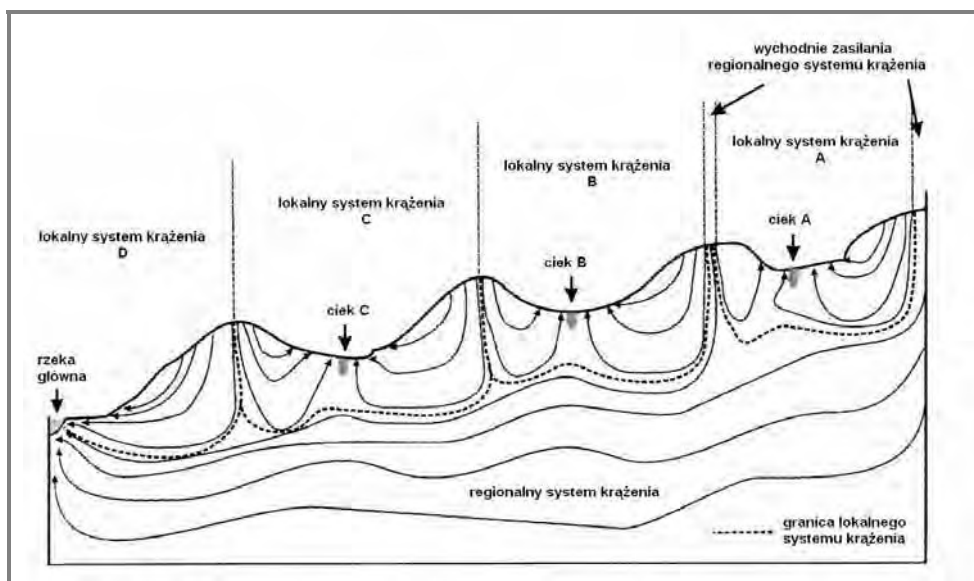
Fizyczna interpretacja składników równania (12) oraz ich ocena ilościowa wymaga poznania wzajemnych związków wód podziemnych z wodami powierzchniowymi. W zlewniach rzecznych o wyraźnym związku hydraulicznym między stanami wód podziemnych i stanami wody w rzece, przepływy minimalne stanowią wypadkową sumy opadów i retencji zlewni. Może to sugerować, że istnieje granica różna od zera, do której dążą przepływy w okresach bezopadowych.

Problemem wydzielenia odpływu podziemnego z hydrogramu całkowitego odpływu zajmowało się wielu badaczy. Dynamika zasilania zlewni wodami podziemnymi w ujęciu hydrologicznym to krzywa opadania, która odzwierciedla zintegrowany wpływ czynników na kształtowanie się odpływu ze zlewni podczas okresów suchych. Do najważniejszych czynników należy zaliczyć: właściwości hydrogeologiczne zlewni, ukształtowanie terenu, klimat. Uważa się, że zlewnie o wolnym tempie recesji przepływu są zazwyczaj zdominowane przez zasilanie podziemne, natomiast szybki spływ występuje w zlewniach o nieprzepuszczalnym podłożu [Tallaksen, van Lanen 2004]. Pogląd ten powinien znaleźć potwierdzenie w zachowaniu się krzywej opadania, jej kształcie oraz ocenie ilościowej.

Zasilanie podziemne z zasobów płytkiej retencji podziemnej i wód gruntowych najważniejszą rolę odgrywa w okresie posuszny. Rzeki polskie rzadko wysychają nawet w okresach długotrwałej suszy, ponieważ istnieje stały związek hydrauliczny wód podziemnych z wodą koryt rzecznych. Zależnie od warunków klimatycznych, topografii i litologii reakcja zlewni na opad lub jego brak jest gwałtowna lub powolna, rozłożona w czasie. W nawiązaniu do tych cech Dynowska [1971] wydzieliła cztery typy krążenia wody w zlewniach o niewielkim stopniu przekształcenia i piąty typ o całkowicie zmienionym krążeniu na skutek gospodar-

czej działalności człowieka. Skrajne typy to: typ 1 – szybkiego krążenia wody, spowodowanego częstymi opadami deszczu o dużym natężeniu, słabą przepuszczalnością i ograniczoną wodonością podłoża, dużymi deniwelacjami terenu, gęstą siecią dolin rzecznych, charakterystyczny dla zlewni górskich, oraz typ 4 – bardzo powolnego krążenia, spowodowanego bardzo równomiernym zasilaniem w ciągu roku, dużą liczbą jezior i zagłębień bezodpływowych, znacznym udziałem dobrze przepuszczalnych osadów, charakterystyczny dla zlewni Pojezierzy Południowo-bałtyckich.

Pewnego uporządkowania pojęć z zakresu zasilania podziemnego rzek z odnawialnych zasobów wód podziemnych dokonała Poźniak [1973], wprowadzając metodę hydrogeologicznej rejonizacji zlewni, zależnie od dróg krążenia podziemnego wody. Podobną analizę zasilania podziemnego przeprowadzili hydrogeolodzy grupy Low Flow w ramach projektu FRIEND, IHP-UNESCO [Tallaksen, Van Lannen (eds) 2004]. Stwierdzili, że zasilanie podziemne systemu koryt rzecznych jest zróżnicowane zależnie od położenia zlewni, jej wielkości, głębokości wcięcia erozyjnego i systemu krążenia, w którą jest włączona dolina cieków. Na schemacie przekroju hydrogeologicznego (rys. 24), na którym wykazano skomplikowany układ dróg krążenia wody dużej zlewni, można wydzielić lokalne systemy krążenia, zasilające mniejsze cieków oraz system regionalny.



Rys. 24. Regionalny i lokalny system krążenia [Tallaksen, Van Lanen (eds) 2004]

Fig. 24. Regional and local water circulation system [Tallaksen & Van Lanen (eds) 2004]

Z lokalnych systemów krążenia A i B nadwyżka wody dostaje się do przylegających obszarów bądź spływem powierzchniowym, bądź odpływem podziemnym. Zwierciadło wody wyznacza strop strefy saturacji, powyżej której panuje ciśnienie atmosferyczne. Obszary zasilania zazwyczaj stanowią strefy riparianu,

mokradła oraz źródła. W regionalnym systemie krążenia rzeki są zasilane z odległych obszarów zasilania, przy czym część wody płynie systemami lokalnymi. Obszar zasilania jest definiowany jako region, gdzie nadwyżka wody zasila strefę saturacji. Niektóre obszary zasilania regionalnego systemu znajdują się między dwoma lokalnymi obszarami i są wtedy nazywane wychodniami.

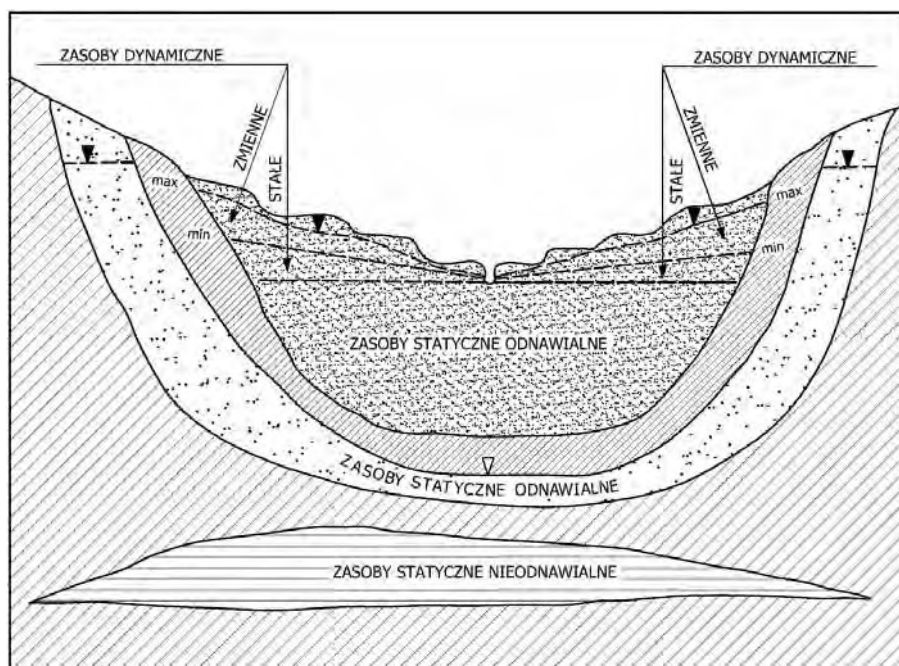
Powierzchnia zlewni o lokalnym systemie krążenia jest znacznie mniejsza niż zlewni z regionalnym systemem krążenia. Wielkość lokalnych systemów krążenia determinują warunki topograficzne, głównie płytkie zaleganie materiałów przepuszczalnych, podczas gdy regionalne systemy wykorzystują głębiej położone warstwy geologiczne o dużej przepuszczalności hydraulicznej.

Zapasy wody regionalnych systemów krążenia są znacznie większe niż lokalnych. W okresie suszy na wielkość zasilania podziemnego koryta rzeki głównej systemu regionalnego ma wpływ nie tylko retencja bezpośrednio położonych systemów lokalnych, ale również dalszych. Przepływ podziemny jest wolno uruchamiany z retencji podziemnej w okresach suchych, dlatego też w zlewniach z regionalnym systemem krążenia susze hydrologiczne rozwijają się z pewnym opóźnieniem. Typowe dla takich zlewni jest to, że odpływ jednostkowy w czasie trwania niżówek jest nadal relatywnie duży. Zlewnie te nazywamy wolno reagującymi (*slowly responding catchments* [Tallaksen, van Lanen 2004]), a ich odpływ podziemny ma małą zmienność. Zazwyczaj na hydrogramie nie zaznaczają się wyraźnie okresy suche i mokre.

Odrotną sytuację obserwuje się w zlewniach o lokalnym systemie krążenia. Rzeki są tu zasilane szybkim odpływem, a przepływ podziemny zależy od właściwości zlewni. W zlewniach, gdzie występuje duży szybki odpływ, susze hydrologiczne uwidaczniają się bardzo szybko, jednak zanikają po pierwszym znaczącym opadzie. Na hydrogramie zaznaczają się wyraźnie niżówki i okresy wysokiego zasilania. W niektórych zlewniach z lokalnym systemem krążenia wielkość przepływu podziemnego jest relatywnie duża, a susze hydrologiczne rozwijają się wolniej niż w przypadku zlewni o szybkim typie krążenia.

Ocena podziemnego zasilania rzeki, nawet w zlewni o niezbyt skomplikowanej budowie geologicznej, wymaga specjalnych badań, w tym pomiarów piezometrycznych w przekrojach poprzecznych dolin rzecznych. Poza zlewniami badawczymi, dla których istnieją zbiory danych dotyczących położenia zwierciadła wód gruntowych w odpowiednich przekrojach i w różnych sytuacjach hydrologicznych w okresie wieloletnim, ustalenie typowej reakcji zlewni podziemnej na opad czy długotrwałą suszę jest bardzo trudne. Dlatego opracowano wiele modeli matematycznych, opartych na równaniach fizycznych przepływu w ośrodkach porowatych, które pozwalają na opisanie relacji wody gruntowe – odpływ rzeczny. W opisie matematycznym wprowadza się jednak daleko idące uproszczenia. Podstawą opisu fizycznego większości tych modeli jest równanie różniczkowe Boussinesq'a charakteryzujące przepływ w warstwie wodonośnej. Zależnie od stopnia uproszczenia i wprowadzonych założeń można mówić o prostych modelach hydrogeologicznych bazujących na gradiencie hydraulicznym stoku i poziomie wód

rzecznych oraz o modelu krzywej opróżniania podziemnych zbiorników wody odwzorowanej przez krzywą recesji przepływu w okresach posusznych.



Rys. 25. Schemat występowania wód podziemnych z uwzględnieniem rodzajów zasobów [Dynowska, Tłałka 1982]

Fig. 25. Diagram of groundwater occurrence allowing for types of resources [Dynowska & Tłałka 1982]

Poznanie wzajemnych związków między zwierciadłem wód podziemnych i wód otwartych (rzek) ma znaczenie w ilościowej ocenie zasobów retencyjnych zlewni. Wody w warstwie wodonośnej, które podlegają ruchowi pod wpływem zasilania infiltracyjnego, znajdujące się w strefie aktywnej wymiany noszą nazwę zasobów dynamicznych. Dzieli się je na stałe i zmienne. Zasoby stałe to część zasobów dynamicznych, które przepływają przez dany przekrój hydrogeologiczny przy najniższym położeniu zwierciadła wody podziemnej w wieloleciu. Zasoby zmienne to ta część zasobów dynamicznych, która przepływa przez dany przekrój hydrogeologiczny między maksymalnym a minimalnym stanem zwierciadła wody podziemnej w wieloleciu (rys. 25). Do zasobów dynamicznych należą wody podpowierzchniowe, podziemne i wody w głębie mające ścisły kontakt z powierzchnią ziemi [Dynowska, Tłałka 1982].

Dynamikę odnawialności zasobów wód podziemnych na podstawie danych hydrologicznych opisuje krzywa opadania. Analizy krzywych opadania odnoszą się do dwóch stosowanych grup metod. Jedną grupę stanowią metody opisane formułami matematycznymi, drugą zaś metody bazujące na graficznym rozdziale hydrogramu.

Pierwsze prace zawierające analizę i podstawy teoretyczne krzywej recesji i wydzielenia odpływu podziemnego pojawiły się pod koniec XIX i na początku XX wieku [Boussinesq 1877, 1904, Maillet 1905]. Po raz pierwszy teoretyczną pracę o mechanizmie szczypania poziomów wodonośnych wydał Boussinesq w 1877 r. Proces ten opisał równaniem dyfuzji w ośrodku porowatym:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{\varphi} \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (13)$$

gdzie: K – przewodność hydrauliczna (przepuszczalność wg Darcy'ego), φ – porowatość efektywna, h – wysokość hydrauliczna, t – czas.

Do rozwiązania tego równania wprowadził pewne uproszczenia zakładając, że warstwa wodonośna jest porowata, jednorodna i izotropowa, prostopadła do strumienia, o szerokości l i długości L (równoległej do strumienia), podsiąk kapilarny jest pomijalny. Otrzymał przybliżone analityczne rozwiązanie [Boussinesq 1904]:

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^2} \quad (14)$$

gdzie:

$$Q_0 = 1,72K h_m^2 \frac{l}{L} \quad (15a)$$

$$\alpha = 1,115 \frac{K h_m}{\varphi L^2} \quad (15b)$$

w którym Q_0 odpowiada przepływowi początkowemu, Q_t przepływowi po czasie t , α jest współczynnikiem recesji charakteryzującym warstwę wodonośną o szerokości l , początkowej wysokości hydraulicznej h_m dla L oraz długości L dla strumienia stałego.

Dla spągu równego zero równanie recesji przyjmuje postać:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (15c)$$

Równanie znane jako formuła Mailleta [1905], otrzymane w badaniach dotyczących zachowania się podziemnych zbiorników wody pod wpływem działania siły ciężkości, zarówno w okresach bez opadów, jak i z opadami, określa związek funkcyjny między pojemnością zbiorników podziemnych a wydatkiem rzek bądź źródeł. Ma ono postać:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha(t-t_0)} \quad (16)$$

gdzie: Q_t oznacza wydatek źródła odpowiadający czasowi t , Q_0 – wydatek odpowiadający czasowi t_0 , t_0 – okres początkowy, t – okres końcowy, α – stopień regresji wyznaczany na podstawie hydrogramów przepływu.

Podejście podobne do podejścia Mailetta prezentowały Radczuk i Szarska [1986], które odpływ z czynnych zasobów wód gruntowych w zlewni przedstawiły w postaci uproszczonego modelu przy założeniu, że odpływ z warstwy wodonośnej jest proporcjonalny do iloczynu powierzchni przekroju zasilania i zmiennego spadku linii energii. O wielkości zasilania gruntowego decyduje nie tylko profil, w którym określa się to zasilanie, lecz cała zlewnia leżąca powyżej tego profilu. Odpływ gruntowy przedstawiły w postaci:

$$Q(t) = h(t) \cdot L \cdot v \quad (17)$$

gdzie: v oznacza prędkość filtracji, h – wysokość zwierciadła wody gruntowej, L – długość ciekłu (długość sieci rzecznej w zlewni).

Remenieras [1960] opracował model, który potwierdza efekt nałożenia się kilku zbiorników, przy czym aby wyrazić całkowitą recesję, każdy z nich jest opisany formułą wykładniczą. Horton [1933] zaproponował podwójne równanie wykładnicze. Podobne rozwiązanie (równanie n wykładnicze) do opisu odpływu z nachylonych warstw wodonośnych przedstawili Brutsaert [1994] Brutsaert i Nieber [1977] oraz Coutagne [1948], Padilla i in. [1994]. Inni autorzy, jak Forkasiewicz i Paloc [1967], Drogue [1972] zaproponowali opisanie hydrogramu źródeł krasowych funkcją hiperboliczną. Bazując na teoretycznych równaniach przepływu podziemnego, Rorabaugh [1964] oraz Vogel i Kroll [1996] wprowadzili uproszczenia, zakładając stacjonarność przepływu filtracyjnego w jednorodnym ośrodku porowatym. Barnes [1939] opracował graficzną metodę rozdziału hydrogramu całkowitego odpływu na składową odpływu powierzchniowego i podziemnego. Metoda zawiera znaczną ilość subiektywnych procedur przy ocenie rozdziału. Knisel [1963], Brutsaert i Nieber [1977] oraz Tomaszewski [2001] wprowadzili alternatywną metodę separacji hydrogramu, która zawiera mniej takich procedur. Kiciński [1963] stwierdził, że w okresach bezopadowych linia przepływów podziemnych pokrywa się z linią przepływów całkowitych lub dotyka jej.

Inni badacze [Barnes 1939; Kupczyk, Kasprzyk, Radczuk 1998; Tokarczyk 2001b] na krzywej opadania wydzielają spływ powierzchniowy, podpowierzchniowy oraz podziemny. Jokiel [1987] porównał krzywe wysychania wyznaczone zmodyfikowaną metodą Natermanna, scharakteryzował proces szczyptywania na tle warunków środowiskowych zlewni. Przedstawił przestrzenne zróżnicowanie tego procesu oraz wyznaczył i porównał wartości chwilowe zasobów hydrologicznie czynnych wód podziemnych i powiązał je z charakterystykami fizycznogeograficznymi zlewni.

Obszernego przeglądu metod i technik wydzielenia odpływu podziemnego na podstawie hydrogramu codziennych przepływów dokonali Brodie i Hostetler [2005].

Należy stwierdzić, że tylko równanie Boussinesq [1904] jest rozwiązaniem dokładnym równania dyfuzji w ośrodkach porowatych, natomiast pozostałe odpowiadają przybliżonym rozwiązaniom równania dyfuzji albo są matematycznym dopasowaniem funkcji bez ujęcia hydrodynamicznego. Ponadto, tylko równania

zaproponowane przez Radczuk i Szarską [1986], Padilla [1994] oraz Kupczyk i in. [1998] uwzględniają asymptotę funkcji, której fizyczną interpretacją jest przepływ bazowy (Q_B), do którego dąży krzywa przepływu przy danym stanie zasobów dynamicznych stałych (rys. 27).

Krzywa recesji przepływu jest kompleksową charakterystyką zasilania rzeki zasobami wód podziemnych w okresach braku lub niedostatecznego zasilania atmosferycznego. W związku z tym zawiera istotne informacje co do zasobów wodnych w strefie aktywnej wymiany z rzekami.

Równanie (12) sugeruje, że na podstawie codziennych przepływów można zbudować model deterministyczny niżówek.

5.1. Model deterministyczny niżówek

Modele deterministyczne w pełni respektują zasadę przyczynowości. Reguły funkcjonowania są w nich formułowane w postaci związków między wymuszeniem a stanem i najczęściej są wyrażane w języku analizy matematycznej.

W niniejszej pracy przyjęto założenie, że poszczególnym fazom odpływu (powierzchniowemu, podpowierzchniowemu oraz podziemnemu) odpowiadają odcinki opadającej gałęzi hydrogramu o różnym kącie nachylenia, które opisane są funkcją liniową. Ponadto fazę odpływu podziemnego opisano funkcją wykładniczą. Granicę rozdziału wyznaczono na podstawie genetycznego podziału hydrogramu, w punkcie zmiany zasilania z podpowierzchniowego na podziemny. Pojawia się również problem przyjęcia minimalnego okresu od momentu ustalenia przepływu wyjściowego, który uznamy jako fazy recesji. Dla wyeliminowania z obserwacji błędów przypadkowych oraz wpływu gospodarczej działalności człowieka przyjmuje się, że 5-dniowy okres opadania przepływów można uznać za fazę recesji [Natermann za Jokielem 1987; Radczuk, Szarska 1986]. Stosując te założenia, jako model matematyczny procesu zasilania rzek wodami podziemnymi przyjmuje się zmodyfikowane równanie Mailleta wg Radczuk i Szarskiej [1986]:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} + Q_B \quad (18)$$

gdzie: Q_t – przepływ w chwili t [m^3/s], Q_0 – przepływ w chwili $t = 0$, przepływ wyjściowy [m^3/s], e – podstawa logarytmu naturalnego, α – współczynnik recesji, t – czas [dni], Q_B – przepływ bazowy [m^3/s].

Parametry tego modelu w postaci przepływu bazowego oraz współczynnika opadania są ustalone na podstawie codziennych hydrogramów przepływów, z których wydzielono okresy odpowiadające fazie recesji. Otrzymano w ten sposób zbiór obserwacji Q_i oraz Q_{i+1} dla $i = 1, 2, \dots, n$, gdzie n oznacza czas poszczególnych recesji.

Analizę opadającej części hydrogramu wezbrania przeprowadzono na podstawie równania (12) wykorzystując do tego celu program RCA (*Recession Curve Analyses*) [Kupczyk i in. 1998]. Wydzielone na krzywej opadania fazy odpowiada-

jące danemu zasilaniu: powierzchniowemu (S_1), podpowierzchniowemu (S_2), podziemnemu (S_3) opisano funkcją liniową w postaci:

$$q(t) = a_k t + b_k \quad \text{dla } k = 1, 2 \text{ lub } 3 \quad (19)$$

Współczynniki prostych a_k i b_k w każdym przedziale oszacowano minimalizując odchylenie średniokwadratowe:

$$\begin{aligned} H_1(a_1, b_1) &= \sum_{i=1}^{p-1} [q(t_i) - (a_1 t_i + b_1)]^2 && \text{dla początkowego podprzedziału,} \\ H_2(a_2, b_2) &= \sum_{i=p}^r [q(t_i) - (a_2 t_i + b_2)]^2 && \text{dla środkowego podprzedziału,} \\ H_3(a_3, b_3) &= \sum_{i=r+1}^N [q(t_i) - (a_3 t_i + b_3)]^2 && \text{dla końcowego podprzedziału.} \end{aligned} \quad (20)$$

gdzie: p – pierwsza obserwacja ze środkowego przedziału, r – ostatnia obserwacja w środkowym przedziale.

Współczynniki a_k i b_k można wyznaczyć rozwiązując układ równań normalnych otrzymany z przyrównania do zera pochodnych kryterium minimalizacji względem a_k i b_k .

$$\frac{dH_k(a_k, b_k)}{da_k} = 0; \quad \frac{dH_k(a_k, b_k)}{db_k} = 0 \quad k = 1, 2 \text{ lub } 3 \quad (21)$$

Wyznaczanie stref podziału przebiega na zasadzie przeglądania wszystkich możliwych kombinacji podziału zakresu zmiennej Q na co najwyżej trzy części. Jako punkty podziału wybierane są odcięte punktów minimalnej wartości błędu średniokwadratowego, którego miarą jest suma średniokwadratowych błędów dla wszystkich przedziałów:

$$H_1(a_1, b_1) + H_2(a_2, b_2) + H_3(a_3, b_3) = \min \quad (22)$$

Przyjęcie tego kryterium zapewnia najlepszą dyskryminację obszarów o odmiennym przebiegu obserwowanej zależności.

Do wyznaczenia obszaru ufności prostej regresji wykorzystuje się fakt, że dla każdej wartości t_i , statystyka ma rozkład t -Studenta o $(N - 2)$ stopniach swobody

$$\frac{Q - q(t_i)}{s_q(t_i)} \quad (23)$$

gdzie: Q – rozpatrywana zmienna losowa, $q(t_i)$ – oszacowanie wartości funkcji regresji w punkcie t_i , $s_q(t_i)$ – odchylenie standardowe wartości q w punkcie t_i . Wartość $q(t_i)$ jest wyznaczona wzorem $(at_i + b)$, natomiast odchylenie standardowe [W: Toebes, Strang 1964]:

$$s_q(t_i) = \sqrt{\frac{\sum (q_i - q(t_i))^2}{N - 2} \left(\frac{1}{N} + \frac{(t_i - \bar{t})^2}{N s_t^2} \right)} \quad (24)$$

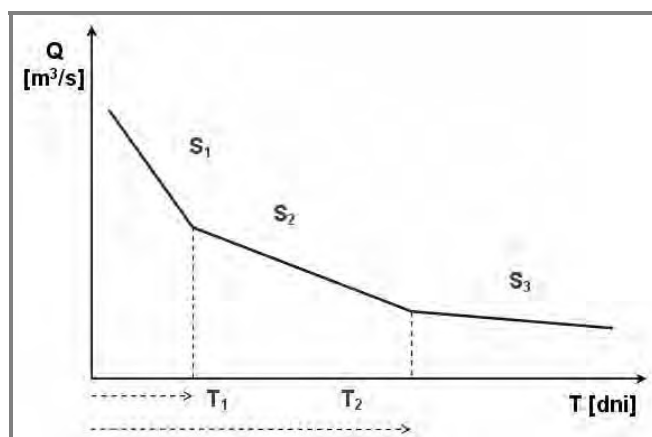
gdzie: \bar{t} – średnie odchylenie obliczone na podstawie pomiarów t_i , s_i – odchylenie standardowe obliczone na podstawie pomiarów t_i .

Przedziały ufności ograniczające obszar ufności dla prostej regresji określają wzory:

$$g_1(t_i) = q(t_i) - t_\alpha s_q(t_i), \quad g_2(t_i) = q(t_i) + t_\alpha s_q(t_i) \quad (25)$$

gdzie: α – poziom ufności dla obszaru, t_α – wartość krytyczna statystyki t dla poziomu ufności α .

Kolejne odcinki opracowanych krzywych opadania opisano równaniami liniowymi, przy optymalnym dopasowaniu odcinków aproksymujących, na poziomie istotności 0,05. Metoda pozwala w obiektywny sposób wyznaczyć odcinki krzywej recesji odpowiadające poszczególnym fazom odpływu oraz na optymalny dobór współczynników kierunkowych odcinków krzywej recesji (rys. 26). Wydzielone fazy opadania odpowiadające odpływowi powierzchniowemu (S_1), podpowierzchniowemu (S_2), podziemnemu (S_3) opisano odcinkami prostych.



Rys. 26. Krzywa opadania, S_1 – faza odpływu powierzchniowego, S_2 – faza odpływu podpowierzchniowego, S_3 – faza odpływu podziemnego, T_1 – czas trwania odpływu powierzchniowego, T_2 – czas trwania odpływu powierzchniowego i podpowierzchniowego

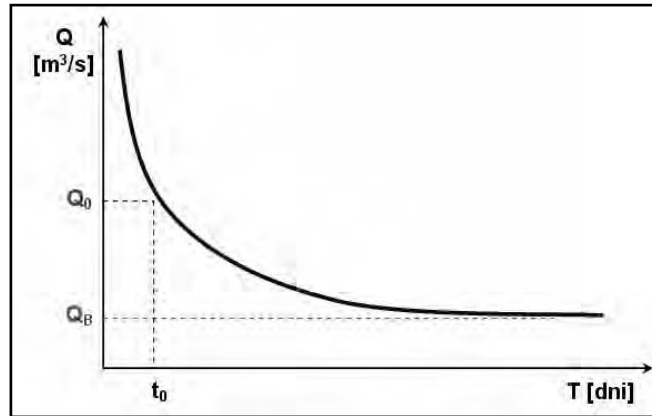
Fig. 26. Recession curve, S_1 – phase of surface runoff, S_2 – phase of subsurface runoff, S_3 – phase of groundwater runoff, T_1 – surface runoff duration, T_2 – total time of surface and subsurface runoff

Współczynniki kierunkowe S_1 , S_2 i S_3 obrazują odpowiednio: szybkość zmniejszania się odpływu powierzchniowego, tempo szczypania płytkiej retencji zlewni i spadek intensywności zasilania podziemnego. O wielkości wydzielonych retencji świadczą długości odcinków, tj. czas trwania poszczególnych faz: T_1 i T_2 .

Dodatkowo odcinek krzywej opadania charakteryzujący przebieg procesu w czasie trwania fazy odpływu podziemnego (S_3), nazywany w literaturze krzywą wysychania (rys. 27), opisano równaniem eksponentialnym w postaci:

$$Q(t) = (Q_0 - Q_B) \exp^{-\alpha(t-t_0)} + Q_B \quad (26)$$

gdzie: $Q(t)$ – przepływ w chwili t , Q_0 – przepływ w chwili t_0 [m^3/s], Q_B – przepływ bazowy [m^3/s], t_0 – punkt przejścia funkcji liniowej w eksponentialną.



Rys. 27. Krzywa wysychania, Q_0 – przepływ początkowy, Q_B – przepływ bazowy

Fig. 27. Recession curve, Q_0 – initial discharge, Q_B – base flow

Równanie eksponentialne lepiej odzwierciedla recesję przepływu z zasilania podziemnego, która następuje coraz wolniej do osiągnięcia stabilizacji na określonym poziomie wyższym od zera, zwanym przepływem bazowym. W każdym roku istnieje charakterystyczny dla danej rzeki przepływ, do którego asymptotycznie zdążają przepływy niskie. Zmienność przepływu bazowego w wieloleciu określa retencję strefy aktywnej wymiany dynamicznych zasobów wód podziemnych. Przepływ bazowy to również poziom równowagi przepływu między zasilającą warstwą wodonośną a korytem rzeczny.

W niniejszej pracy przyjmuje się założenie, że zmienność przepływu bazowego (Q_B) w poszczególnych latach jest wskaźnikiem dynamicznych zasobów wód podziemnych. Ze względu na sezonowy cykl odnawialności zasobów wód podziemnych (odnawianie zima-wiosna, szczytywanie lato-jesień) zasoby dynamiczne stałe w danym roku (sezonie letnim) zależą od napelnienia w okresie zimowo-wiosennym. Zmienność przepływu w wieloleciu charakteryzuje więc zdolność zlewni do odnawialności zasobów wód podziemnych. Najmniejszy przepływ bazowy odpowiada podatności zlewni na pojawianie się suszy hydrologicznej.

Przyjęty model deterministyczny opisu niżówki pozwala na ocenę:

- tempa recesji przepływu wyrażonej w postaci α ,
- wyznaczenie przepływu początkowego recesji Q_0 [m^3/s],
- wyznaczenie przepływu bazowego Q_B [m^3/s],
- określenie czasu trwania spływu powierzchniowego T_1 [dni];
- określenie łącznego czasu trwania spływu powierzchniowego i podpowierzchniowego T_2 [dni].

6. PODSUMOWANIE OPRACOWANYCH MODELI

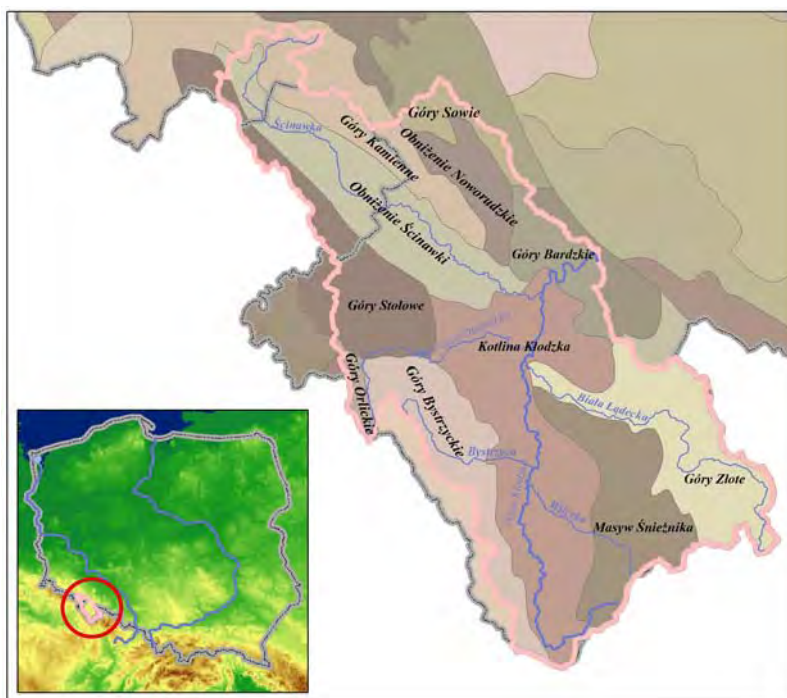
Analiza opracowanego modelu probabilistycznego prowadzi do wniosku, że przyjęta definicja niżówki dała podstawę do wyznaczenia wskaźnika suszy hydrologicznej, jako ekstremalnego zdarzenia losowego mającego znaczenie dla gospodarki wodnej. Źródłem danych do jego opracowania są wieloletnie szeregi czasowe przepływów średnich dobowych. Model ten nie może jednak dać odpowiedzi na wiele pytań dotyczących genezy tego zjawiska. Wiadomo jednak, że hydrogram przepływów jest sumaryczną reakcją zlewni na opad, na podstawie którego można formułować związek między wymuszeniem a stanem i badać go stosując analizę matematyczną. Daje to podstawę do opisanego procesu formowania się niżówek modelem deterministycznym w celu uzyskania informacji o czasowej zmienności zasobów wodnych w okresie niżówek. W pracy zastosowano deterministyczny model niżówki w postaci krzywej opadania.

Opracowane dwa modele probabilistyczny i deterministyczny stanowią propozycję opisu niżówek i susz hydrologicznych jako hybrydy, która z jednej strony uwzględnia opis przyczyna-skutek (model deterministyczny), z drugiej zaś ujmuje losowość zjawiska niżówek (model probabilistyczny).

Przyczynami niepewności w modelowaniu procesów hydrologicznych są: nieadekwatność modelu do odwzorowywanego procesu, niepewność pomiarowa oraz założenia i hipotezy dotyczące nierozpoznanych w pełni powiązań przyczynowo-skutkowych. Wynika to z aktualnego stanu wiedzy i uproszczeń zawartych w konstrukcji koncepcyjnej matematycznego modelu. Do walidacji tej propozycji, jako obiektu badawczego wybrane zostało dorzecze Nysy Kłodzkiej od źródeł do przekroju wodowskazowego w Bardzie, w podziale na 11 zlewni cząstkowych.

7. HYBRYDOWY OPIS SUSZY HYDROLOGICZNEJ NA PRZYKŁADZIE ZLEWNI GÓRSKIEJ

Badany obszar obejmuje Kotlinę Kłodzką wraz z otaczającymi ją górami. Jest położony w obrębie megaregionu Masywu Czeskiego, podprowincji Sudety z Przedgórzem Sudeckim. W obrębie Sudetów występują następujące mezoregiony [Kondracki 2002, Fabiszewski (red.) 2003] (rys. 28):



Rys. 28. Podział fizycznogeograficzny, granice mezoregionów [Atlas ... 1997]
Fig. 28. Physico-geographical division, mesoregion boundaries [Atlas ... 1997]

- Góry Kamienne,
- Obniżenie Noworudzkie,
- Obniżenie Ścinawki,
- Góry Bardzkie,
- Góry Stołowe,
- Góry Bystrzyckie,
- Kotlina Kłodzka (Rów Górnej Nisy),
- Masyw Śnieżnika,
- Góry Złote,
- Góry Bialskie,
- Dolina Nisy Kłodzkiej.

Obszar ten jest niejednorodny pod względem zasobności wodnej ze względu na złożoną tektonikę, różnorodność litologiczną oraz własności hydrogeologiczne podłoża.

Dobór danych zależy od skali przestrzennej rozpatrywanego problemu, tj. zlewnia lub region. Istotna jest również długość ciągów i krok czasowy. Z punktu widzenia studiów nad zjawiskami ekstremalnymi, tu – suszami hydrologicznymi, czterdziestoletni okres obejmujący lata 1966-2005 wydaje się dostateczny.

7.1. Charakterystyka fizycznogeograficzna zlewni Nisy Kłodzkiej do wodowskazu Bardo

Parametry fizycznogeograficzne stanowią charakterystykę położenia przestrzennego, geometrii zlewni, morfometrii, sieci hydrograficznej oraz użytkowania dla 11 zlewni badawczych dorzecza Nisy Kłodzkiej. Zostały opracowane na podstawie map topograficznych w skali 1:25 000 oraz 1:50 000 wg Soczyńskiej [1997]. Zlewnia jest zbiorem obszarów fizycznogeograficznych o różnej jednorodności [Eagleson 1978]. Granice zlewni wyznaczono na podstawie *Mapy podziału hydrograficznego Polski* (MPHP) [Czarnecka (red.) 2005].

Geometria zlewni została opisana za pomocą następujących wskaźników:

- położenie przestrzenne (ϕ , λ);
- powierzchnia zlewni topograficznej (A , km²);
- długość zlewni (L , km);
- średnia szerokość zlewni (B_z , km);
- wskaźnik formy ($CF = \frac{A}{L_m}$, gdzie A – powierzchnia zlewni, L_m – długość maksymalna zlewni);
- wskaźnik kolistości ($CK = \frac{A}{O_z}$, gdzie A – powierzchnia zlewni, O_z – obwód zlewni).

Tabela 2. Baza danych – parametry fizycznogeograficzne
 Table 2. Data base – physico-geographical parameters of investigated basins

Parametr	Symbol, jednostka	Nysa Kłodzka				Witczka	Bystrzyca	Biała Łądecka		Bystrzyca Dusznicka Szalejów Dolny	Ścinawka		
		Międzylesie	Bystrzyca Kłodzka	Kłodzko	Bardo			Wilkanoów	Łądek Zdrój		Żelazno	Tłumaczów	Gorzuchów
Polożenie przestrzenne	długość geograficzna	φ	335842,21	335029,72	334842,94	328848,08	341479,33	324034,932	351326,86	347568,04	318243,334	308742,66	315299,93
	szerokość geograficzna	λ	254499,85	261895,20	274521,75	285372,85	264642,22	275027,36	269706,70	273586,64	286545,49	308870,95	305347,86
Geometria	powierzchnia zlewni	A km ²	50.13	260.68	1081.05	1742.46	35.18	64.52	162.93	303.20	173.73	255.64	514.98
	długość zlewni	L km	17.19	38.14	59.48	76.15	12.40	21.38	29.63	47.09	31.35	39.76	55.60
Geometria	szerokość zlewni	Bz km	2.76	6.67	17.89	22.60	2.83	2.95	5.29	6.28	5.44	6.34	9.17
	wskaźnik formy	CF -	0.15	0.17	0.30	0.29	0.23	0.13	0.17	0.13	0.17	0.16	0.16
Geometria	wskaźnik kolistości	CK -	0.43	0.56	0.34	0.27	0.44	0.39	0.38	0.38	0.40	0.36	0.32
	wysokość maksymalna	H _{max} m n.p.m.	1175.0	1426.0	1426.0	1426.0	1426.0	869.7	1426.0	1426.0	1026.7	881.0	1014.8
Morfometria	wysokość minimalna	H _{min} m n.p.m.	427.0	345.0	282.0	260.0	365.0	350.0	425.0	320.0	307.0	350.0	297.5
	deniwelacja	ΔH m	748.0	1081.0	1144.0	1166.0	1061.0	519.7	1001.0	1106.0	719.7	531.0	717.3
Sieć hydrograficzna	średni spadek zlewni	I _z %	10.565	6.695	3.479	2.793	17.888	6.470	7.842	6.352	5.460	3.321	3.161
	gęstość sieci rzecznej	G _a km/km ²	2.24	2.21	1.77	1.61	1.77	1.28	1.62	1.54	1.71	1.24	1.30
Użytkowanie	jeziorność	Wj %	0.02	0.03	0.02	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.13	0.09
	wskaźnik gruntów ornych	Ar %	37.6	36.8	30.1	35.9	8.9	6.1	2.8	15.5	24.8	43.1	44.8
Użytkowanie	stopień lesistości	AF %	29.0	32.9	41.0	38.0	58.8	67.8	63.4	53.9	48.5	32.8	32.6
	wskaźnik łąk	M %	4.6	6.6	6.8	6.6	7.5	1.4	7.5	8.5	6.6	8.9	6.1
Użytkowanie	wskaźnik zurbanizowania	BA %	2.6	3.9	2.6	2.8	4.2	2.5	2.0	1.5	2.8	4.1	3.5

Morfometrię i rzeźbę powierzchni zlewni opisują parametry w postaci:

- wysokość maksymalna (H_{\max} , m n.p.m.);
- wysokość minimalna (H_{\min} , m n.p.m.);
- deniwelacja ($H_{\max} - H_{\min}$);
- spadek zlewni (I_{zb} , %).

Sieć hydrograficzną scharakteryzowano dwoma wybranymi parametrami. Są nimi:

- gęstość sieci rzecznej (G_d , km/km²);
- współczynnik jeziorności zlewni ($W_j = \frac{F}{A}100\%$, gdzie F – sumaryczna powierzchnia jezior, A – powierzchni zlewni).

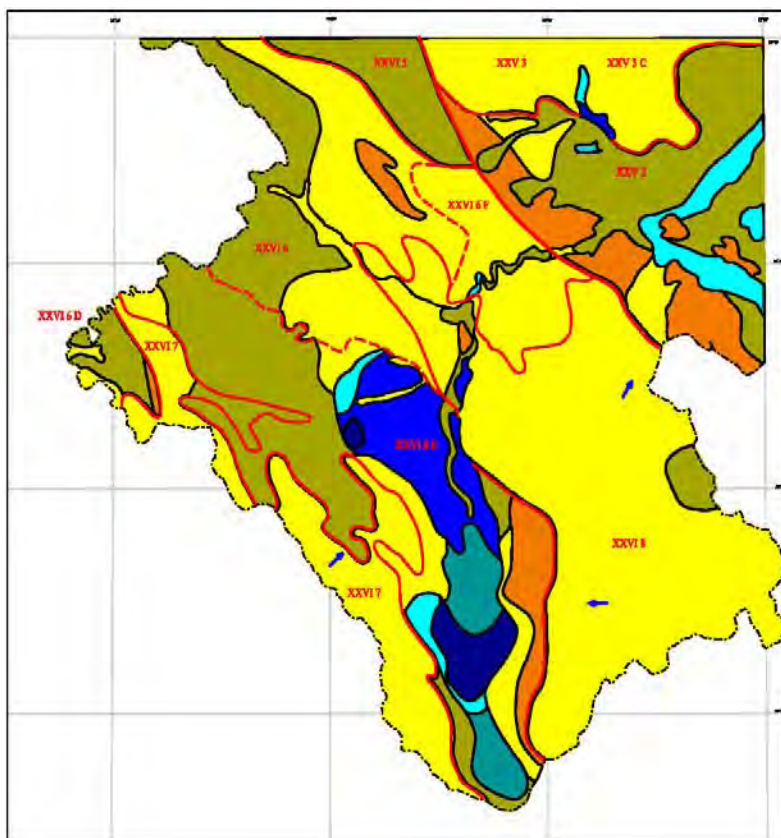
Pokrycie i użytkowanie zlewni zostały scharakteryzowane za pomocą następujących parametrów:

- stopień lesistości (A_f , %);
- wskaźnik gruntów ornych (A_r , %);
- wskaźnik łąk (M , %);
- wskaźnik zurbanizowania (BA , %).











Wartości poszczególnych parametrów zebrano w tab. 2.

Możliwości gromadzenia wód występują w utworach głównie w warstwach przypowierzchniowych rumoszków i zwietrzelin skalnych. Zasięg strefy rumoszków i zwietrzelin jest niewielki i sięga zwykle tylko kilku metrów poniżej powierzchni terenu. Wraz ze wzrostem głębokości maleje zwykle gęstość uszczelnienia skał. Ze względu na duże spadki charakterystyczne dla terenów górskich, wypełnienie wodą rumoszków, zwietrzelin i szczelin skalnych występuje tylko okresowo po opadach i roztopach śniegu. Wody tego poziomu nie tworzą z reguły stałego i trwałego zwierciadła. Występować może ono jedynie w dolinach rzek i potoków w bezpośrednim kontakcie z wodami powierzchniowymi. Doliny Nisy Kłodzkiej oraz jej głównych dopływów stanowią bazę drenażu wód podziemnych.

Poziom zalegania zwierciadła pierwszego poziomu wód podziemnych w Dolinie Nisy Kłodzkiej występuje na głębokości od 0 do 2 m od powierzchni terenu. W Kotlinie Kłodzkiej i na Przedgórzu Sudeckim na głębokości 2-5 m, natomiast na obszarze górskim dorzecza występuje strefa wód szczelinowych z poziomem wody poniżej 20 m. Bardziej szczegółowo charakteryzuje to rys. 29 z tabelą objaśnień opracowany na podstawie Kolago [1987].



Rys. 29. Zasięg poszczególnych regionów hydrogeologicznych [wg Kolago 1987]
 Fig. 29. Range of individual hydrogeological regions [according to Kolago 1987]

Oznaczenie na mapie	Objaśnienia dotyczą obszaru zlewni Nysy Kłodzkiej do Barda
Wodoność – potencjalna wydajność typowego otworu studziennego, m ³ /h	
	2–5
	5–10
	10–30
	10–70
	30–70
	70–120
	> 120
	Kierunek odpływu wód podziemnych
	Granica regionów
	Granica podregionów

Oznaczenie na mapie	Objaśnienia dotyczą obszaru zlewni Nysy Kłodzkiej do Barda
XXVI	Region Sudecki – wody szczelinowe w utworach krystalicznych (paleozoik – prekambry) oraz wody szczelinowe i szczelinowo-porowe w osadowych utworach mezozoiku i paleozoiku; lokalnie wody porowe w piaszczysto-żwirowych utworach czwartorzędowej (doliny rzeczne). Możliwość występowania wód mineralnych. Wydajność od kilku do 30 m ³ /h.
XXVI 5	Podregion Sowiogórski – wody szczelinowe w utworach krystalicznych (prekambry) na głębokości od kilkunastu do ponad 100 m. Wody pod ciśnieniem, niekiedy zwierciadło swobodne. Wydajność od kilku do 30 m ³ /h.
XXVI 6	Podregion śródsudecki – wody szczelinowe i szczelinowo-porowe w utworach kredy górnej, wody szczelinowe w utworach triasu dolnego, permu, karbonu i starszego paleozoiku. Zwierciadło wody swobodne, głębiej pod ciśnieniem. Lokalnie w dolinach rzek pierwszy poziom użytkowy w utworach czwartorzędowych; wody na głębokości do kilkunastu metrów, zw. wody swobodne, wydajność od kilku do 30 m ³ /h.
XXVI 6 D	<i>Rejon Kudowy</i> – wody szczelinowe i szczelinowo-porowe w utworach kredy górnej, na głębokości od kilku do 200 m. Wody pod ciśnieniem, wydajność od kilku do kilkudziesięciu m ³ /h, przeważnie 10-30 m ³ /h.
XXVI 6 E	<i>Rejon Polanicy-Międzylesia</i> – wody szczelinowe i szczelinowo-porowe w utworach kredy górnej, na głębokości od kilku do 300 m. Zwierciadło przeważnie pod ciśnieniem, niekiedy swobodne. Wydajność od 5 do 30 m ³ /h.
XXVI 6 F	<i>Rejon Bardzki</i> – wody szczelinowe w utworach paleozoiku, Wydajność do 10 m ³ /h. Wody w utworach czwartorzędowej, głównie w dolinie Nysy Kłodzkiej na głębokości do 10 m. Zwierciadło wody swobodne, wydajność od kilku do 50 m ³ /h, zazwyczaj od 10 do 40 m ³ /h.
XXVI 7	Podregion Bystrzycko-Orlicki – wody szczelinowe w utworach krystalicznych (paleozoik – prekambry) na głębokości od kilku do kilkudziesięciu m. Wody przeważnie pod ciśnieniem. Wydajność od kilku do 20 m ³ /h, przeważnie do 10 m ³ /h.
XXVI 8	Podregion Śnieżnicko-Złotostocki – wody szczelinowe w utworach krystalicznych (paleozoik – prekambry) na głębokości od kilku do ponad 100 m. Wody przeważnie pod ciśnieniem. Wydajność od kilku do 30 m ³ /h, przeważnie do 10 m ³ /h. Wody w utworach czwartorzędowej (doliny rzeczne) na głębokości do 10 m, sporadycznie (koło Kłodzka) do 50 m. Zwierciadło wody swobodne, wydajność od kilku do 30 m ³ /h, lokalnie w okolicach Kłodzka do 100 m ³ /h.

7.2. Charakterystyka klimatyczna i meteorologiczna zlewni badawczej

Klimat obszaru badawczego jest zaliczany do kategorii klimatów umiarkowanych o cechach przejściowych między klimatem morskim a kontynentalnym. Warunki meteorologiczne, a w szczególności opad, w tym okresy bezopadowe, temperatura powietrza, wilgotność i radiacja są istotnymi elementami w kształtowaniu warunków sprzyjających pojawianiu się susz.

Charakterystyka klimatyczna została sporządzona na podstawie danych klimatycznych w postaci ciągów sum dobowych opadów z Centralnej Bazy Danych Klimatycznych IMGW (CBDK) dla wielolecia 1966-2005, dla wybranych 20 stacji meteorologicznych i opadowych leżących w obszarze badawczym i jego sąsiedztwie (tab. 3). Lokalizację wybranych stacji opadowych obrazuje rys. 30.

Tabela 3. Wykaz stacji meteorologicznych i opadowych
 Table 3. List of meteorological and rainfall stations

Lp.	Nazwa stacji	Szerokość geograficzna			Długość geograficzna			Wysokość m n.p.m.
		stopień	minuty	sekundy	stopień	minuty	sekundy	
1	Międzylesie	50	9	41	16	40	14	450
2	Międzygórze	50	13	18	16	47	4	675
3	Bystrzyca Kłodzka	50	17	40	16	38	47	365
4	Bielice	50	16	40	17	00	26	695
5	Nowy Gieraltów	50	18	11	16	57	58	635
6	Stronie Śląskie	50	18	9	16	52	28	490
7	Łądek Zdrój	50	20	43	16	53	6	461
8	Oldrzychowice Kłodzkie	50	21	35	16	43	4	340
9	Zieleniec	50	19	48	16	23	40	845
10	Stoszów	50	24	36	16	22	47	555
11	Polanica Zdrój	50	25	31	16	31	6	390
12	Chocieszów	50	27	22	16	29	13	415
13	Podzamek	50	25	59	16	43	58	400
14	Kłodzko	50	26	12	16	37	4	360
15	Unisław Śląski	50	42	51	16	14	35	580
16	Mieroszów	50	39	45	16	10	33	495
17	Gajów	50	31	50	16	25	11	400
18	Bardo Śląskie	50	30	33	16	44	40	320
19	Pasterka	50	29	39	16	19	37	710
20	Lewin Kłodzki	50	24	15	16	17	38	520

Tabela 4. Średnie sumy miesięczne opadów [mm] z wielolecia 1966-2005
 Table 4. Average monthly total precipitation [mm] in multiyear 1966-2005

Nazwa stacji	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XI-IV	V-X	XI-X
Międzylesie	67,8	55,9	59,9	51,4	71,8	91,2	110,7	88,6	64,9	56,6	66,5	80,2	380,9	483,7	864,6
Międzygórze	60,9	57,9	66,1	68,5	93,2	122,9	154,3	114,6	88,1	59,7	71,0	73,8	397,0	632,8	1029,9
Bystrzyca Kłodzka	41,4	40,3	44,7	44,4	71,1	89,0	101,0	84,0	60,7	44,6	51,8	53,3	275,9	450,5	726,3
Bielice	51,8	53,1	68,8	76,6	110,2	129,6	160,9	118,4	88,8	64,9	72,5	69,2	389,6	672,6	1062,2
Nowy Gieraltów	44,6	48,1	58,6	70,9	101,2	127,6	145,9	107,5	84,4	54,8	62,9	58,2	340,7	621,4	962,1
Stronie Śląskie	41,4	43,6	52,8	58,6	93,3	115,1	139,5	99,3	74,4	49,5	59,1	55,4	309,0	571,1	880,2
Łądek Zdrój	39,1	42,7	52,8	59,8	88,7	112,3	136,1	99,9	73,8	47,5	55,9	50,4	298,7	558,3	857,0
Oldrzychowice Kl.	28,5	34,0	37,8	45,7	76,1	97,3	114,3	94,3	63,1	39,6	44,3	37,6	226,9	484,7	711,6
Zieleniec	102,1	86,0	95,0	74,8	96,2	125,1	144,5	114,9	97,5	95,1	101,0	125,0	576,1	673,3	1249,4
Stoszów	54,4	51,1	62,6	55,2	77,6	101,7	114,4	88,4	71,1	60,8	65,3	70,3	360,2	514,0	874,2
Polanica Zdrój	41,5	38,9	45,1	44,6	68,6	90,8	105,1	79,9	56,4	47,3	50,8	51,4	272,4	448,2	720,6
Chocieszów	39,1	37,6	45,0	41,6	69,2	89,8	100,9	81,1	53,9	46,6	50,9	49,4	264,3	441,5	705,8
Podzamek	26,0	30,1	36,3	49,3	81,7	100,8	124,5	93,1	65,6	40,9	44,6	35,0	220,4	506,7	727,1
Kłodzko	21,5	23,9	30,1	35,9	65,6	87,0	97,6	78,2	50,4	34,8	35,6	28,6	175,5	413,7	589,1
Unisław Śląski	48,4	47,9	53,4	56,5	78,9	90,2	119,0	91,4	66,9	52,5	62,3	60,8	327,5	498,9	826,5
Mieroszów	47,8	45,2	50,5	49,5	73,0	86,9	102,8	79,4	63,3	46,6	56,6	59,1	308,0	451,9	759,9
Gajów	32,0	32,0	39,7	38,5	70,9	85,4	103,9	76,9	52,3	42,2	45,2	40,3	228,3	431,7	660,0
Bardo Śląskie	29,6	32,4	36,8	43,0	73,4	93,8	106,5	80,3	54,3	39,5	41,9	38,5	221,0	447,9	668,9
Pasterka	50,3	47,4	55,2	52,3	79,9	97,5	118,2	92,1	69,3	58,5	60,6	64,4	330,3	515,5	845,8
Lewin Kłodzki	57,0	51,6	58,3	49,5	73,8	94,5	109,0	81,7	65,9	54,7	61,9	67,2	344,8	479,6	824,4



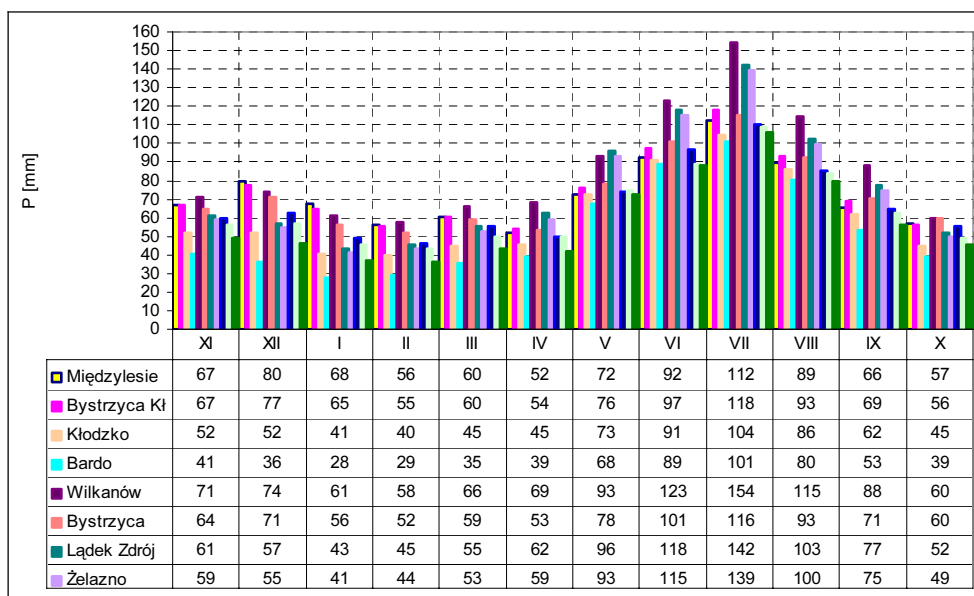
Rys. 30. Lokalizacja stacji opadów w obszarze badawczym
 Fig. 30. Location of meteorological and rainfall stations in investigated basins

Przebieg roczny opadów na Ziemi Kłodzkiej ma cechy typu kontynentalnego, z największą sumą miesięczną rejestrowaną w lipcu. Opady minimalne przypadają na luty, w niektórych dolinach rzecznych w styczniu. Ogólnie można stwierdzić, że około 30-40% sumy rocznej opadów przypada na miesiące letnie, od czerwca do sierpnia. Na pozostałą sumę składa się udział opadów kwartału wiosennego i jesiennego na tym samym poziomie 21-24%.

Wartości średnich sum miesięcznych opadów z wielolecia podano w tab. 4.

Rozkład średnich miesięcznych sum opadów w zlewniach badawczych przedstawiono na rys. 31.

Najdłuższe okresy bezopadowe (tab. 5) wynoszą od 22 dni na stacji w Międzyzlesiu do 32 dni w Podzamku. Na większości stacji okres ten wystąpił od 19 lub 20 marca 1974 i trwał przeważnie do 19 kwietnia 1974 r. W przypadku trzech stacji (Łądek Zdrój, Międzyzlesie, Nowy Gieraltów) w tym okresie wystąpił również okres bezopadowy, ale nie był zaliczony jako najdłuższy. Na 5 stacjach (Pasterka, Słozów, Unisław Śląski, Zieleniec) okres ten trwał mniej niż 10 dni.



Rys. 31. Średnie sumy miesięczne obszarowej wysokości opadu w zlewniach badawczych w wieloleciu 1966-2005

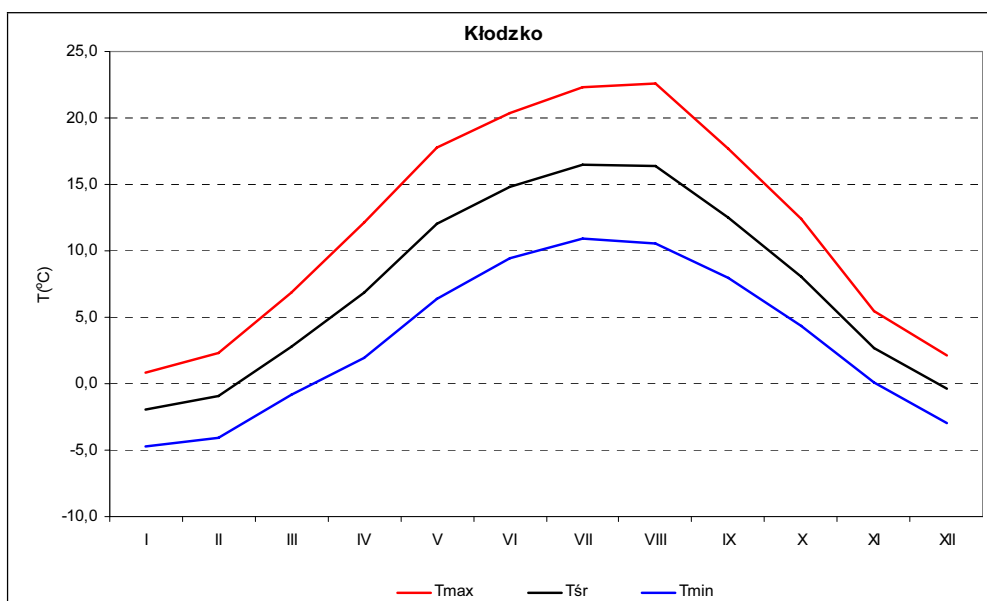
Fig. 31. Average monthly totals of precipitation for catchments area in multiyear 1966-2005

Tabela 5. Zestawienie najdłużej trwających okresów bezopadowych na stacjach opadowych w obszarze Ziemi Kłodzkiej w wieloleciu 1966-2005

Table 5. List of maximum free rain spell in multiyear 1966-2005 for the Nysa Kłodzka river basin

Nazwa stacji	Wysokość m npm	Długość okresu bezopadowego [dni]	Data początku okresu bezopadowego	Data końca okresu bezopadowego
Międzylesie	450	22	20-06-1983	11-07-1983
Międzygórze	675	27	20-03-1974	15-04-1974
Bystrzyca Kłodzka	365	29	20-03-1974	16-04-1974
Bielice	694	31	20-03-1974	19-04-1974
Nowy Gieraltów	635	26	31-10-1978	25-11-1978
Stronie Śląskie	490	27	14-09-1966	10-10-1966
Łądek Zdrój	461	23	26-11-1968	18-12-1968
Odrzychowice Kł.	340	32	19-03-1974	19-04-1974
Zieleniec	845	24	05-07-1971	28-07-1971
Słoszów	555	29	14-01-1989	11-02-1989
Polanica Zdrój	390	31	20-03-1974	19-04-1974
Chocieszów	415	31	20-03-1974	19-04-1974
Podzamek	400	32	19-03-1978	19-04-1978
Kłodzko	360	31	20-03-1974	19-04-1974
Unisław Śląski	580	27	30-10-1978	25-11-1978
Mieroszów	495	28	20-03-1974	16-04-1974
Gajów	400	28	20-03-1974	16-04-1974
Bardo Śląskie	320	31	20-03-1974	19-04-1974
Pasterka	710	22	31-10-1978	21-11-1978
Lewin Kłodzki	520	27	02-10-1995	28-10-1995

Średnia roczna temperatura waha się od 6°C w Górach Bialskich, Masywie Śnieżnika, Górach Orlickich do 7,5°C w Kotlinie Kłodzkiej i w okolicach Barda. Podobny rozkład temperatury występuje w półroczu zimowym i letnim. Najzimniejsze rejony to Masyw Śnieżnika oraz Góry Orlickie, gdzie temperatura wynosi odpowiednio dla półroczu zimowego 0°C, dla letniego 12°C, najcieplejszy zaś to Kotlina Kłodzka ze średnią temperaturą okresu zimowego 1,5°C i letniego 13,5°C.



Rys. 32. Przebieg roczny maksymalnej (T_{\max}), średniej (T_{sr}) i minimalnej (T_{\min}) temperatury powietrza na stacji w Kłodzku, w wieloleciu 1966-2005

Fig. 32. Pattern of annual maximum, mean and minimum air temperature at Kłodzko station in multi-year 1966-2005

7.3. Charakterystyka hydrologiczna zlewni badawczej

W obszarze badawczym wydzielono zlewnie cząstkowe, kontrolowane 11 wodowskazami, na których są prowadzone obserwacje przez IMGW Oddział we Wrocławiu.

Wykaz zlewni badawczych oraz posterunków wodowskazowych podano w tab. 6, a ich lokalizację przedstawiono na rys. 33.

Dane hydrologiczne stanowią ciągi średnich dobowych przepływów pobrane z Centralnej Bazy Danych Hydrologicznych IMGW (CBDH) dla wielolecia 1966-2005. Wartości przepływów charakterystycznych z wielolecia 1966-2005 zestawiono w tab. 7.

Tabela 6. Wykaz posterunków wodowskazowych na badanym obszarze
 Table 6. List of water level gauges located in investigated area

Lp.	Wodowskaz	Rzeka	Powierzchnia zlewni km ²	km biegu rzeki	Rzędna zera wodowskazu m. npm	Rok założenia
1.	Międzylesie	Nysa Kłodzka	50.13	167,0	426,01	1898
2.	Bystrzyca Kłodzka	Nysa Kłodzka	260,68	147,8	337,73	1898
3.	Kłodzko	Nysa Kłodzka	1081,05	127,4	281,55	1854
4.	Bardo	Nysa Kłodzka	1742,46	111,4	256,64	1889
5.	Wilkanów	Wilczka	35,18	5,2	362,66	1899
6.	Bystrzyca Kłodzka	Bystrzyca	64,52	0,4	339,67	1898
7.	Łądek Zdrój	Biała Łądecka	162,93	22,4	420,54	1889
8.	Żelazno	Biała Łądecka	303,20	4,9	316,65	1893
9.	Szalejów Dolny	Bystrzyca Dusznicka	173,73	3,8	304,71	1893
10.	Tłumaczów	Ścinawka	255,64	23,6	341,22	1901
11.	Gorzuchów	Ścinawka	514,98	8,3	294,51	1904



Rys. 33. Lokalizacja stacji wodowskazowych w zlewni Nysy Kłodzkiej do Barda
 Fig. 33. Location of water level gauges in Nysa Kłodzka river basin

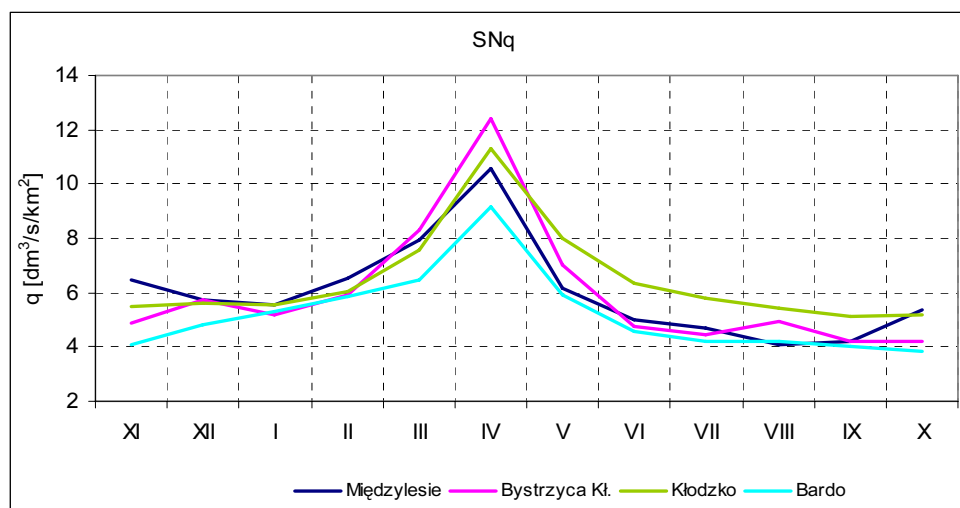
Tabela 7. Przepływy charakterystyczne dla wielolecia, zlewnia Nysy Kłodzkiej, 1966-2005
 Table 7. Average annual discharges for Nysa Kłodzka River basin, 1966-2005

Wodowskaz	Rzeka	Powierzchnia zlewni km ²	SNQ m ³ /s	SSQ m ³ /s	SWQ m ³ /s
Międzylesie	Nysa Kłodzka	49,7	0,130	0,685	11,7
Bystrzyca Kłodzka	Nysa Kłodzka	260,0	0,535	4,25	87,7
Kłodzko	Nysa Kłodzka	1083,7	3,62	13,2	184
Bardo	Nysa Kłodzka	1744,0	4,00	18,9	286
Wilkanów	Wilczka	35,1	0,221	0,855	10,8
Bystrzyca Kłodzka	Bystrzyca	64,0	0,319	1,03	9,52
Łądek Zdrój	Biała Łądecka	165,5	0,811	3,44	45,4
Żelazno	Biała Łądecka	305,0	1,39	5,06	66,1
Szalejów Dolny	Bystrzyca Dusznicka	174,9	0,712	2,25	39,1
Tumaczów	Ścinawka	256,2	0,561	2,43	46,3
Gorzuchów	Ścinawka	511,2	1,31	4,45	64,4

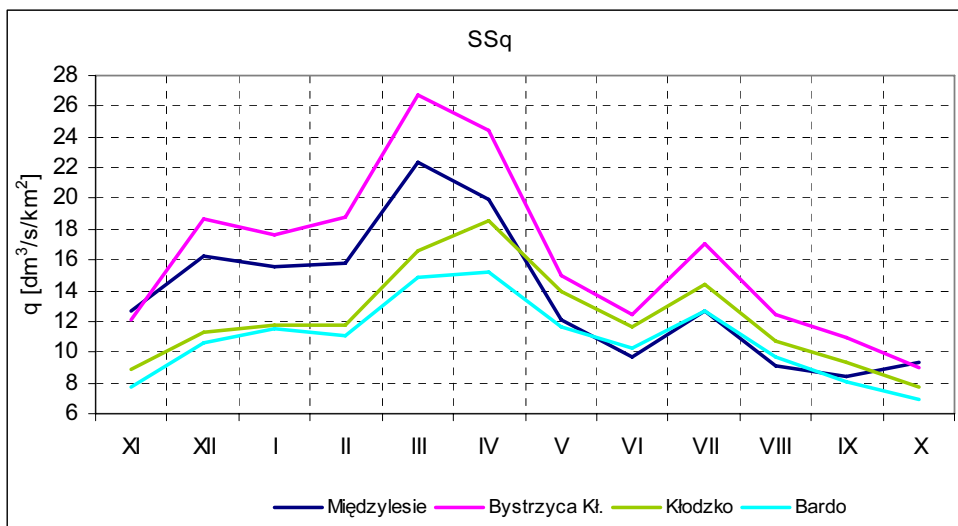
Reżim odpływu badanych zlewni kształtuje się podobnie. We wszystkich analizowanych zlewniach średni odpływ ma dwa wyraźne maksima: wiosenne w marcu po roztopach oraz letnie w lipcu. Maksimum letnie jest niższe od wiosennego.

Najwyższe niskie odpływy występują w kwietniu. Najniższe odpływy przypadają zaś na miesiące letnie i jesienne od sierpnia do listopada.

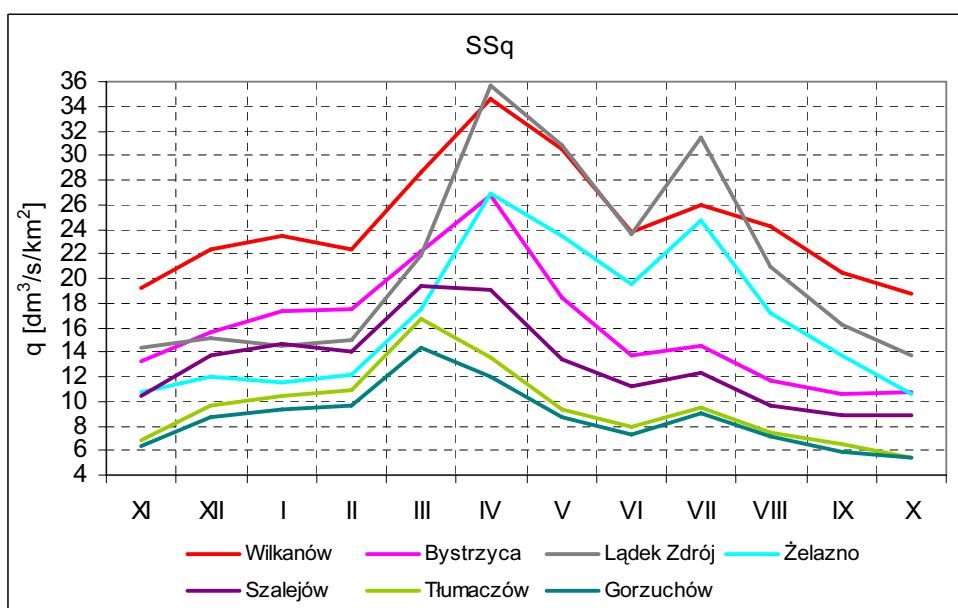
Odpływy ze zlewni wyrażone w postaci odpływów jednostkowych w warunkach średnich z wielolecia oraz średnich niskich z wielolecia przedstawiono na rys. 34-37.



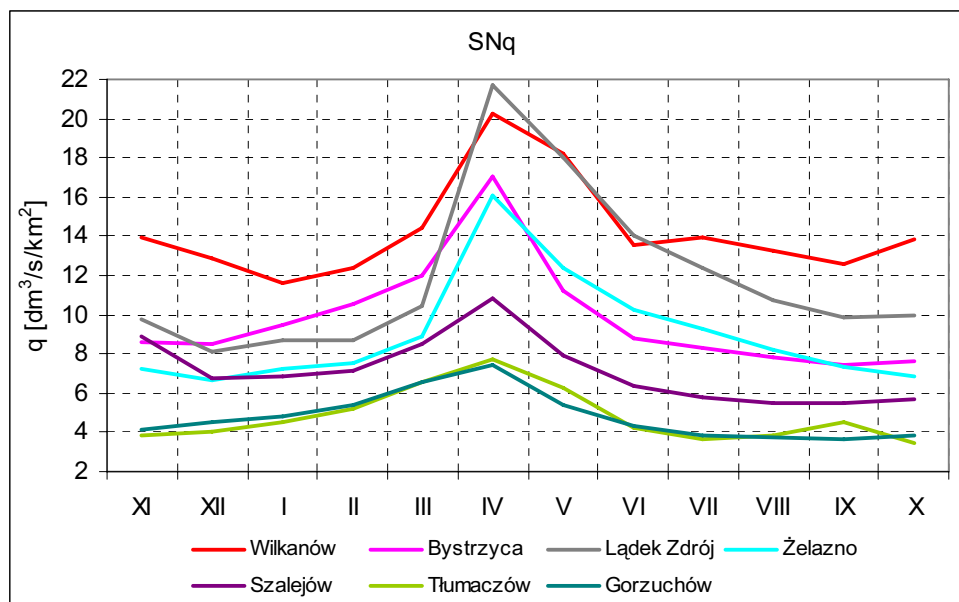
Rys. 34. Średni niski odpływ jednostkowy z wielolecia 1966-2005, w poszczególnych miesiącach, dla wodowskazów na Nysie Kłodzkiej
 Fig. 34. Mean low specific runoff in the multi-year period (1966-2005), in individual months for water-gauges on the Nysa Kłodzka River



Rys. 35. Średni odpływ jednostkowy z wielolecia 1966-2005, w poszczególnych miesiącach, dla wodowskazów na Nysie Kłodzkiej
 Fig. 35. Mean specific runoff in the multi-year period (1966-2005), in individual months for water-gauges on the Nysa Kłodzka River



Rys. 36. Średni odpływ jednostkowy z wielolecia 1966-2005, w poszczególnych miesiącach, dla wodowskazów na dopływach Nysy Kłodzkiej
 Fig. 36. Mean specific runoff in the multi-year period (1966-2005), in individual months for water-gauges for the tributaries of Nysa Kłodzka River



Rys. 37. Średni niski odpływ jednostkowy z wielolecia 1966-2005, w poszczególnych miesiącach, dla wodowskazów na dopływach Nysy Kłodzkiej

Fig. 37. Mean low specific runoff in the multi-year period (1966-2005), in individual months for water-gauges on the tributaries of the Nysa Kłodzka River

Pod względem gęstości sieci obserwacyjnej obejmującej stacje opadowe i wodowskazowe obszar ten jest dość dobrze monitorowany. Na powierzchnię 1744 km² przypada 11 posterunków wodowskazowych, co daje średnią powierzchnię zlewni monitorowanej 158 km². Pod względem opadowym na jedną stację przypada średnio powierzchnia 87 km². W przypadku stacji opadowych istotne jest rozmieszczenie stacji w piętrach wysokościowych. Lokalizacja stacji nie obejmuje pełnego profilu hipsometrycznego obszaru badawczego, różna jest również gęstość stacji w poszczególnych piętrach wysokościowych. Najwyżej położone partie zlewni Nysy Kłodzkiej w pobliżu Śnieżnika (1425 m n.p.m.) nie są kontrolowane pod względem opadowym. Najwyżej położoną stacją opadową jest Zieleniec (845 m n.p.m.), najniższą zaś Bardo Śląskie (320 m n.p.m.). Najwięcej, bo 7 stacji jest położonych w piętrze wysokościowym 401-500 m n.p.m., w piętrze 301-400 m n.p.m. – jest 6 stacji, po trzy stacje znajdują się w piętrach 501-600 m n.p.m. oraz 601-700 m n.p.m. Najwyższe piętra zlewni 701-800 oraz 801-900 m n.p.m. są monitorowane przez 1 stację w każdym piętrze. Sieć pomiarów opadu jest więc umiejscowiona tylko w dolnej połowie profilu hipsometrycznego. Z punktu widzenia kształtowania się niszówek, w warunkach braku spływu powierzchniowego [Byczkowski 1996; Farat i in. 1995], gdy płynące wtedy korytem wody pochodzą głównie z drenowanych przez nią poziomów wodonośnych liczbę stacji kontrolujących obszar zarówno pod względem hydrologicznym, jak i meteorologicznym można uznać za wystarczającą [Głowicki 1999].

7.4. Wyniki z modelu probabilistycznego

Podstawowym parametrem w modelu probabilistycznym jest przepływ graniczny niżówki, który przyjęto na poziomie $Q_{70\%}$ z krzywej sum czasów trwania przepływów wraz z wyższymi (tab. 8).

Tabela 8. Wartości przepływów granicznych niżówek na poziomie $Q_{70\%}$ dla zlewni badawczych
Table 8. Values of threshold discharge $Q_{70\%}$ for the research river basins

Wodowskaz	Rzeka	Powierzchnia zlewni km ²	$Q_{70\%}$ [m ³ /s]	Liczba niżówek	SNQ [m ³ /s]	SSQ [m ³ /s]
Międzylesie	Nysa Kłodzka	50,13	0,29	60	0,130	0,685
Bystrzyca Kłodzka	Nysa Kłodzka	260,68	1,60	65	0,535	4,25
Kłodzko	Nysa Kłodzka	1081,05	6,72	46	3,62	13,2
Bardo	Nysa Kłodzka	1742,46	10,3	45	4,00	18,9
Wilkanów	Wilczka	35,18	0,48	38	0,221	0,855
Bystrzyca Kłodzka	Bystrzyca	64,52	0,60	51	0,319	1,03
Lądek Zdrój	Biała Łądecka	162,93	1,94	27	0,811	3,44
Żelazno	Biała Łądecka	303,20	2,70	24	1,39	5,06
Szalejów Dolny	Bystrzyca Dusznicka	173,73	1,26	54	0,712	2,25
Tłumaczów	Ścinawka	255,64	1,14	52	0,561	2,43
Gorzuchów	Ścinawka	514,98	2,33	40	1,31	4,45

Zastosowanie metody ciągu kolejnych minimów (*SPA*) (rozd. 4.2), pozwoliło na separację niżówek niezależnych, których parametry w postaci niedoboru przepływu, czasu trwania oraz prawdopodobieństwa ich nieosiągnięcia stanowią podstawę do przeprowadzenia klasyfikacji susz hydrologicznych (patrz tab. 1z-11z w Załączniku 1).

Wartości niedoborów przepływów niżówkowych i czasów trwania o określonym prawdopodobieństwie nieosiągnięcia dla wybranych prawdopodobieństw zestawiono w tab. 9. Tabela zawiera również wartości prawdopodobieństwa nieosiągnięcia (p %) niedoboru większego od 0 („zerowego”), którego przewyższenie wynosi $(100 - p\%)$.

Klasyfikację susz hydrologicznych w zlewniach cząstkowych Nysy Kłodzkiej przeprowadzono na podstawie wyznaczonych okresów niżówkowych dla wielolecia 1966-2005. W tym celu utworzono uporządkowany rosnąco szereg zmiennej $D \times T$, którą znormalizowano do postaci $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$ (tab. 10). Procedura ta pozwoliła na wyznaczenie liczby oraz rozstępu rozłącznych klas (rozd. 4.4). Tabele dla pozostałych wodowskazów zamieszczono w Załączniku 1, tab. 12z-22z.

Tabela 9. Wartości niedoborów przepływów i czasów trwania o określonym prawdopodobieństwie nieosiągnięcia ($D_{pp\%}$) oraz wartości prawdopodobieństwa nieosiągnięcia niedoboru „zerowego” ($ppD_{v=0}$) dla badanych zlewni

Table 9. Values of low flow deficit volume and duration of probability of non-exceedance ($D_{pp\%}$) and with zero deficit ($ppD_{v=0}$) in research river basins

Rzeka	Wodowskaz	Charakterystyka	$ppD_{v=0}$ [%]	$D_{30\%}$ [tys.m ³]	$D_{50\%}$ [tys.m ³]	$D_{60\%}$ [tys.m ³]	$D_{70\%}$ [tys.m ³]	$D_{80\%}$ [tys.m ³]	$D_{90\%}$ [tys.m ³]	$D_{95\%}$ [tys.m ³]	$D_{99\%}$ [tys.m ³]
Nysa Kłodzka	Międzylesie	Wielkość niedoboru [tys. m ³]	21	64,4	217,8	341,2	533	884,4	1852,1	2444,1	6057,1
		Czas trwania niedoboru [dni]		14,6	41,3	57,8	78,4	107,3	160,5	184	274,9
	Bystrzyca Kłodzka	Wielkość niedoboru [tys. m ³]	20	279	924,5	1421,1	2159,4	3417,2	6285,6	10302	26025
		Czas trwania niedoboru [dni]		10,8	26	37,5	54,4	82,7	146,5	234,5	572,2
	Kłodzko	Wielkość niedoboru [tys. m ³]	32		1979,6	3487,2	5759,1	9682	18748	31566	82135
		Czas trwania niedoboru [dni]			24,4	37,3	53,1	74,9	112,6	152,1	255,9
	Bardo	Wielkość niedoboru [tys. m ³]	33		2666,7	7432	18483	39170	65563	76080	81328
		Czas trwania niedoboru [dni]			26,2	42,1	65	103,2	187,7	302,2	728,8
Wilczka	Wilkanów	Wielkość niedoboru [tys. m ³]	39		92,5	273,4	567,6	1061,1	2068,6	3253,5	6614,5
		Czas trwania niedoboru [dni]			19,1	32,5	51,2	81,5	146,7	232,8	541,1
Bys- trzyca	Bystrzyca Kłodzka	Wielkość niedoboru [tys. m ³]	39		274,1	473,4	782	1329,5	2637,5	4548,9	12458
		Czas trwania niedoboru [dni]			19,1	32,5	51,2	81,5	146,7	232,8	541,1
Biała Łądec- ka	Łądek Zdrój	Wielkość niedoboru [tys. m ³]	51			337,4	803,5	1630,8	3611,1	6488,5	18147
		Czas trwania niedoboru [dni]				32,5	51,2	81,5	146,7	232,8	541,1
	Żelazno	Wielkość niedoboru [tys. m ³]	56			295,4	881,5	1904,1	4340,4	7864,9	22033
		Czas trwania niedoboru [dni]				12,2	31	55,9	97,2	138,3	237,3
Bys- trzyca Dusz- nicka	Szalejów Dolny	Wielkość niedoboru [tys. m ³]	27	76,1	448,5	744,3	1194,3	1978,9	3816,3	6451,6	17088
		Czas trwania niedoboru [dni]			9,2	28,9	42,9	63,1	96,2	168,5	265,3
Ści- nawka	Tłumaczów	Wielkość niedoboru [tys. m ³]	28	41,1	453,6	802,5	1378,3	2526,5	5983,7	12954	69690
		Czas trwania niedoboru [dni]			7,6	28,2	43,7	66,8	106	195,1	319,1
	Gorzuchów	Wielkość niedoboru [tys. m ³]	37		953	1910,2	3267,5	5504,5	10561	17876	50734
		Czas trwania niedoboru [dni]			28,6	46,8	71,6	110,7	192	296,1	654,1

Tabela 10. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$, rzeka Nysa Kłodzka, wodowskaz Międzyzylesie

Table 10. Ordered series of random variable $D \times T$ and normalized variable $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$, the Nysa Kłodzka river, Międzyzylesie gauge

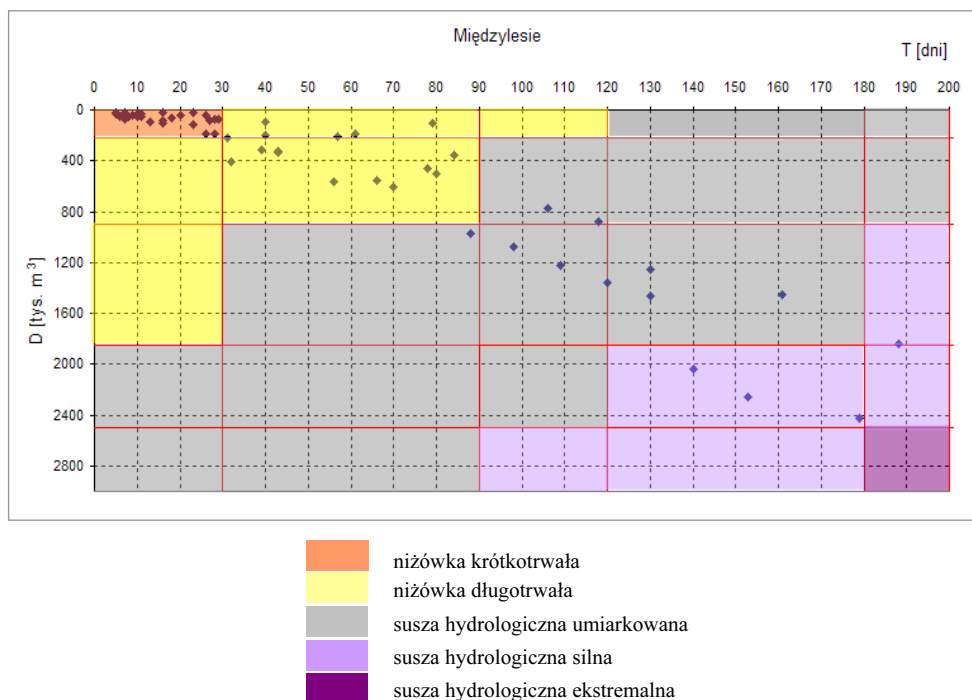
Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ xdni]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
17.28	5	1989-05-25	1989-05-29	86.40	0.000204263
18.14	5	1967-08-31	1967-09-04	90.70	0.000214429
16.42	7	1990-05-05	1990-05-11	114.94	0.000271736
28.51	5	1985-05-27	1985-05-31	142.55	0.00033701
22.46	7	1986-05-22	1986-05-28	157.22	0.000371693
33.7	5	1968-05-01	1968-05-05	168.50	0.00039836
54.43	6	1991-07-08	1991-07-13	326.58	0.000772086
36.29	10	1978-07-30	1978-08-08	362.90	0.000857952
40.61	9	1991-07-18	1991-07-26	365.49	0.000864075
34.56	11	1969-05-16	1969-05-26	380.16	0.000898758
25.06	16	1991-10-07	1991-10-22	400.96	0.000947932
44.93	9	1991-08-16	1991-08-24	404.37	0.000955994
51.84	8	2005-09-09	2005-09-16	414.72	0.000980463
49.25	10	2000-07-06	2000-07-15	492.50	0.001164347
71.71	7	1971-05-21	1971-05-27	501.97	0.001186736
51.84	10	1972-05-01	1972-05-10	518.40	0.001225579
23.33	23	1966-09-20	1966-10-12	536.59	0.001268583
49.25	11	1967-06-23	1967-07-03	541.75	0.001280782
49.25	11	1970-08-07	1970-08-17	541.75	0.001280782
43.2	20	1989-07-04	1989-07-23	864.00	0.002042631
41.47	26	1967-08-01	1967-08-26	1078.22	0.002549081
65.66	18	1982-06-09	1982-06-26	1181.88	0.002794149
95.9	13	1995-07-26	1995-08-07	1246.70	0.002947394
80.35	16	1991-08-31	1991-09-15	1285.60	0.003039359
101.95	16	1990-05-18	1990-06-02	1631.20	0.003856412
72.58	29	1989-07-26	1989-08-23	2104.82	0.004976123
77.76	28	1998-08-09	1998-09-05	2177.28	0.00514743
86.4	27	1975-05-21	1975-06-16	2332.80	0.005515104
118.37	23	1969-08-04	1969-08-26	2722.51	0.006436439
88.99	40	1981-09-01	1981-10-10	3559.60	0.008415451
189.22	26	1985-07-12	1985-08-06	4919.72	0.011630987
189.22	28	1996-06-01	1996-06-28	5298.16	0.012525678
219.46	31	1970-06-16	1970-07-16	6803.26	0.01608397
196.99	40	1979-07-16	1979-08-24	7879.60	0.018628606
106.27	79	1972-08-25	1972-11-11	8395.33	0.019847872
191.81	61	1998-04-27	1998-06-26	11700.41	0.027661598
311.9	39	1996-07-21	1996-08-28	12164.10	0.028757834
213.41	57	1987-08-29	1987-10-24	12164.37	0.028758472

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ xdni]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
410.4	32	1970-09-02	1970-10-03	13132.80	0.031047992
325.73	43	1973-06-05	1973-07-17	14006.39	0.033113295
331.78	43	2000-08-21	2000-10-02	14266.54	0.03372833
354.24	84	1975-08-28	1975-11-19	29756.16	0.070348213
569.38	56	1985-09-11	1985-11-05	31885.28	0.075381785
463.1	78	1972-06-03	1972-08-19	36121.80	0.085397581
552.96	66	1974-08-12	1974-10-16	36495.36	0.086280735
498.53	80	1969-09-01	1969-11-19	39882.40	0.094288227
610.85	70	1981-05-11	1981-07-19	42759.50	0.101090141
775.01	106	1988-05-07	1988-08-20	82151.06	0.194217945
973.73	88	1994-05-30	1994-08-25	85688.24	0.202580391
883.01	118	1986-06-24	1986-10-19	104195.18	0.24633369
1080.86	98	1973-08-06	1973-11-11	105924.28	0.250421553
1221.7	109	1999-07-22	1999-11-07	133165.30	0.314823581
1250.21	130	1990-07-11	1990-11-17	162527.30	0.384239938
1358.21	120	1982-07-09	1982-11-05	162985.20	0.385322486
1458.43	130	1971-07-11	1971-11-17	189595.90	0.448234339
1449.79	161	1993-05-14	1993-10-21	233416.19	0.551832354
2040.77	140	2004-06-23	2004-11-09	285707.80	0.675457892
1838.59	188	2003-06-08	2003-12-12	345654.92	0.817182253
2260.22	153	1992-06-26	1992-11-25	345813.66	0.817557539
2423.52	179	1983-06-01	1983-11-26	433810.08	1.025594829

Otrzymane wartości niedoborów w poszczególnych klasach i przypisane im prawdopodobieństwa nieosiągnięcia oraz czasy trwania wyrażone w dniach reprezentujące wyznaczone przedziały odpowiadają następującym warunkom:

- $< 0,1$ – niżówka krótkotrwała – w klasie tej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru mniejszym lub równym $D_{50\%}$ oraz czasie trwania do 30 dni,
- $(0,1-0,3]$ – niżówka długotrwała – w klasie tej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru do $D_{80\%}$ oraz czasie trwania do 90 dni,
- $(0,3-0,7]$ – susza hydrologiczna umiarkowana – w klasie tej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru do $D_{90\%}$ oraz czasie trwania do 120 dni,
- $(0,7-0,9]$ – susza hydrologiczna silna – w klasie tej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru do $D_{95\%}$ oraz czasie trwania do 180 dni,
- $> 0,9$ – susza hydrologiczna ekstremalna – w klasie tej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru wyższym niż $D_{95\%}$ oraz czasie trwania dłuższym niż 180 dni.

Wizualizacja wyników została przedstawiona w postaci korelogramów (rozd. 4.4), w których odciętym przypisano poszczególne prawdopodobieństwa niedoborów $D_{pp\%}$, rzędnym zaś czasy trwania T_{dni} wyrażone w dniach. Przykładowy korelogram dla wodowskazu Międzyzlesie przedstawiono na rys. 38, natomiast korelogramy dla pozostałych wodowskazów zamieszczono na rys. 1z-10z w Załączniku 1.

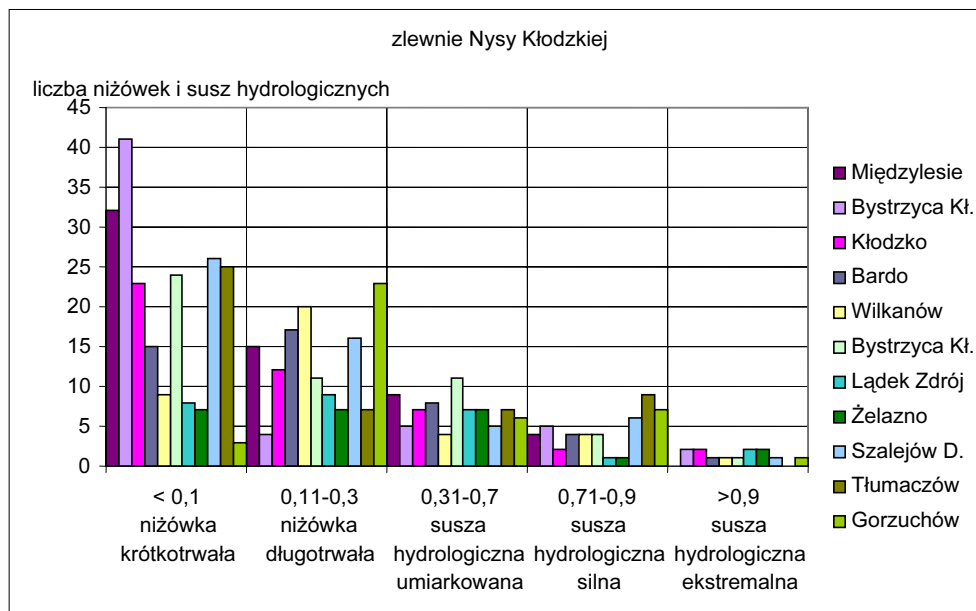


Rys. 38. Korelogram, wod. Międzyzlesie, rz. Nysa Kłodzka
 Fig. 38. Correlatograph, Międzyzlesie gauge, the Nysa Kłodzka river

Częstość występowania niżówek i susz hydrologicznych w zlewniach badawczych w wieloleciu 1966-2005 przedstawia rys. 39.

W zlewni Nysy Kłodzkiej do wodowskazu Międzyzlesie w wieloleciu 1966-2005 ze zbioru niżówek wydzielono 32 niżówki krótkotrwałe, 15 niżówek długotrwałych, 9 susz hydrologicznych umiarkowanych, 4 susze hydrologiczne silne. Susza hydrologiczna ekstremalna nie wystąpiła w tym wieloleciu.

Liczba wszystkich niżówek letnich dla poszczególnych zlewni wynosi od 65 w zlewni Nysy Kłodzkiej do wodowskazu Bystrzyca Kłodzka do 24 zaobserwowanych w zlewni Białej Łądeckiej do wodowskazu w Żelaźnie. Łączna liczba susz hydrologicznych wynosi od 9 w zlewni Wilczki do wodowskazu Wilkanów do 16 w zlewni Bystrzycy do wodowskazu Bystrzyca Kłodzka oraz w zlewni Ścinawki do wodowskazu Tłumaczów.



Rys. 39. Częstość występowania niżówek i susz hydrologicznych w wieloleciu 1966-2005 w zlewniach badawczych

Fig. 39. Frequency of low flow occurrence and hydrological droughts in the multi-year period (1966-2005) in research river basins

7.5. Wyniki z modelu deterministycznego

Zgodnie z przyjętą metodą, analizę opadającej części hydrogramu wezbrania przeprowadzono na podstawie równania (26) (rozd. 5.1). Do sporządzenia krzywych opadania wykorzystano program RCA (*Recession Curve Analyses*) [Kupczyk i in. 1998]. Krzywe opadania sporządzono dla każdego roku, dla półrocza letniego w wieloleciu 1966-2005.

Krzywe opadania zostały opisane parametrami: S_1 , S_2 , S_3 , które odpowiadają szybkości zmniejszania się odpowiednio sływu powierzchniowego, odpływu podpowierzchniowego oraz podziemnego; T_1 – czas trwania sływu powierzchniowego, T_2 – łączny czas trwania sływu powierzchniowego i odpływu podpowierzchniowego. Przepływ bazowy oznaczono Q_B , przepływ początkowy Q_0 , natomiast współczynnik, który charakteryzuje prędkość szczyptywania dynamicznych zasobów wód podziemnych α .

Wartości liczbowe parametrów krzywej opadania dla wodowskazu Międzylesie na rzece Nysa Kłodzka przedstawiono w tab. 11.

Tabela 11. Parametry krzywej opadania i wysychania, wodowskaz Międzylesie, rz. Nysa Kłodzka
 Table 11. Recession curve parameters, Międzylesie gauge, the Nysa Kłodzka river

Rok	S_1	S_2	S_3	T_1 [dni]	T_2 [dni]	Q_B [m ³ /s]	α	Q_0 [m ³ /s]
1966	-0,481565	-0,025713	-0,030049	3	5	0,23285	-0,629959	0,99729
1967	-0,472879	-0,00223	-0,022575	3	5	0,26004	-0,681916	0,95350
1968	-0,536069	-0,020226	-0,005043	3	5	0,23267	-0,741953	0,95519
1969	-0,489447	-0,005403	-0,025544	3	7	0,14348	-0,706133	0,83662
1970	-0,248166	-0,075301	-0,023486	3	7	0,14166	-0,303183	0,96020
1971	-0,167000	-0,012244	-0,002498	3	4	0,10280	-0,759378	0,71778
1972	-0,422835	-0,008725	-0,002547	3	5	0,09375	-0,720762	0,68040
1973	-0,358226	-0,038764	-0,012698	3	7	0,11953	-0,540910	0,78179
1974	-0,448438	-0,000596	-0,004495	3	4	0,10884	-0,665261	0,78292
1975	-0,422188	-0,005544	-0,009235	3	4	0,10863	-0,640774	0,76750
1976	-0,358205	-0,002615	-0,007412	3	5	0,30372	-0,663439	0,84364
1977	-0,324722	-0,016860	-0,021591	3	4	0,27895	-0,474347	0,96352
1978	-0,331000	-0,031134	-0,003287	3	4	0,16953	-0,565683	0,75467
1979	-0,307813	-0,016985	-0,001152	3	4	0,10553	-0,555981	0,65917
1980	-0,304912	-0,033258	-0,014477	5	9	0,27730	-0,540098	0,84185
1981	-0,427500	-0,010171	-0,019647	3	4	0,07689	-0,639668	0,74521
1982	-0,363077	-0,089396	-0,004015	3	4	0,07012	-0,582347	0,69359
1983	-0,880428	-0,002015	-0,010110	3	4	0,02079	-0,766257	0,68137
1984	-0,285667	-0,002837	-0,007464	3	6	0,39730	-0,655305	0,96842
1985	-0,349228	-0,144257	-0,002586	3	4	0,16239	-0,402947	0,87133
1986	-0,460111	-0,024376	-0,011540	3	5	0,10358	-0,597032	0,68852
1987	-0,790724	-0,003057	-0,000557	3	5	0,15372	-0,702857	0,80835
1988	-0,488077	-0,014959	-0,008218	3	4	0,10876	-0,750673	0,73231
1989	-0,322647	-0,072305	-0,007354	3	4	0,17446	-0,478589	0,84863
1990	-0,451665	-0,006565	-0,009101	3	5	0,05190	-0,719606	0,67956
1991	-0,364362	-0,049987	-0,023620	3	5	0,13406	-0,505098	0,85543
1992	-0,382806	-0,007293	-0,000535	3	7	0,07211	-0,763624	0,57341
1993	-0,442500	-0,023200	-0,002761	3	4	0,06367	-0,743342	0,65896
1994	-0,444412	-0,002631	-0,010176	3	4	0,04163	-0,699388	0,67706
1995	-0,547162	-0,146970	-0,013964	3	5	0,22890	-0,873059	0,85562
1996	-0,282907	-0,057231	-0,030024	3	5	0,14822	-0,361060	0,93177
1997	-1,023995	-0,053262	-0,017597	3	5	0,69697	-0,821146	1,94004
1998	-0,284812	-0,050308	-0,007259	3	6	0,14918	-0,429294	0,81263
1999	-0,344608	-0,000747	-0,042469	3	9	0,10226	-0,596201	0,68026
2000	-0,296507	-0,001223	-0,014954	3	6	0,11654	-0,499977	0,70958
2001	-0,230762	-0,048471	-0,008703	4	6	0,32050	-0,315905	1,05098
2002	-0,257389	-0,049462	-0,002597	3	5	0,25379	-0,404305	0,89041
2003	-0,375000	-0,005564	-0,002126	3	4	0,08644	-0,743298	0,59095
2004	-0,556053	-0,032991	-0,017201	3	4	0,04391	-0,732715	0,80281
2005	-0,284834	-0,038731	-0,017687	3	8	0,15807	-0,401637	0,86725

Wyznaczone parametry krzywych opadania opisanych prostymi oraz krzywą wykładniczą dla pozostałych wodowskazów zestawiono w tab. 23z-33z w Załączniku 1.

Z punktu widzenia analizy suszy hydrologicznej istotna jest ocena ilościowa zasobów wodnych strefy aktywnej wymiany dynamicznych wód podziemnych. Wody te reprezentowane są na krzywej recesji przez przepływ bazowy. Wyznaczone dla każdego sezonu letniego przepływy bazowe dają podstawę określenia retencji strefy aktywnej wymiany dynamicznych wód podziemnych jako różnicy między największą i najmniejszą wartością Q_B w badanym wieloleciu, tj.:

$$R_{SAWDWP} = Q_{B_{\max}} - Q_{B_{\min}} \text{ [mm]}$$

gdzie: R_{SAWDWP} – retencja strefy aktywnej wymiany dynamicznych wód podziemnych, $Q_{B_{\max}}$ – największa wartość przepływu bazowego w wieloleciu, $Q_{B_{\min}}$ – najmniejsza wartość przepływu bazowego w wieloleciu.

Wartości przepływu bazowego Q_B zostały przeliczone na mm po odniesieniu ich do powierzchni zlewni. Wartości retencji strefy aktywnej wymiany dynamicznych wód podziemnych wyrażone w mm, dla poszczególnych stacji wodowskazowych zestawiono w tab. 12.

Tabela 12. Retencja strefy aktywnej wymiany dynamicznych wód podziemnych
Table 12. Active zone retention of dynamic groundwater exchange

Rzeka	Wodowskaz	R_{SAWDWP} [mm]
Nysa Kłodzka	Międzylesie	425
	Bystrzyca Kłodzka	516
	Kłodzko	358
	Bardo	349
Wilczka	Wilkanów	845
Bystrzyca	Bystrzyca Kłodzka	277
Biała Łądecka	Łądek Zdrój	843
	Żelazno	885
Bystrzyca Dusznicka	Szalejów Dolny	402
Ścinawka	Tłumaczów	390
	Gorzuchów	310

Największa retencja strefy aktywnej wymiany dynamicznych wód podziemnych występuje w zlewniach Wilczki oraz Białej Łądeckiej, najmniejsza zaś w zlewniach Bystrzycy i Ścinawki.

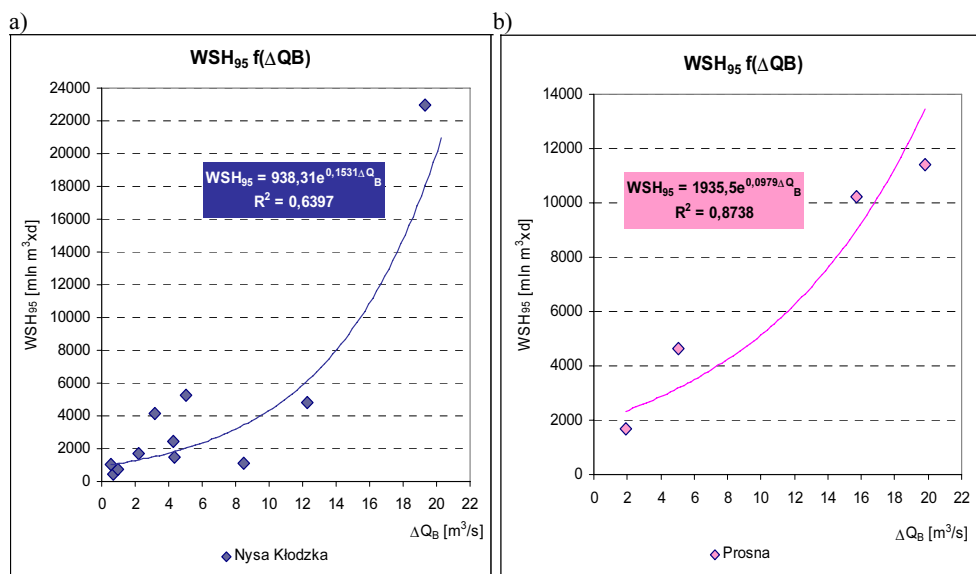
Przedstawiona charakterystyka wybranych podstawowych parametrów opracowanych modeli posłużyła do opracowania modeli hybrydowych.

7.6. Modele hybrydowe

Wybrane parametry modeli probabilistycznego i deterministycznego były podstawą do opracowania 3 modeli hybrydowych w postaci zależności regresyjnych:

- wskaźnika suszy hydrologicznej (WSH) (rozdz. 7.4) od wskaźnika podatności zlewni na suszę (ΔQ_B) (rozdz. 7.5);
- względnego niedoboru przepływu (D_w) (rozdz. 7.4) od współczynnika recesji (α) (rozdz. 7.5).
- prawdopodobieństwa wystąpienia objętości niedoboru przepływu większego od zera ($ppD > 0$) (rozdz. 7.4) od retencji strefy aktywnej wymiany dynamicznych zasobów wód podziemnych (R_{SAWDWP}) (rozdz. 7.5).

Modele hybrydowe zostały opracowane również dla Prosny w celu sprawdzenia, czy opracowana metodyka oceny suszy hydrologicznej jest adekwatna dla zlewni nizinnej. Należy je traktować jako duże przybliżenie ze względu na małą próbę (4 stacje wodowskazowe). W tym celu dla tej zlewni wyznaczono parametry modeli probabilistycznego i deterministycznego oraz cechy fizycznogeograficzne zlewni. Wyniki obliczeń zestawiono w tabelach i zamieszczono w Załączniku 2.

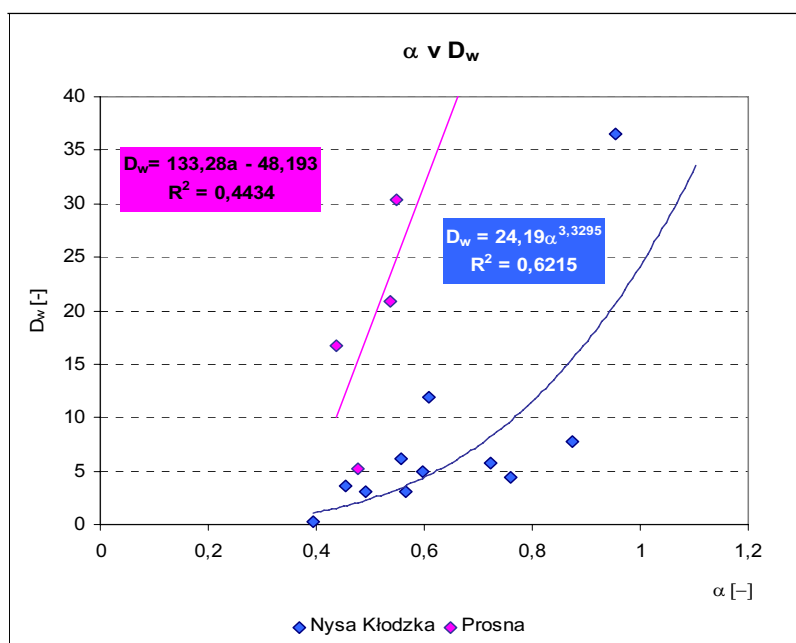


Rys. 40. Zależność wskaźnika suszy hydrologicznej (WSH_{95}) dla wartości wiarygodnej ekstremalnej suszy hydrologicznej od wskaźnika podatności zlewni na suszę (ΔQ_B), a) zlewnia Nysy Kłodzkiej, b) zlewnia Prosny

Fig. 40. Regression between hydrological drought index (WSH_{95}) on the level of extreme reliable hydrological drought value and index of river basin vulnerability to drought (ΔQ_B); a) Nysa Kłodzka river basin, b) Prosna river basin

Jako pierwszy model hybrydowy opracowano zależność wskaźnika suszy hydrologicznej ($WSH_{95} = D_{95} \times T_{95}$) od potencjału zasilania podziemnego ($\Delta Q_B = Q_{Bmax} - Q_{Bmin}$, rozdz. 5.1). Wskaźnik WSH_{95} (rozdz. 4.4) definiuje się jako wiarygodną ekstremalną suszę hydrologiczną. Na podstawie tej zależności można określić, przy jakiej wartości potencjału dochodzi do wystąpienia wiarygodnej ekstremalnej suszy hydrologicznej (rys. 40). Dla zlewni Nysy Kłodzkiej zależność ta ma postać funkcji wykładniczej: $WSH_{95} = 938,31e^{0,1531\Delta Q_B}$, natomiast dla zlewni Prosny $WSH_{95} = 1935,5e^{0,0978\Delta Q_B}$.

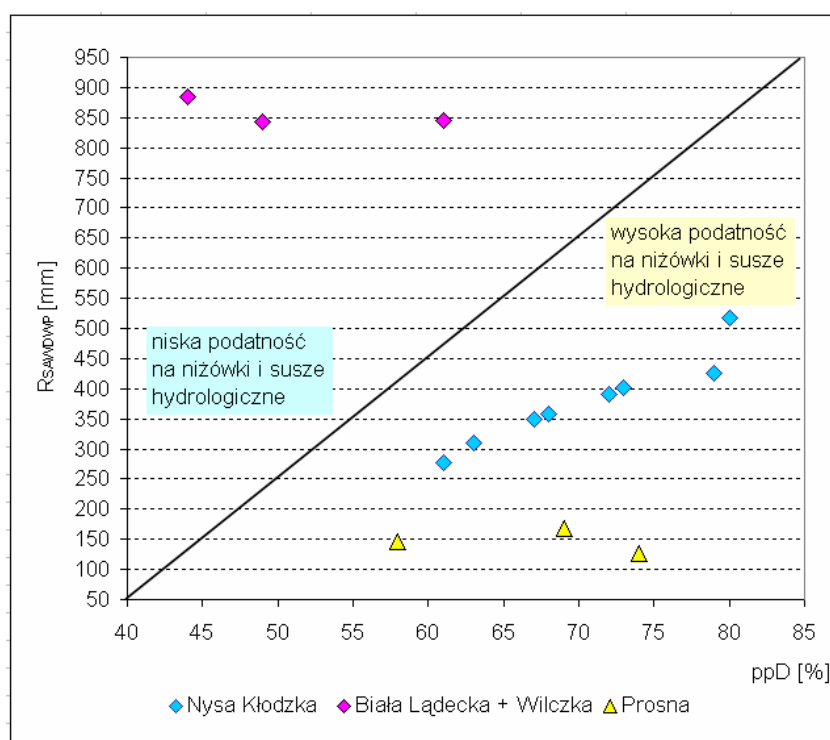
Szybkość szczypania dynamicznych wód podziemnych odzwierciedla współczynnik recesji (opadania) (α), z krzywej wysychania. Zależność względnego niedoboru przepływu niżówki (D_w) od współczynnika recesji (α) dla zlewni Nysy Kłodzkiej opisuje równanie $D_w = 24,19\alpha^{3,3295}$, natomiast dla zlewni Prosny równanie $D_w = 133,28\alpha - 48,193$. Zależność D_w od współczynnika α (rys. 41) wskazuje, że wraz ze wzrostem szybkości opadania wzrasta wartość względnego niedoboru przepływu.



Rys. 41. Zależność względnego niedoboru przepływu (D_w) od współczynnika recesji (α)
 Fig. 41. Regression between relative deficit (D_w) and recession coefficient (α)

Ponadto opracowano zależność, w wyniku której można dokonać podziału na zlewnie o niskiej i wysokiej podatności na występowanie niżówek i susz hydrologicznych (rys. 42). Przekątna na wykresie stanowi linię podziału na niską i wysoką podatność zlewni na pojawianie się niżówek i susz hydrologicznych.

Zlewnie Białej Łądeckiej i Wilczki charakteryzują się dużą retencją oraz niskim prawdopodobieństwem przekroczenia objętości niedoboru przepływu większej od zera, co wiąże się z niską podatnością zlewni na niżówki i susze hydrologiczne. Pozostałe zlewnie Nysy Kłodzkiej charakteryzują się mniejszą retencją, której towarzyszy duże prawdopodobieństwo przekroczenia objętości niedoboru przepływu większej od zera. Decyduje to o wysokiej podatności tych zlewni na niżówki i susze hydrologiczne. Zlewnie Proсны przy małej retencji i wysokim prawdopodobieństwie przekroczenia objętości niedoboru przepływu większej od zera mają również wysoką podatność na pojawianie się niżówek i susz hydrologicznych.



Rys. 42. Zależność prawdopodobieństwa przekroczenia objętości niedoboru przepływu większej od zera ($ppD > 0$) od retencji strefy aktywnej wymiany dynamicznych wód podziemnych (R_{SAWDWP})
 Fig. 42. Relation between probability of non exceedance zero deficit ($ppD > 0$) and value of active zone retention of dynamic groundwater exchange (R_{SAWDWP})

Zależności te mogą być wykorzystane do oceny podatności zlewni na występowanie susz hydrologicznych i tempo szczyptywania wód podziemnych. Przeniesienie tych zależności do zlewni niekontrolowanych może być stosowane w przypadku pełnego podobieństwa hydrologicznego między tymi zlewniami, tzn. zgodności pod względem warunków fizjograficznych i meteorologicznych (klimatycznych).

7.7. Sprawdzenie poprawności modeli hybrydowych

Sprawdzenie poprawności opracowanych modeli hybrydowych w postaci zależności regresyjnych polegało na przeprowadzeniu weryfikacji merytorycznej oraz statystycznej. Decydującym kryterium jakości modelu regresyjnego jest możliwość spełnienia przez niego zadanych wymagań. Założono, że opracowany model przeznaczony jest do poznania wpływu przyczyny (zmienna niezależna, objaśniająca) na skutek (zmienna zależna, objaśniana). Ze statystycznego punktu widzenia racjonalne jest żądanie maksymalnej zgodności modelowanych i obserwowanych danych i żądanie minimalnych błędów modelu [Ostasiewicz (red.) 1999].

Weryfikacja merytoryczna opracowanych modeli dotyczy więc sprawdzenia, czy są one zgodne z przyjętymi założeniami, tj. czy niżówki i susze hydrologiczne można opisać zarówno modelem deterministycznym, jak i probabilistycznym. Przyjęte do modeli zmienne niezależne reprezentują różne aspekty przyczyn i spełniają wymogi interpretacji merytorycznej. Weryfikacja merytoryczna powinna więc dać odpowiedź na pytanie, czy model spełnia swoją funkcję, czy jest modelem użytecznym, gdyż znajomość problematyki i spełnienie postulowanych założeń są warunkiem do poprawnego skonstruowania modelu.

Weryfikacja statystyczna polegała na ocenie jakości modelu według następujących kryteriów:

- zgodność danych obserwowalnych z wyestymowanym modelem,
- ocena ekstrapolacyjnych możliwości modelu.

Zgodność danych obserwowalnych z modelem oceniono na podstawie [Cieciura, Zacharski 2007]:

- wariancji składnika resztowego,
- odchylenia standardowego składnika resztowego,
- współczynnika zmienności resztowej,
- współczynnika zbieżności,
- współczynnika determinacji,
- współczynnika korelacji.

Wariancja składnika resztowego jest to miara analityczno-teoretyczna, która nie ma interpretacji fizycznej:

$$S_e^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{n - k},$$

gdzie: y_i – rzeczywista wartość zmiennej zależnej, \hat{y}_i – wartość wyestymowanej zmiennej zależnej (z modelu), n – liczebność próby, k – liczba szacowanych parametrów modelu.

Odchylenie standardowe składnika resztowego charakteryzuje wielkość losowego rozrzutu wartości zmiennej zależnej wokół prostej regresji. Informuje, o ile

średnio odchylają się wartości rzeczywiste zmiennej od wartości oszacowanych na podstawie modelu:

$$S_e = \sqrt{S_e^2}$$

Im większe odchylenie, tym większy rozrzut i gorsze dopasowanie modelu.

Współczynnik zmienności resztowej informuje, w jakim stopniu na zmienną zależną mają wpływ czynniki losowe:

$$V_e = \frac{S_e}{\bar{y}} 100\%,$$

gdzie: \bar{y} – średnia arytmetyczna empirycznych wartości zmiennej zależnej.

Model jest dobrze dopasowany, jeśli wartość współczynnika zmienności resztowej jest mniejsza niż 15%.

Współczynnik zbieżności informuje, jaka część zmienności zmiennej zależnej nie została wyjaśniona przez model, czyli opisuje tę część zmienności zmiennej zależnej, która wynika z jej zależności od czynników nie uwzględnionych w modelu. Przyjmuje wartości z przedziału [0, 1]. Dopasowanie jest tym lepsze, im jego wartość jest bliższa zeru.

$$\varphi^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2},$$

gdzie: y_i – rzeczywista wartość zmiennej zależnej, \hat{y}_i – wartość teoretyczna zmiennej zależnej (z modelu), \bar{y} – średnia arytmetyczna empirycznych wartości zmiennej zależnej.

Współczynnik determinacji jest miarą stopnia, w jakim model wyjaśnia kształtowanie się zmiennej zależnej. Przyjmuje wartości z przedziału [0, 1].

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2},$$

gdzie: y_i – rzeczywista wartość zmiennej zależnej, \hat{y}_i – wartość teoretyczna zmiennej zależnej (z modelu), \bar{y} – średnia arytmetyczna empirycznych wartości zmiennej zależnej.

Nie ma ustalonej wartości współczynnika determinacji, przy której model można uznać za dobrze dopasowany do danych wejściowych. Najczęściej w praktyce przyjmuje się, że jeśli $R^2 > 0,6$, to model można uznać za dobrze dopasowany.

Współczynnik korelacji jest miarą siły zależności badanych cech. Im wartość bezwzględna r jest bliższa 1, tym siła korelacji cech jest mocniejsza. Przyjmuje wartości z przedziału domkniętego $\langle -1; 1 \rangle$.

$$r = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right) \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)}{\sqrt{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2} \sqrt{n \sum_{i=1}^n y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2}}$$

gdzie: x – rzeczywista wartość zmiennej opisującej, y – rzeczywista wartość zmiennej opisywanej

W praktyce przyjmuje się że cechy są skorelowane średnio, jeśli współczynnik korelacji r mieści się w przedziale $0,3 \leq |r| < 0,5$, mocno – gdy $0,5 \leq |r| < 0,7$, a bardzo mocno – gdy $|r| \geq 0,7$ [Cieciura, Zacharski 2007].

Ocena ekstrapolacyjnych właściwości modelu służy do określenia wartości zmiennej zależnej na podstawie wybranych wartości zmiennych niezależnych (objaśniających). Ekstrapolacyjne właściwości modelu bezpośrednio wiążą się z problemem stabilności bądź niestabilności modelu. Stabilność modelu jest rozumiana jako niezmiennosc postaci analitycznej, zbioru zmiennych objaśniających oraz wartości parametrów tego modelu. Wymagana jest więc stabilność modelu poza zakresem, dla którego został on oszacowany. Jest to warunek *sine qua non*. Powszechna jest praktyka badania stabilności w odniesieniu do badanego zakresu i, jeśli ona występuje, przyjmowania, że stabilność występuje również poza zakresem. Jednak założenie to nie zawsze jest prawdziwe, a możliwości stosowania modelu poza zakresem powinny być uzupełnione wiedzą o opisywanym zjawisku [Zeliaś 1997]. Ekstrapolacyjne możliwości modelu można sprawdzić przez obliczenie odchyłeń przy kolejnym usuwaniu pojedynczych obserwacji. Średni błąd prognozy jest średniokwadratowym błędem z równań wyestymowanych na podstawie ustalonych $n - 1$ obserwacji. Im błąd mniejszy, tym predykcyjne możliwości modelu lepsze [Zeliaś 1997].

Sprawdzenie poprawności modeli hybrydowych przeprowadzono dla opracowanych zależności regresyjnych w zlewni Nysy Kłodzkiej.

Wielkość zasilania podziemnego jest reprezentowana przez przepływ bazywy z krzywej opadania (rozdz. 4.4). Przepływ ten w każdym roku jest inny, jego wielkość zależy od stanu retencji zlewni oraz budowy geologicznej, w tym bazy erozyjnej przekroju rzeki, w którym jest zlokalizowany wodowskaz. W latach suchych przepływ ten jest bardzo niski (tab. 11 oraz tab. 11z-20z Załącznik 1). Można przypuszczać, że istnieją takie warunki potencjału zasilania podziemnego, przy których dochodzi do wystąpienia wiarygodnej ekstremalnej suszy hydrologicznej. Zależność ta ma ściśle regionalny charakter. Opracowaną postać wykładniczą zależności wskaźnika wiarygodnej suszy hydrologicznej od potencjału zasilania podziemnego $WSH_{95} = 938,31e^{0,1531\Delta Q_B}$ sprowadzono przez logarytmowanie do postaci liniowej: $WSH_{95} = 6,8441 + 0,1531 \Delta Q_B$. Zabieg ten pozwolił na wyznaczenie opisanych powyżej charakterystyk statystycznych. Ocena ekstrapolacyjnych możliwości modelu pozwoliła na uzyskanie poprawy modelu dla dwóch przypadków, tj. dla zbioru po ujęciu wodowskazu Żelazno oraz dla zbioru po ujęciu wodowskazu Tłumaczów.

Wartości współczynników zastosowanych do oceny jakości modelu dla analizowanego modelu hybrydowego zostały przedstawione w tab. 13.

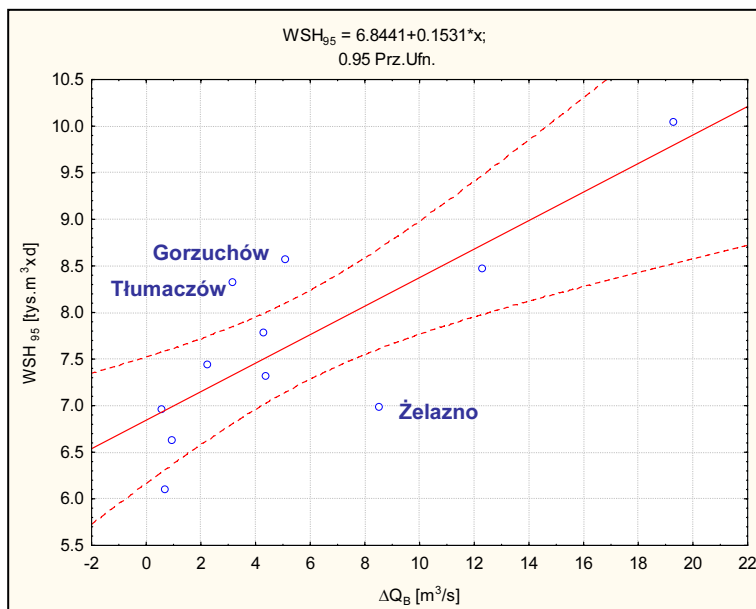
Tabela 13. Ocena zgodności modelu hybrydowego 1 $WSH_{95} = 938,31e^{0,1531\Delta Q_B}$ z danymi empirycznymi

Table 13. Assessment of the compatibility of the hybrid model 1 $WSH_{95} = 938,31e^{0,1531\Delta Q_B}$ with observed data

Postać liniowa	Wariancja składnika resztowego S_e^2	Odchylenie standardowe składnika resztowego S_e	Współczynnik			Średni błąd prognozy modelu	
			zmienności resztowej V_e %	zbieżności φ^2	determinacji R^2		korelacji r
$WSH_{95} = 6,8441 + 0,1531\Delta Q_B$	0,439052	0,66261	8,60825	0,2002	0,6397	0,7998	0,0281
$WSH_{95} = 6,8987 + 0,1646\Delta Q_B$ bez wod. Żelazno	0,20683	0,45479	5,71987	0,11813	0,7525	0,8819	0,0260
$WSH_{95} = 6,6968 + 0,1612\Delta Q_B$ bez wod. Tłumaczów	0,278463	0,527696	6,7619	0,15687	0,7216	0,8413	0,0267

Dla lepszego zobrazowania wyników na rys. 43 przedstawiono wykres postaci liniowej modelu. Parametry modelu zlewni Białej Łądeckiej zamkniętej wodowskazem w Żelaźnie oraz zlewni Ścinawki (wodowskazy w Tłumaczowie i Gorzuchowie) nie mieszczą się w przedziale ufności. Może to być spowodowane niejednorodnością warunków, przy jakich dochodzi do wystąpienia ekstremalnej suchości hydrologicznej. Przyczyny można upatrywać w zróżnicowanej budowie geologicznej. Skutki piętrzeń występujących w erze kenozoicznej w obszarze dzisiejszej zlewni Nysy Kłodzkiej są obecnie widoczne w wykształceniu litologiczno-facjalnym większości osadów czwartorzędowych [Cymerman 1996]. Piętrzenia w górnym pliocenie spowodowały ożywienie erozji wglębnej i pogłębienie się dolin rzecznych. Wykształcona sieć rzeczna miała niemal dzisiejszy przebieg z tym, że dna dolin leżały 50-70 m wyżej niż obecnie. Biała Łądecka miała nieco inny przebieg, poniżej Łądka Zdroju kierowała się na północ i przez przełęcz Różaniec wpadała do rowu tektonicznego Nysy Kłodzkiej [Walczak 1960]. Ponadto, dwukrotna transgresja lądolodu Elstery (złodowacenie południowopolskie) i Solawy (środkowopolskie) jest widoczna w glinach zwałowych, madach, piaskach oraz żwirach okolic Kłodzka i Żelazna. Również w dolinie Ścinawki są obserwowane ropy, muły, piaski zastoiskowe oraz żwiry rzeczne będące wynikiem przeszłości geologicznej.

Podjęmowane próby usystematyzowania przyczyn zmian przebiegu procesów hydrologicznych w późnym holocenie pomijają często rolę lokalnych warunków geologicznych i morfologicznych. Wiadomo jednak, że warunki te mogą w sposób znaczący determinować współczesne procesy fluwialne [Wolman, Miller 1960; Knighton 1984].



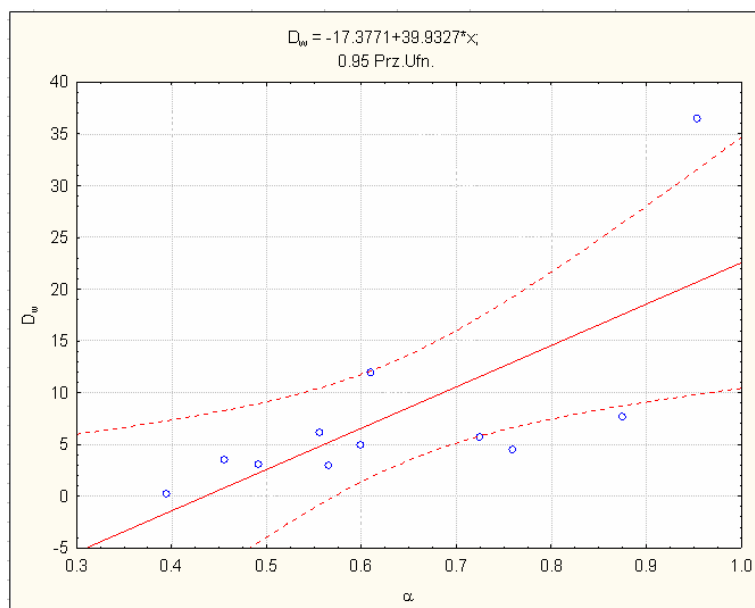
Rys. 43. Postać liniowa zależności wskaźnika suszy hydrologicznej (WSH_{95}) od wskaźnika podatności zlewni na suszę (ΔQ_B)

Fig. 43. Linear regression between hydrological drought index (WSH_{95}) on the level of extreme reliable hydrological drought value and index of river basin vulnerability to drought (ΔQ_B)

Szybkość szczyptywania się zasobów wód podziemnych wg modelu hybrydowego w postaci $D_w = 24,19\alpha^{3,3295}$ reprezentuje współczynnik recesji. Jego zmienność zależy od warunków panujących w zlewni. Informuje jak szybko dochodzi do ustabilizowania się przepływów na poziomie przepływu bazowego. Można więc założyć, że szybkość szczyptywania ma związek przyczynowy z pojawieniem się niedoboru przepływu w okresie niżówkowym w rzece. Niedobór przepływu wyrażony jako wartość względna, umożliwia porównanie jej dla różnych zlewni. Ocenę jakości tego modelu przeprowadzono analogicznie jak poprzedniego (wyniki tab. 14).

Tabela 14. Ocena zgodności modelu hybrydowego 2 $D_w = 24,19\alpha^{3,3295}$ z danymi empirycznymi
Table 14. Assessment of the compatibility of the hybrid model 2 $D_w = 24,19\alpha^{3,3295}$ with observed data

Postać liniowa	Wariancja składnika resztowego S_e^2	Odchylenie standardowe składnika resztowego S_e	Współczynnik zmienności resztowej V_e %	Współczynnik zbieżności ϕ^2	Współczynnik determinacji R^2	Średni błąd prognozy modelu
$D_w = 3,1859 + 3,3295\alpha$	0,411854	0,641759	8,054797	0,296917	0,6215	0,814
$D_w = 3,1859 + 3,3295\alpha$ bez wod. Tłumaczów	0,357115	0,597591	7,185954	0,179198	0,6737	0,73997



Rys. 44. Postać liniowa zależności względnego niedoboru przepływu D_w od współczynnika recesji α

Fig. 44. Linear regression between relative streamflow deficiency index D_w on recession coefficient α

Parametry oceny jakości badanych modeli hybrydowych wskazują na dobre dopasowanie danych obserwowanych z wyestymowanymi parametrami modelu.

Ocena ekstrapolacyjnych możliwości opracowanych modeli wykazała, że średnie błędy prognozy świadczą o możliwości wykorzystania tych modeli jako predykcyjnych. Warunkiem stosowania tych modeli jest pełne podobieństwo hydrologiczne zlewni. Modele te są modelami regionalnymi i mogą być stosowane tylko w podobnych warunkach fizjograficznych i klimatycznych zlewni.

8. SYNCHRONICZNOŚĆ KLIMATYCZNEGO BILANSU WODNEGO NA TLE WYSTĘPOWANIA NIŻÓWEK I SUSZ HYDROLOGICZNYCH

Susze hydrologiczne na ogół poprzedza susza atmosferyczna. Stan uwilgotnienia powietrza charakteryzuje klimatyczny bilans wodny (KBW), będący różnicą opadu i ewapotranspiracji potencjalnej, przyjmowany jako wskaźnik suszy atmosferycznej. W celu umożliwienia porównania w różnych regionach klimatycznych wprowadzono standaryzowany klimatyczny bilans wodny (KBW_s) w postaci:

$$KBW_s = \frac{KBW - \overline{KBW}}{\sigma_{KBW}},$$

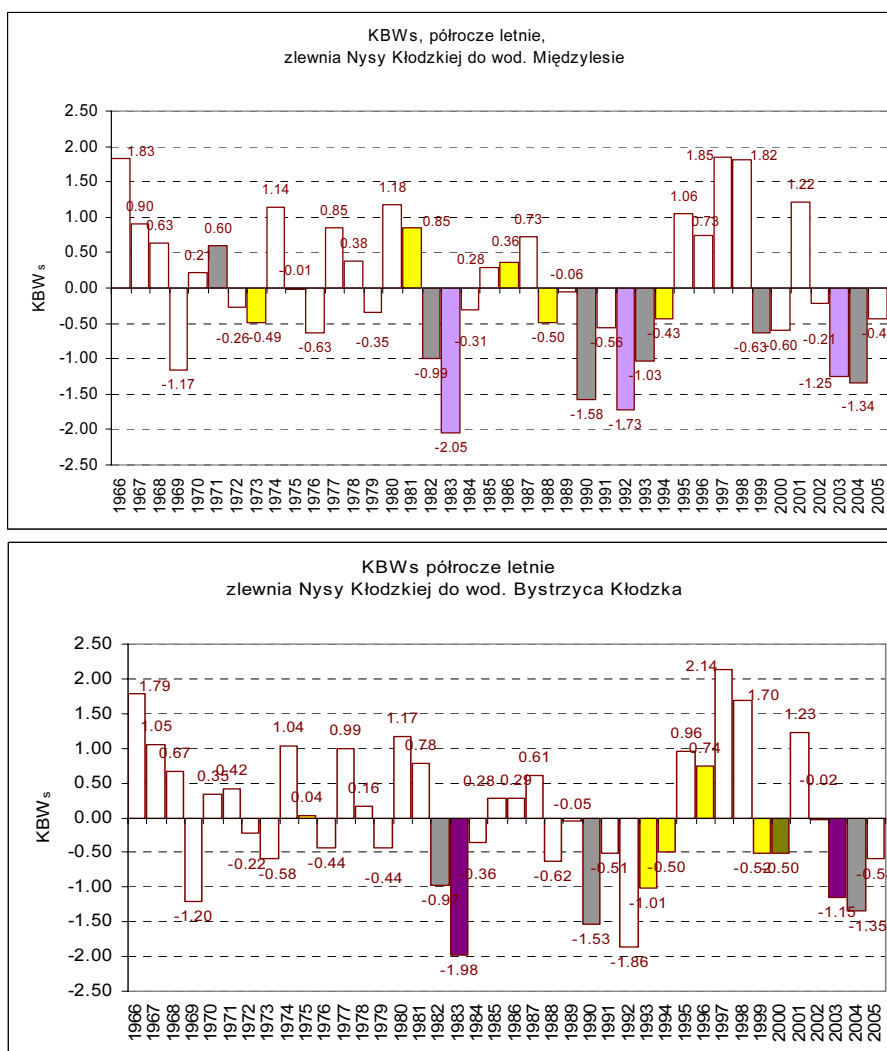
gdzie: KBW – klimatyczny bilans wodny w danym okresie [mm]; \overline{KBW} – średni z wielolecia klimatyczny bilans wodny w danym okresie [mm]; σ_{KBW} – odchylenie standardowe klimatycznego bilansu wodnego w danym okresie [mm].

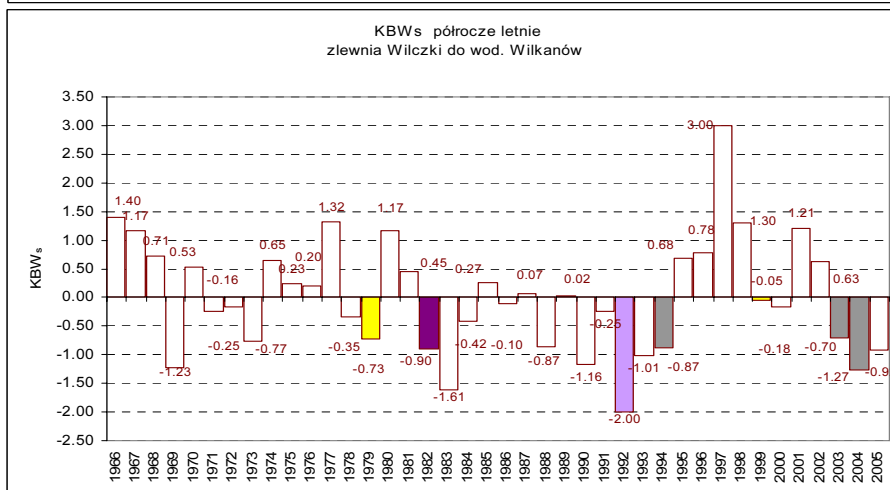
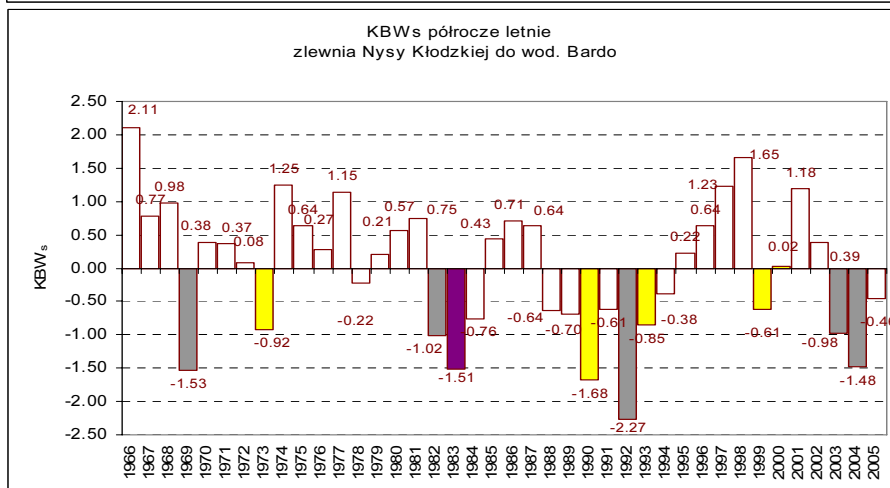
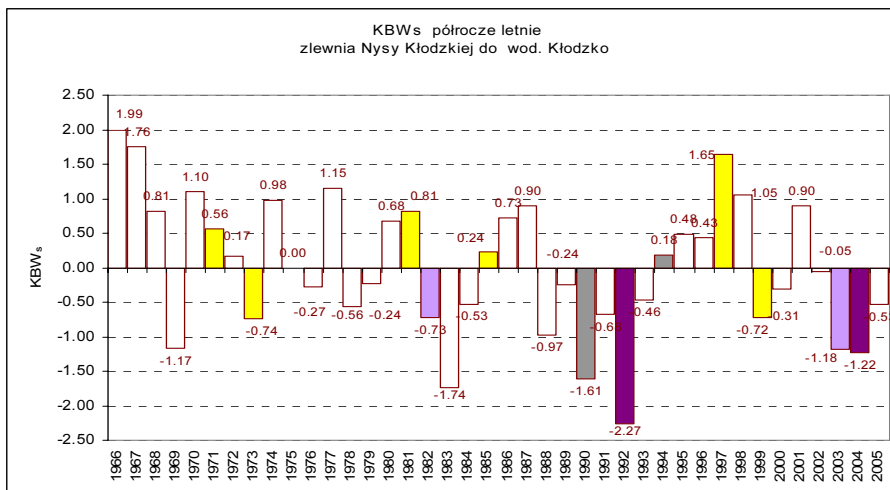
Standaryzowany klimatyczny bilans wodny (KBW_s) obliczono dla zlewni badawczych na podstawie danych z lat 1966-2005 z miesięcznym krokiem czasowym, w półroczu letnim. Ewapotranspiracja potencjalna została obliczona dla półroczia letniego od maja do października wg wzoru Penmana [Musiał, Gąsiorek 2003]. Podstawą wyznaczenia parowania potencjalnego są następujące czynniki meteorologiczne: (i) temperatura powietrza na poziomie pomiarowym 2 m nad powierzchnią parującą [$^{\circ}\text{C}$], (ii) prędkość wiatru na wysokości 2 m nad powierzchnią parującą [ms^{-1}], (iii) ciśnienie pary wodnej na poziomie pomiarowym 2 m nad powierzchnią parującą [hPa], (iv) usłonecznienie rzeczywiste [h].

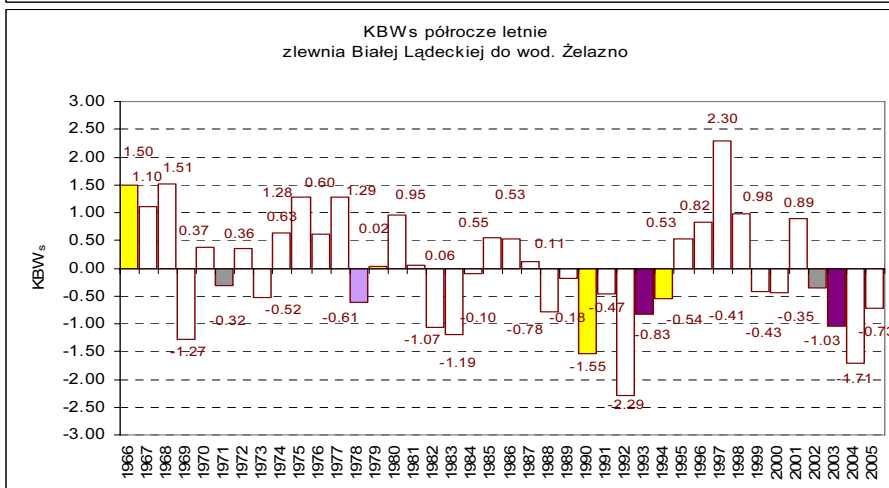
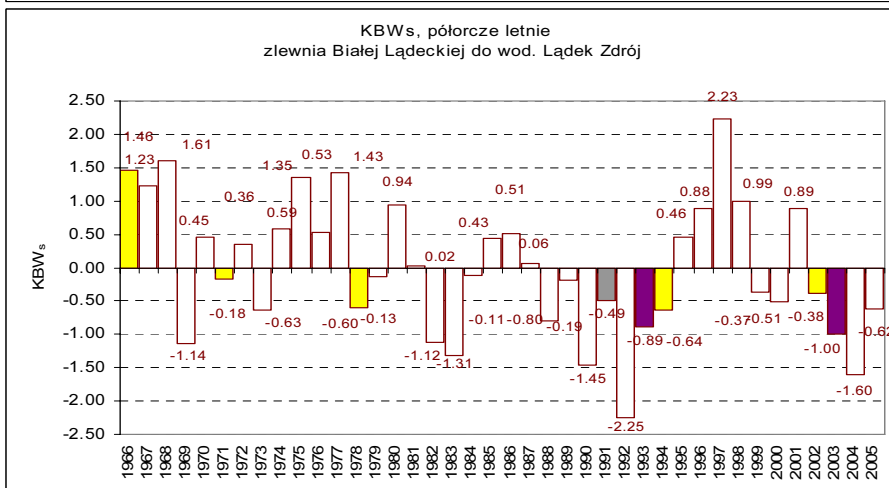
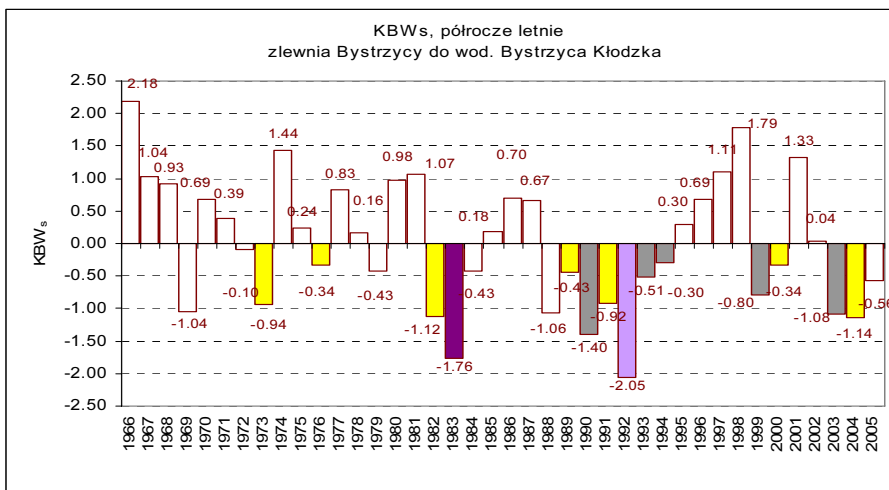
Średni opad dla zlewni określono na podstawie danych ze stacji opadowych (tab. 3) z wykorzystaniem metody odwrotnych odległości do przestrzennego rozkładu opadu. Zaletą tej metody jest ciągle pole rozkładu opadu [Gądek 2002].

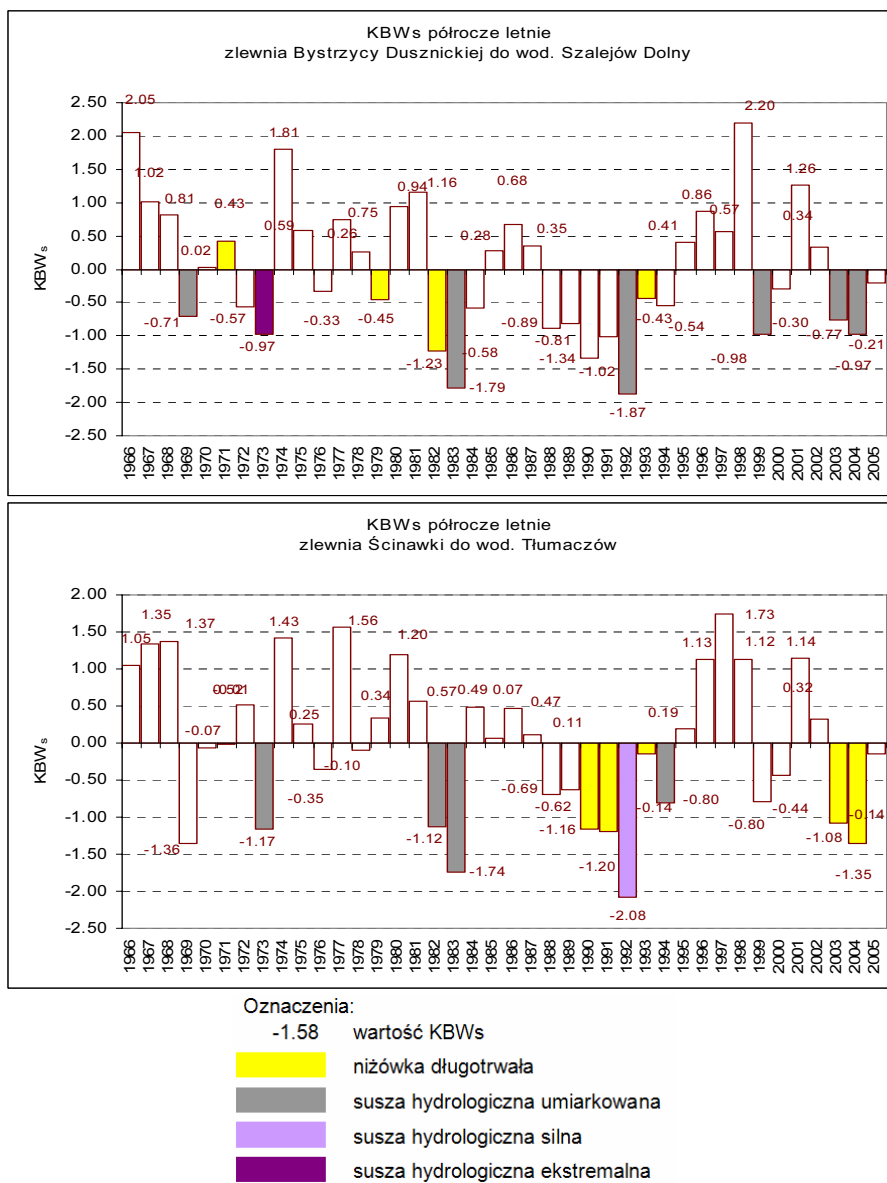
Terminy występowania niżówek długotrwałych i susz hydrologicznych porównano z KBW_s dla półrocza letniego. Wykresy na rys. 45 zawierają informacje o wartościach KBW_s w poszczególnych porach letnich w wieloleciu 1966-2005 oraz o terminach występowania niżówek długotrwałych i susz hydrologicznych, które zaznaczono na wykresie kolorami, zgodnie z przyjętą paletą, rys. 23.

Analiza załączonych wykresów wskazuje na jednoczesność występowania susz atmosferycznych oraz niżówek długotrwałych i susz hydrologicznych w badanych zlewniach dla większości przypadków. Badane zlewnie szybko reagują na spadek zasilania opadem atmosferycznym. Świadczy o tym również szybkość zanikania splotu powierzchniowego, którą wyraża parametr (T_1) określony na podstawie krzywych opadania (tab. 9z-17z Załącznik 1).





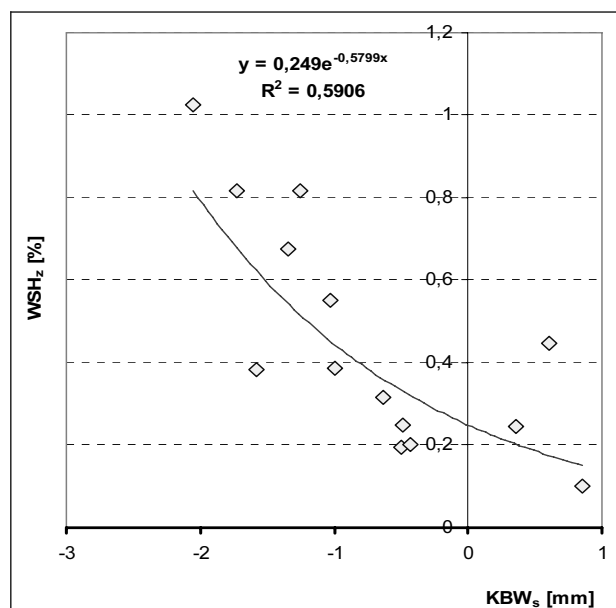




Rys. 45. Wartości KBW_s oraz terminy wystąpienia niżówek długotrwałych oraz susz hydrologicznych w półroczu letnim w latach 1966-2005

Fig. 45. CWB values and time occurrence of low flow and hydrological drought in warm half-year in multi-year period 1966-2005

Przykładową zależność znormalizowanego wskaźnika suszy hydrologicznej ($WSH_z = D \times T / D_{95} \times T_{95}$) i standaryzowanego klimatycznego bilansu wodnego (KBW_s) przedstawiono na rys. 46. Wartości współczynników korelacji dla pozostałych zlewni zestawiono w tab. 15.



Rys. 46. Zależność znormalizowanego wskaźnika suszy hydrologicznej (WSH_z) i standaryzowanego klimatycznego bilansu wodnego (KBW_s), zlewnia Nysy Kłodzkiej do wod. Międzyzlesie
 Fig. 46. Correlation between normalized index of hydrological drought (WSH_z) and index of standardized climatic water balance (KBW_s), Nysa Kłodzko River basin to Międzyzlesie gauge

Tabela 15. Zestawienie zależności znormalizowanego wskaźnika suszy hydrologicznej (WSH_z) i standaryzowanego klimatycznego bilansu wodnego (KBW_s) dla zlewni Nysy Kłodzkiej
 Table 15. Relationship between normalized index of hydrological drought (WSH_z) and index of standardized climatic water balance (KBW_s) in Nysa Kłodzka river basin

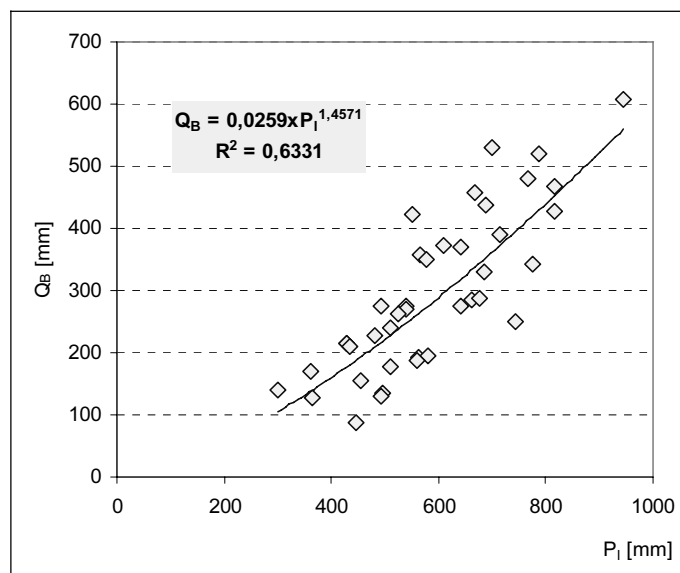
Rzeka	Wodowskaz	Równanie	Współczynnik korelacji
Nysa Kłodzka	Międzyzlesie	$WSH_z = 0,249 EXP^{-0,5799 KBW_s}$	0,749
	Bystrzyca Kłodzka	$WSH_z = 0,1729 EXP^{-0,7185 KBW_s}$	0,553
	Kłodzko	$WSH_z = 0,2935 EXP^{-0,6607 KBW_s}$	0,704
	Bardo	$WSH_z = 0,1561 EXP^{-0,6153 KBW_s}$	0,482
Wilczka	Wilkanów	$WSH_z = 0,224 EXP^{-0,6977 KBW_s}$	0,812
Bystrzyca	Bystrzyca Kłodzka	$WSH_z = 0,1624 EXP^{-0,7636 KBW_s}$	0,686
Biała Łądecka	Łądek Zdrój	$WSH_z = 0,259 EXP^{-0,8628 KBW_s}$	0,535
	Żelazno	$WSH_z = 0,0776 EXP^{-3,674 KBW_s}$	0,938
Bystrzyca Dusznicka	Szalejów Dolny	$WSH_z = 0,2638 EXP^{-0,2901 KBW_s}$	0,284
Ścinawka	Tłumaczów	$WSH_z = 0,1976 EXP^{-0,4848 KBW_s}$	0,635
	Gorzuchów	$WSH_z = 0,1051 EXP^{-0,1512 KBW_s}$	0,858

Otrzymane wartości współczynnika korelacji na ogół potwierdzają istotność związku, ale są zróżnicowane dla poszczególnych zlewni cząstkowych zamkniętych stacjami wodowskazowymi. Bardzo mocno skorelowane cechy w postaci znormalizowanego wskaźnika suszy hydrologicznej (WSH_s) i standaryzowanego klimatycznego bilansu wodnego (KBW_s) otrzymano dla zlewni Nysy Kłodzkiej do przekroju wodowskazowego w Międzylesiu i Kłodzku oraz dla zlewni Białej Łądeckiej do przekroju wodowskazowego w Żelaźnie. Słaba korelacja występuje w zlewni Bystrzycy Dusznickiej zamkniętej wodowskazem Szalejów Dolny. W pozostałych zlewniach występuje mocny związek tych cech.

8.1 Zależności parametrów modeli od cech klimatycznych zlewni

Z myślą o ocenie charakterystyk suszy hydrologicznej w zlewniach niekontrolowanych pod względem hydrologicznym opracowano zależność przepływu bazowego od czynników klimatycznych zlewni. Analiza wybranych parametrów modeli pozwoliła na ustalenie zależności przepływu bazowego (Q_B) dla poszczególnych lat w wieloleciu z sumą średniego opadu w zlewni dla półrocza letniego.

Przykładową zależność dla zlewni Białej Łądeckiej do przekroju wodowskazowego Łądek Zdrój przedstawiono na rys. 47, natomiast dla pozostałych zlewni współczynniki korelacji zamieszczono w tab. 16.



Rys. 47. Zależność przepływu bazowego (Q_B) od sumy opadu w sezonie letnim (P_I).

Fig. 47. Correlation between base flow (Q_B) and total precipitation in warm season (P_I)

Tabela 16. Zależności przepływu bazowego (Q_B) od sumy opadu dla okresu letniego (P_l) dla zlewni badawczych

Table 16. Relation between base flow (Q_B) and total precipitation for warm half-year (P_l) for re-search river basins

Rzeka	Wodowskaz	Zależność	Współczynnik korelacji
Nysa Kłodzka	Międzylesie	$Q_B = 0,00005P_l^{2,1936}$	0,557
	Bystrzyca Kłodzka	$Q_B = 0,0083P_l^{1,2756}$	0,568
	Kłodzko	$Q_B = 0,1444P_l^{1,1259}$	0,708
	Bardo	$Q_B = 0,0043P_l^{1,3122}$	0,677
Wilczka	Wilkanów	$Q_B = 0,008P_l^{1,8784}$	0,644
Bystrzyca	Bystrzyca Kłodzka	$Q_B = 0,0944P_l^{1,1072}$	0,564
Biała Łądecka	Łądek Zdrój	$Q_B = 0,0259P_l^{1,4571}$	0,821
	Żelazno	$Q_B = 0,019P_l^{1,4776}$	0,722
Bystrzyca Dusznicka	Szalejów Dolny	$Q_B = 0,0022P_l^{1,7399}$	0,704
Ścinawka	Tłumaczów	$Q_B = 0,0009P_l^{3,7844}$	0,799
	Gorzuchów	$Q_B = 0,0005P_l^{1,972}$	0,773

Otrzymane wartości współczynnika korelacji potwierdzają istotność związku. Przepływ bazowy (Q_B) i suma opadu w sezonie letnim (P_l) są bardzo mocno skorelowane dla 6 zlewni cząstkowych zamkniętych wodowskazami w Kłodzku, Łądku Zdroju, Żelaznie, Szalejowie Dolnym oraz Tłumaczowie i Gorzuchowie. W pozostałych badanych przekrojach wartość współczynnika korelacji świadczy o mocnym związku korelacji tych cech.

9. PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Pojawianie się suszy jest charakterystyczną cechą klimatu Polski. W naszych warunkach klimatycznych susza trwa zwykle przez wiele tygodni i obejmuje swym zasięgiem znaczne obszary kraju, powodując straty gospodarcze i społeczne. Susza różni się od innych zjawisk hydrologicznych i meteorologicznych zarówno zasięgiem czasowym i przestrzennym, jak i wpływem na pozostałe dziedziny. Nawet, jeśli ich bezpośredni negatywny wpływ jest niewielki lub o nieznacznym zasięgu, to obserwowany wpływ pośredni w różnych dziedzinach może być znaczny i długotrwały. Oddziaływanie na środowisko oraz gospodarkę i społeczeństwo powoduje, że coraz więcej prac badawczych i wdrożeniowych jest poświęconych zagadnieniom występowania susz, ocenie ryzyka wystąpienia susz oraz ich monitorowaniu i prognozowaniu.

Studia literaturowe wskazują, że susze hydrologiczne najczęściej utożsamiane są z okresami niżówkowymi w rzekach. Jedynie Zielińska [1963] scharakteryzowała niżówkę tzw. współczynnikiem niżówkowym, który – jako iloczyn czasu trwania niżówki i najniższego przepływu niżówki – dawał jednak znacznie zawyżone wartości oszacowania wielkości niedoboru przepływu.

Przedkładana rozprawa ma przede wszystkim charakter metodyczny. Wyznaczenie wskaźnika suszy hydrologicznej wymagało zdefiniowania suszy hydrologicznej oraz opracowania metody ich wydzielenia ze zbioru obserwowanych niżówek, co zostało zrealizowane dzięki podjętym badaniom.

Jako wskaźnik suszy hydrologicznej (*WSH*) wprowadzono iloczyn niedoboru przepływu niżówki i czasu jej trwania ($D_i \times T_i$), który charakteryzuje natężenie zjawiska. Dla niżówki maksymalnej przyjmuje on wartość największą. Ponadto, wprowadzono pojęcie „wiarygodna ekstremalna susza hydrologiczna”, którą opisano wskaźnikiem suszy hydrologicznej będącym iloczynem niedoboru przepływu niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 95% oraz czasu trwania niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 95% ($WSH_{95} = D_{95} \times T_{95}$). Wiarygodna ekstremalna susza hydrologiczna jest to susza, która z punktu widzenia procesu i sekwencji zachodzących zdarzeń jest realna, co potwierdza częstość jej występowania w badanych zlewniach na poziomie jeden lub dwa razy w ciągu badanego czterdziestolecia 1966-2005.

Z badań przeprowadzonych w pracy wynikają następujące wnioski:

1. Opis niżówek modelem probabilistycznym i modelem deterministycznym pozwolił na stworzenie całościowego podejścia hybrydowego statystyczno-deterministycznego. W ten sposób ujęty został zarówno opis przyczynaskutek (model deterministyczny, który uwzględnia dynamikę procesu szczyrpywania zasobów wód podziemnych w okresach niżówkowych), jak i losowość zjawiska niżówek (model probabilistyczny).
2. Klasyfikacja niżówek przeprowadzona metodą kartogramu złożonego pozwoliła na separację zbioru niżówek na 5 klas, tj.
 - (i) niżówka krótkotrwała,
 - (ii) niżówka długotrwała,
 - (iii) susza hydrologiczna umiarkowana,
 - (iv) susza hydrologiczna silna,
 - (v) susza hydrologiczna ekstremalna.

W klasie niżówki krótkotrwałej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie niedoboru przepływu mniejszym lub równym ($D_{50\%}$) oraz czasie trwania do 30 dni. W klasie niżówki długotrwałej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru do ($D_{80\%}$) oraz czasie trwania do 90 dni. W klasie suszy hydrologicznej umiarkowanej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru do ($D_{90\%}$) oraz czasie trwania do 120 dni. W klasie suszy hydrologicznej silnej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru do ($D_{95\%}$) oraz czasie trwania do 180 dni, natomiast w klasie suszy hydrologicznej ekstremalnej grupują się niżówki o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia niedoboru wyższym niż ($D_{95\%}$) oraz czasie trwania dłuższym niż 180 dni.
3. Opracowane modele hybrydowe mogą być wykorzystane do oceny podatności zlewni niekontrolowanych na pojawianie się susz hydrologicznych.
4. Ustalona zależność wskaźnika suszy hydrologicznej (WSH_{95}) określonego dla wartości wiarygodnej ekstremalnej suszy hydrologicznej od potencjału zasilania podziemnego ($\Delta Q_B = Q_{Bmax} - Q_{Bmin}$) stanowi podstawę do określenia wielkości potencjalnego zasilania podziemnego, przy którym dochodzi do wystąpienia wiarygodnej ekstremalnej suszy hydrologicznej.
5. Zależność względnego niedoboru przepływu (D_w) od współczynnika recesji (α) z krzywej wysychania wyraża podatność zlewni na występowanie niżówek i susz hydrologicznych.
6. Zależność prawdopodobieństwa wystąpienia objętości niedoboru przepływu większej od zera ($ppD > 0$) od retencji strefy aktywnej wymiany dynamicznych wód podziemnych (R_{SAWDWP}) pozwala na dokonanie podziału na zlewnie o niskiej i wysokiej podatności na występowanie niżówek i susz hydrologicznych.
7. Stwierdzono synchroniczność terminów występowania niżówek długotrwałych i susz hydrologicznych oraz susz atmosferycznych ocenionych na podstawie wskaźnika standaryzowanego klimatycznego bilansu wodnego dla półrocza letniego w badanych zlewniach.

8. Ustalone zależności *WSH* i *KBW* dają możliwość połączenia oceny suszy atmosferycznej i hydrologicznej.
9. Modele hybrydowe zostały opracowane również dla nizinnej zlewni Proсны. Jakość otrzymanych modeli została oceniona na podstawie współczynnika determinacji. Jego wartość świadczy o silnym związku. Przeznaczenie tych modeli jest więc takie jak w przypadku zlewni Nysy Kłodzkiej. Stosowalność ich odnosi się tylko do zlewni o pełnym podobieństwie hydrologicznym.

Uzyskane wyniki badań skłaniają do sformułowania dalszych kierunków badań nad zagadnieniem suszy hydrologicznej:

- badanie procesów prowadzących do rozwoju suszy, w tym susz w okresie zimowym,
- badanie procesu rozwoju suszy od atmosferycznej do hydrologicznej, ich zasięg przestrzenny oraz czasowy,
- połączenie typów cyrkulacji z niżówkami i suszami hydrologicznymi,
- badanie rozwoju suszy hydrologicznej w kilku przekrojach tworzących profil podłużny rzeki,
- system monitoringu na potrzeby prognozy suszy w czasie rzeczywistym,
- wpływ zmienności klimatycznej, zmian w zagospodarowaniu przestrzennym oraz działalności człowieka na częstość występowania niżówek i susz hydrologicznych.

Biorąc pod uwagę wszystkie wyżej wymienione postulaty (wnioski) opracowana metoda oceny suszy hydrologicznej powinna być przeprowadzona dla wszystkich stacji wodowskazowych, dla których są przygotowywane prognozy hydrologiczne.

LOW FLOW AS AN INDICATOR OF HYDROLOGICAL DROUGHT

Summary

The occurrence of drought is one of the characteristic features of Polish climate. In this country, drought usually lasts for many weeks and covers considerable area causing economic and social losses. Drought differs from other hydrological and meteorological phenomena not only in time and spatial range but the influence it has on the remaining fields as well. Even if droughts' direct, negative impact is slight or has unsubstantial scope, the observed indirect impact on various fields may be significant and long-lasting.

Due to the influence drought has on environment, economy and society, more, and more research and implementation works are devoted to issues concerning its occurrence, risk assessment, monitoring and forecasting.

Literature indicates that hydrological droughts are most often associated with low flow periods on rivers. Only Zielińska (1963) characterizes low flow with so called low flow module, which is the product of duration of low flow and the lowest base flow which gives considerably overestimated values of base flow volume.

The dissertation has a methodical nature. Defining hydrological drought index required both formulating a definition of hydrological drought and methods for their divestment from the set of observed low flows which has been achieved through the undertaken research.

In presented thesis product ($D_i \times T_i$) is used as a hydrological drought index (WSH). It characterizes phenomenon intensity. For maximum low flow it has the maximum value. What is more, the term 'extreme hydrological drought likelihood' is introduced and described as hydrological drought index ($WSH_{95} = D_{95} \times T_{95}$) that is the product of stream-flow deficiency with a 95% probability of non-exceedance and the duration of low flow with a 95% probability of non-exceedance. Extreme drought likelihood is defined as a drought which is real in terms of physics and sequence of occurring events which is confirmed by its frequency of occurrence in researched river basins at the level once or twice during the researched forty years (1966-2005).

On the basis of the analyses carried out in this work, the following conclusions can be drawn:

1. By characterizing low-flow in terms of probabilistic and deterministic models, which in turn form the hybrid statistical-deterministic approach, both a description of the cause-effect (deterministic model) and random phenomena of low-flow (probabilistic model) is included.
2. Due to the analysis of drought index combined with the method of complex cartogram droughts can be divided into 5 classes, that is (i) short-term low flow, (ii) long-

term low flow, (iii) moderate hydrological drought, (iv) severe hydrological drought, (v) extreme hydrological drought.

Short-term low flow class comprises of low flows with the streamflow deficiency lower or equal to $D_{50\%}$ and duration to 30 days. Long-term low flow class comprises of low flows with the non-exceedance probability to $D_{80\%}$ and duration to 30 days. Moderate hydrological drought class comprises of low flows with non-exceedance probability to $D_{90\%}$ and duration to 120 days. Strong hydrological drought class comprises of low flows with non-exceedance probability to $D_{95\%}$ and duration to 180 days whereas extreme low flow hydrological drought class comprises of low flows with non-exceedance higher than $D_{95\%}$ and duration which is no longer than 180 days.

3. Elaborated hybrid models may be used for the evaluation of vulnerability of ungauged river basins to the occurrence of droughts.
4. Determined dependence of hydrological drought index (WSH_{95}) specified for extreme hydrological drought likelihood from the potential of groundwater recharge ($\Delta Q_B = Q_{Bmax} - Q_{Bmin}$) provides the basis for determining the magnitude of the potential power of groundwater recharge, at which there is occurrence of extreme hydrological drought.
5. The interdependence between the relative streamflow deficiency (D_w) and recession rate (α) from the recession curve indicates the susceptibility of river basins to the occurrence of low flows and hydrological droughts.
6. The interdependence between the probability of the occurrence of streamflow volume deficit higher than zero ($ppD > 0$) and active retention of dynamic exchange of groundwater (R_{SAWDWP}) enables to divide river basins of low and high susceptibility to the low flow and hydrological droughts occurrence.
7. In researched river basins simultaneous occurrence of low-flow long periods of drought and hydrological drought were judged on the basis of the ratio of standardized climatic water balance for the summer semester.
8. The determined correlation between WSH and KBW gives the opportunity to join the evaluation of atmospheric and hydrological drought.
9. Hybrid models were also elaborated for lowland Prosno river basin. The quality of achieved models was evaluated on the basis of determination coefficient. Its value indicates a strong relation. Therefore, the use of the models is similar to the case of Nysa Kłodzka river basin. The applicability of the models applies only to river basins which are characterized by high hydrological similarity.

The obtained research outcomes incline to formulate further directions of the study on the issue of hydrological drought:

- underlying hydrological processes generating droughts, including droughts in winter time,
- examination of the process of drought development from atmospheric to hydrological one, its time and spatial scope,
- combining atmospheric circulation pattern with low flows and hydrological droughts,
- examination of drought development along the river,
- near-real time drought monitoring system,
- the influence of climate variability, changes in spatial planning and human activity on the frequency of low flow and hydrological occurrence of droughts.

LITERATURA

- Allen R.G., Pereira L.S., Smith M., 1998. Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrig. Drain. Paper no 56. Rome: FAO 300 s.
- AR4, 2007. <http://www.ipcc-wg1.unibe.ch/publications>
- Atlas Śląska Dolnego i Opolskiego, 1997. Wyd. Uniw. Wrocław., Pracownia Atlasu Dolnego Śląska, Wrocław.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 2008. Hydrologia ogólna, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Balco M., 1975. Zavislost minimlanych prietokov od nadmorskej vysky Uzemia Slovenska. Vodohosp. Cas, 24, 3 s. 227-244.
- Baranowski D., 2001. Zróźnicowanie warunków atmosferycznych w Polsce w zależności od typów cyrkulacji, praca doktorska na Wydz. Geogr. i Stud. Reg. Uniw. Warszawski, Warszawa.
- Barnes B.S., 1939. The structure of discharge recession curve. Trans. Am. Geophys. Union 20, s. 721-725.
- Bartnik A., 2005. Odpylyw niski w Polsce. Acta Geogra. Lodz., 91, 95 s.
- Bąk B., Łabędzki L. 2002. Assessing drought severity with the relative precipitation index (*RPI*) and the standardised precipitation index (*SPI*). Journal of Water and Land Development. 6, 89-105.
- Beran M., Rodier J.A., 1985. Hydrological Aspects of Drought. Studies and Reports in Hydrology n. 39, UNESCO-WMO, Paris.
- Beven K.J., 2002. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. Hydrological Processes, 16, 2, 189-206.
- Bloeschl G., 1996. Scaling in hydrology. Hydrological Processes, 15, 4, 709-711.
- Bobiński E., Meyer W., 1992a. Susza hydrologiczna w Polsce w latach 1989-1992 na tle wielolecia 1982-1992. Gosp. Wod. Nr 12, s. 267-277.
- Bobiński E., Meyer W., 1992b. Susza w Polsce w latach 1982-1992. Ocena hydrologiczna. Wiadomości IMGW t. XV z. 4 s. 3-23.
- Boussinesq J., 1877. Esai sur la theories des eaux courantes. Memoires presentes par divers savants a l'Academie des Sciences de l'Institut National de France, T. XXIII, No 1, W: Brodie, Hostetler, 2005.
- Boussinesq J., 1904. Recherches theoretique sur l'ecoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le debit des sources. J. Math. Pure Appl. 10 (5 Ssries), 5-78, W: Brodie, Hostetler, 2005
- Brandyk T., 1990. Podstawy regulowania uwilgotnienia gleb dolinowych. SGGW, Warszawa, Rozpr. Nauk., Monogr.. 120 s.
- Bras R.L., Rodriguez-Iturbe I., 1985. Random Functions and Hydrology. Addison-Wesley: Reading
- Brodie R.S., Hostetler S., 2005. A review of techniques for analysing base-flow from stream hydrographs. Proceedings of the NZHS-IAH-NZSSS 2005 Conference, 28 Nov-2 Dec, 2005, Auckland, New Zealand.
- Brubaker K.L., Entekhabi D., Eagleson P.S., 1994. Atmospheric Water Vapor Transport and Continental Hydrology over the Americas. Journal of Hydrology, 155, 407-428.
- Brutsaert W., 1994. The unit response of groundwater outflow from a hillslope, Water Resour. Res., 30, s. 2759-2763.
- Brutsaert W, Nieber JL, 1977. Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. Water Resources Research 13(3): 637-643

- Byczkowski A., 1996. *Hydrologia*. Wyd. SGGW Warszawa.
- Chang M., Boyer D.G., 1977. Estimates of low flows using watershed and climatic parameters. *Water Resour. Res.* 13(6), 997-1001.
- Chow, V.T., Maidment D.R., Mays L.W., 1988. *Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York, NY.
- Cieciura M., Zacharski J., 2007. *Metody probabilistyczne w ujęciu praktycznym*, Warszawa.
- Ciepielowski A., 1999. *Podstawy gospodarowania wodą*. Wydawnictwo SGGW. Warszawa.
- Clausen B., Pearson C.P., 1995. Regional frequency analysis of annual maximum streamflow drought. *J. Hydrology*, 173. s. 111-130.
- Coles S., 2001. *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*, Springer.
- Coutagne A., 1948. *Meteorologie et hydrologie. Etude generale des debits et des facteurs qui les conditionnent*. La Houille Blanche, s. 416-436, W: W: Brodie, Hostetler, 2005.
- Cramer H., Leadbetter MR., 1967. *Stationary and Related Stochastic Processes: Sample Function Properties and their Applications*. Wiley, New York.
- Cymerman Z., 1996. *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski, PIG*, Warszawa.
- Czamara W., Jakubowski W., Radezki L. 1997. Probabilistic Analysis of extreme low flows in selected catchments in Poland. In: *FRIEND'97 – Regional Hydrology: Concepts and Models for Suitable Water Resources Management* (ed. by Gustard A., Blazkova S., Brilly M., Demuth S., Dixon J., van Lannen H., Llasat C., Mkhani S., Servat E.), IAHS Publ. no. 246, s. 159-168.
- Czarnecka H. (red.), 2005. *Atlas podziału hydrograficznego Polski*, Warszawa.
- Czebotariw A.I., 1955. *Gidrologija suszy. Gidrometeorologičeskoje izdatielstwo*. Leningrad.
- Demuth S., 1989. Application of the west German IHP Recommendations for the analysis of data from small research basins. *FRIENDS in hydrology*, IAHS Publications No. 187, s. 47-60.
- Demuth S., 1994. Regionalization of low flows using a multiple regression approach – a review. *Proceeding of the 17th Conference of Danube countries*, Budapest, vol. 1, s. 115-122.
- Demuth S., Heinrich B., 1997. Temporal and spatial behavior of drought in south Germany. W: *FRIEND'97 – Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management* (ed. Gusratd A., Blazkova M., Brilly S., Demuth S., Dixon H., van Lannen H., Llasat C., Mkhani S., Servat E.), IAHS Publ. no 246, s. 151-157.
- Dębski K., 1953. Rozważania na temat metod przewidywania suszy, *Przegląd Meteorologiczny i Hydrologiczny*, R. 5, z. 3/4.
- Dębski K., 1955, 1959. *Hydrologia kontynentalna, cz. I i II, Instr. i Podręczniki PIHM*, Warszawa.
- Dębski K., 1970. *Hydrologia*, Dział Wydawnictwa SGGW, Warszawa.
- Dingman, S.L., 1994. *Physical Hydrology*, Prentice Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ.
- Doorenbos J., Pruitt W.O., 1977. *Guidelines for predicting crop water requirements*, FAO Irrig. Drain, Paper no 52, Rome: FAO, 156 s.
- Dracup J.A., Lee K.S., Paulson E.G., 1980. On the definition of droughts. *Water Resources Research* 16(2), pp. 297-302.
- Dracup J.A., 1991. Drought Monitoring, *Stochastic Hydrol. Hydraul.* 5 (1991) s. 261-266.
- Drogue C., 1972. Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. *J. Hydrol.* 15, s. 49-68
- Drwal J., 1985. Jeziora w egzoreicznych systemach pojezierzy młodoglacjalnych. *Zesz. Nauk. Wyd. Biol. Geogr. i Ocean. UG, ser. Geografia*, 14: s. 7-15.
- Dubicki A. (red.), 2002. *Zasoby wodne w dorzeczu górnej i środkowej Odry w warunkach suszy*. Wyd. IMGW, S. Atlasy i Monografie, Warszawa
- Dubicki A., Mordalska H., Tokarczyk T., Jaśniewicz E., Głowicki B., 2004. Water resources formation and their quality during drought of 2003, UFZ-Bericht nr 18/2004, 11th Magdeburg Seminar on Waters in Central and Eastern Europe: Assessment, Protection, Management, s. 49, Leipzig.
- Dyck S., 1983. Overview on the Present Status of the Concepts of Water Balance Models, *New Approaches in Water Balance Computations (Proc. of the Hamburg Workshop)*, IAHS Publ. No. 148.
- Dynowska I., 1971. Typy reżimów rzecznych w Polsce. *Zesz. Nauk. UJ, Pr. Inst. Geogr.*, s. 28-155.
- Dynowska I., Tłałka A., 1982. *Hydrografia*, PWN, Warszawa.
- Eagleson P.S., 1978. *Hydrologia dynamiczna*. Wyd. PWN, Warszawa.

- Fabiszewski J. (red.), 2003. Przyroda Dolnego Śląska. Wyd. Ossolineum, Wrocław, 20 s.
- Falkenmark M., Chapman T., 1989. Comparative Hydrology. An Ecological Approach to Land and Water Resources, UNESCO, Paris.
- Farat R. i in., 1995. Susze na obszarze Polski w latach 1951-1990, Materiały Badawcze, Seria Gospodarka Wodna i Ochrona Wód – 16, IMGW, Warszawa.
- Farat R., Kasprowicz T., Pijewska I., 2007. Określenie charakteru współczesnej zmienności klimatu Polski w oparciu o maksymalnie długie, sięgające połowy XIX wieku, jednorodne serie pomiarów instrumentalnych, Grant IMGW DS.-K2.7, mat. własne IMGW, Poznań.
- Feddes R., Kowalik P., Zaradny H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. Simul. Monogr. Wageningen: PUDOC, s. 189.
- Feddes R., Lenselink K., 1994. Evapotranspiration. W: Drainage principles and applications. Pr. Zbior. Red. H.P. Ritzema. ILRI Publ. no 16 s. 145-173.
- Fisz M., 1969. Rachunek prawdopodobieństwa i statystyka matematyczna, PWN, Warszawa.
- Fleig A.K., Tallaksen L.M., Hisdal H., 2006. IAHS Publication 308, Wallingford UK, s. 169-175.
- Florek K., Łukaszewicz J., Perkal J., Steinhaus H., Zubrzycki S., 1951. Taksonomia Wrocławska. Przegląd Antropolog., t. 17, 193-211.
- Forkasiewicz J., Paloc H., 1967. Le régime de tarissement de la Foux de la Vis (Gard-France). Etude préliminaire. In: Proc Hydrol. des Roches Fissurées, Dubrovnik s. 213-226.
- Gądek W., 2002. Matematyczny model odpływu ze zlewni z zastosowaniem zdekomponowanej przestrzennie siatki obliczeniowej. Zesz. Nauk. Polit. Krak., s. Inżynieria Środowiska, nr 49.
- Gburek U.J., 1971. Discussion of hydrologic consequences of rainfall augmentation, ASCE J. of Hydraulic Division. Vol. 97, HY12, 2114-2115.
- Girguś R., Strupczewski W., 1965. Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI. WKiŁ, Warszawa.
- Głowicki B., 1999. Ocena reprezentatywności sieci pomiarów opadu w Sudetach. Sprawozdanie z prac w 1999 roku. W: Temat M-11: Modernizacja systemu obserwacyjno-pomiarowego, gromadzenia, opracowywania i upowszechniania danych meteorologicznych, maszynopis IMGW.
- Grabiński T., Wydymus S., Zeliaś A. 1989. Metody taksonomii numerycznej w modelowaniu zjawisk społeczno-gospodarczych, PWN, Warszawa.
- Gumiński R., 1951: Izanomale rocznych sum opadów na terenie Wielkopolski i Pojezierza Pomorskiego. Przegląd Met. i Hydrol. Rocznik 1950-1951.
- Gustard A., Gross R., 1989. Low Flow Regimes of Northern and Western Europe. W: FRIENDS in Hydrology (ed. Roald L., Nordseth K., Hassel K.A.), IAHS Publ. No 187, s. 205-212.
- Gustard A., Roald L.A., Demuth S., Lumadjeng H.S., Gross R., 1989. Flow Regimes From Experimental and Network Data (FRIEND), 2 volumes, Vol. 1 Hydrological Studies. UNESCO IHP III, Project 6.1, Institut of Hydrology, Wallingford, UK.
- Gutry-Korycka M., 1999. Zlewnia jako system dynamiczny. [W:] Interdyscyplinarność w badaniach dorzecza, W. Chełmicki, J. Pociask-Karteczka (red.) IGUJ, Kraków s. 33-54..
- Gutry-Korycka M., 2001. Rola skali w geoekosystemach. [W:] Funkcjonowanie geoekosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych – monitoring, ochrona, edukacja. A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.) 157-176. Stow. Geomorfologów Polskich, Poznań.
- Hirschboeck K.K., 1988. Flood Hydroclimatology. W: Flood Geomorfology (ed. V.R. Baker, R.C. Kochel & P.C. Patton), Wiley, s. 27-49.
- Hisdal H., Stahl K., Tallaksen L.M., Demth S., 2001. Have streamflow droughts in Europe become more severe or frequent? Int. J. Climatol. 21, 317-333.
- Hisdal H., Tallaksen L.M., 2003. Estimation of regional meteorological and hydrological drought characteristics. J. Hydrol. 281(3), 230-247.
- Horton R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. AGU, 14th Ann. Mtg. s. 446-460.
- Hudson H.E., Hazen R., 1964. Droughts and low streamflow. W: Handbook of Applied Hydrology, Sec. 18, ed. Chow V. T., McGraw-Hill, New York.
- Inglot S., 1964. Historyczne aspekty zjawisk klimatyczno-meteorologicznych na Śląsku od XVI-XIX wieku. Spraw. Wrocław. Tow. Nauk., Ser. A, Nr 17, Wrocław.

- IWMI, 2009. Terms and Definitions of Drought. Drought Information Center, www.iwmi.cgiar.org/drw/info
- Jakubowski W., 1997: Rozkłady niżówki – program komputerowy.
- Jakubowski W., 2003. Guide and computer program NIZOWKA. Mathematic Division, Agricultural University, Wrocław.
- Jakubowski W., Radczuk L., 2004. Niżówka 2003 software. In: Tallaksen L.M. & van Lanen H.A.J. eds. Hydrological Drought – Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater, Developments in Water Science, 48. Amsterdam, Elsevier Science B.V.
- Jakubowski W., Tokarczyk T., 2007. The maximum low flow parameters depending on assumed threshold level, poster, XXIV Conference "General Assembly Earth, Our Changing Planet", <http://www.iugg2007perugia.it/webbook/>, Perugia.
- Jakubowski W., Tokarczyk T., 2008. Czasowa zmienność intensywności niżówek w zlewni Nysy Kłodzkiej. W: Meteorologia, Hydrologia, Ochrona Środowiska – kierunki badań i problemy (red. A. Dubicki). IMGW, Warszawa. s. Monografie.
- Jokiel P., 1987. Proces wysychania zlewni i jego fizjograficzne uwarunkowania. Acta Geogr. Lodz., 56: 134 s.
- Jokiel P., 1994. Zasoby, odnawialność i odpływ wód podziemnych strefy aktywnej wymiany w Polsce. Acta Geogr. Lodz., 66-67: 236 s.
- Kaczmarek Z., 1963. Podstawy gospodarki zbiornikowej, Arch. Hydrot., X, 1.
- Kaczmarek Z. 1970. Metody statystyczne w hydrologii i meteorologii, WKiŁ, Warszawa.
- Kaczmarek Z. (red.), 1996. Wpływ niestacjonarności globalnych procesów geofizycznych na zasoby wodne Polski. Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN, Oficyna Wyd. Politechniki Warszawskiej, z. 12.
- Kaczorowska Z., 1962. Najsuchsze i najwilgotniejsze pory roku w Polsce w okresie 1900-1959, Przegląd Geofiz., z. 3.
- Kalbus E., Reinstorf F., Schirmer M., 2006. Measuring methods for groundwater, surface water and their interaction: a review. Publ. Hydrology and Earth System Sciences Discussions, www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/3/1809/2006/.
- Kasprzyk A., 1998. Fizycznogeograficzne uwarunkowania susz hydrologicznych w Polsce. Rozprawa doktorska, UW, Kielce.
- Keyantash J., Dracup J. A. 2002. The quantification of Drought: An Evaluation of Drought Indices. American Meteorological Society, August, s. 1167-1180.
- Kiciński T., 1963. Udział wód gruntowych w odpływie całkowitym rzek, Gosp. Wod.
- Kjeldsen T.R., Lundorf A., Rosbjerg D., 2000. Use of two-component exponential distribution in partial duration modelling of hydrological droughts in Zimbabwean rivers. Hydrolog. Sci. 45(2), s. 285-298.
- Klemes V., 1987. One hundred Years of Applied Storage Reservoir Theory, Water Res. Manag. 1, 159-175.
- Knighton D., 1984. Fluvial forms and processes. Edward Arnold, London.
- Knisel W.G., 1963. Baseflow recession analysis for comparison of drainage basins and geology. Journal of Geophysical Research 68, 12.
- Kocimowski K., Kwiatek J., 1977. Wykresy i mapy statystyczne. GUS, Warszawa
- Kolago C. (red), 1987. Mapy hydrogeologiczne Polski 1: 200 000. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Kondracki J., 2002. Geografia regionalna Polski. Wyd. PWN, Warszawa.
- Korohoda W., 1985. Pobieranie i transport wody u roślin. W: Fizjologia roślin (red. J. Zurzycki, M., Michniewicz), s. 410-428, PWRiL, Warszawa
- Korzun V.I. et al, 1978. World water balance and water resources of the earth, UNESCO, Paris.
- Kosiba A., 1952. Wstęp do klimatologii Polski. Wrocław.
- Kożuchowski K., 1994. Temperatura powietrza i typy cyrkulacji w Polsce na tle charakterystyk ogólnej cyrkulacji atmosfery. W: Współczesne zmiany klimatyczne – klimat Polski i Morza Bałtyckiego na tle zmian globalnych, red. K. Kożuchowski, Uniw. Szczeciński, Rozprawy i Studia, T. 152 s. 47-71.
- Kucharska K., Tyszka J., 1984. Niektóre aspekty kształtowania się współczynników odpływu w zależności od lesistości małych zlewni nizinnych. Mat. Ogólnopolskiego Symp. Nauk. „Problema-

- tyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych”, 27-29 września 1984, Wrocław s. 122-125.
- Kupczyk E., Kasprzyk A., Radczuk L., 1998. Seasonal and spatial variability of drought occurrence in Poland, Low Flow Expert Meeting, Yugoslavia.
- Kupczyk E., Kasprzyk A., Strzałkowski K., Sztuchman J., 1998. Application of spine functions method to streamflow recession curve analysis. Mat. Konf., Belgrad.
- Laaha G., 2002. Modelling summer and winter droughts as a basis for estimating river low flows. In: FRIEND 2002 – Regional Hydrology: bridging the Gap between Research and practice (ed. Van Lannen H., Demuth S.), IAHS Publ. no. 274, s. 289-295.
- Lambor J., 1962. Metody prognoz hydrologicznych, WKiŁ, Warszawa.
- Lambor J., 1965. Podstawy i zasady gospodarki wodnej. WKiŁ, Warszawa.
- La Moreau P.E., et al. 2009. Environmental hydrogeology. Taylor & Francis Group.
- Lannen H.A.J. van, Tallaksen L.M., Kasparek L., Querner E.P., 1997. Hydrological drought analysis in the Hupsel basin using different physically-based models. W: FRIEND'97 – Regional Hydrology: Concepts and Models for Sustainable Water Resource Management (ed. Gustard A., Blazkova M., Brilly S., Demuth S., Dixon H., van Lannen H., Llasat C., Mkhani S., Servat E.), IAHS Publ. no 246, s. 189-196.
- Lannen H.A.J. van, Peters E., 2000. Definition, effects and assessment of groundwater droughts. W: Drought and Drought Mitigation in Europe (ed. Vogt, Somma), Advances in Natural and Technological Hazards Research, Vol. 14, Kluwer, Dordrecht, the Netherlands, s. 49-61.
- Lannen H.A.J. van, Fendekova M., Kupczyk E., Kasprzyk A., Pokojski W., 2004. Flow Generating Processes, In: Tallaksen L.M., van Lanen H.A.J. (eds), 2004. Hydrological Drought – Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. Developments in Water Science, 48. Amsterdam, Elsevier Science B.V.
- Lannen H.A.J. van, 2006. Drought propagation through the hydrological cycle. IAHS Publication 308, Wallingford UK. s 122-128.
- Leonowicz A., 2002. Prezentacja zależności zjawisk metodą kartogramu złożonego, http://www.igipz.pan.pl/ksig/aleon/aleon_artykul.htm.
- Linsley R.K., Kohler M.A., Paulhus J.L.H., 1975. Hydrology for Engineers, 2nd ed. McGraw-Hill, New York.
- Lorenc H. (red.), 2005. Atlas klimatu Polski, Wyd. IMGW, Warszawa.
- Lorenc H., Ceran M., Wita A. i in. 2006. Susza w Polsce – 2006 (przyczyny, natężenia, zasięg, wnioski na przyszłość), Raport Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, mat. wł. IMGW, Warszawa.
- Łabędzki L., 1999. Przydatność wzoru Penmana-Monteitha do obliczania ewapotranspiracji wskaźnikowej i rzeczywistej użytków zielonych. Rozp. Habit. Wyd. IMUZ, Falenty. 121 s.
- Łabędzki L., 2009. Częstotliwość suszy rolniczej wybranych upraw polowych według CDI. XXXIX Seminarium Zastosowań Matematyki, Kobyla Góra 20-23 września 2009, Wyd. UP we Wrocławiu, Wrocław.
- Łabędzki L., Bąk B., 2002. Monitoring suszy za pomocą wskaźnika standaryzowanego opadu SPI, Woda – Środowisko – Obszary wiejskie, t.2, z.2, s. 9-19, Wyd. IMUZ, Falenty.
- Łabędzki L., Bąk B., Kanecka-Geszke E. i in., 2008. Związek między suszą meteorologiczną i rolniczą w różnych regionach agroklimatycznych Polski. Wyd. IMUZ, Falenty s. Rozp. Nauk. i Monogr. Nr 25.
- Maillet E. 1905. Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. Hermann, Paris. W: Chapman T.G. 1999. A comparison of algorithms for stream flow recession and base flow separation. Hydrol. Process. 13(5), 701-714.
- McDonald M.G., Harbaugh A.W., 1984. A Modular Three-Dimensional Finite Difference. Ground-Water Flow Model. U.S. Geol. Surv. Open File Report 83–875.
- Madsen H., Rosbjerg D., 1995. On the modelling of extreme droughts, Modelling and Management of Sustainable Basin-Scale Water Resource Systems (eds. S.P. Simonovic, Z.W. Kundzewicz, D. Rosbjerg, K. Takeuchi), IAHS Publ. no. 231, s. 377-385.

- Mager P, Kuźnicka M., Kępińska-Kasprzak M., Farat R., 1999. Zmiany natężenia i częstości pojawiania się susz w Polsce (1891-1995). W: Zmiany i zmienność klimatu Polski. Mater. Ogólnopol. Konf. Nauk. Łódź, 1999.
- Magnuszewski A., Soczyńska U. (red.), 2001. Międzynarodowy słownik hydrologiczny, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Maidment D.R., 1993, Handbook of hydrology, McGraw-Hill, Inc., New York.
- Maillet E. 1905. Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. Hermann, Paris. W: Chapman T.G. 1999. A comparison of algorithms for stream flow recession and base flow separation. Hydrol. Process. 13(5), 701-714.
- Młostek E., 1987. Warunki termiczne Wrocławia i okolicy w XVIII w. Rozprawa doktorska, maszynopis, Zakład Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Wrocławski.
- Musiał E., 2001. Modelowanie procesu ewapotranspiracji rzeczywistej i prognozowanie jego tendencji, Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, Nr 412 Rozprawy CLXXXII, Wrocław.
- Musiał E., Gąsiorok E., 2003, Penman – program do wyznaczania parowania potencjalnego według wzoru Penmana, Katedra Mat. AR we Wrocławiu, Wrocław.
- Natermann E. 1958. Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebiet nach dem Au Linien Verfahren, Hannover.
- Niemeyer S., 2008. New drought indices. W: Drought management: Scientific and technological innovations. Proceedings of the 1st International Conference "Drought management: Scientific and technological innovations". Saragossa, Spain 12-14. 06. 2008, 267-274.
- Oki T., Musiak K., Matsuyama H., Masuda K., 1994. Global Atmospheric Water Balance and Run-off from Large River Basins, Scale Issues in Hydrological Modeling, Chapter 24, 411-434.
- Olechnowicz-Bobrowska B., 1978. Parowanie potencjalne w okresie wegetacyjnym w Polsce, Rozprawy hab. nr 67 AR Kraków.
- Olson J., 1975. The organization of color on two-variable maps. W: Proceedings of the International Symposium on Computer-assisted Cartography, Auto-Carto II, s. 289–294.
- Ostasiewicz W., 1980. Dyskryminacja, klasyfikacja, rozpoznanie. Wyd. AE Wrocław, Prace Naukowe AE we Wrocławiu nr 165.
- Ostasiewicz W. (red.), 1999. Statystyczne metody analizy danych. Wyd. AE. im. Oskara Langego we Wrocławiu, Wrocław.
- Osuchowska-Klein B., 1978. Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej, WKiŁ, Warszawa.
- Ozga-Zielińska M., 1976. Metody opisu i analizy systemów hydrologicznych, Wyd. Politechniki Warszawskiej, Warszawa. S. Prace Naukowe, Budownictwo, No 49,
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1997. Hydrologia stosowana, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Padilla A., Puילו-Bosh A., Mangin A., 1994. Relative importance of baseflow and quickflow hydrographs of karst spring. Ground Water 32, 267-277.
- Pasławski J., 1998, Jak opracować kartogram. Warszawa: Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych.
- Peters E., Torfs P.J.J.F., Lanene H.A.J. van., Bier G., 2003. Propagation of drought through groundwater – a new approach using linear reservoir theory. Hydrol. Process. 17(15), s. 3023-3040.
- Pietrygowa Z., 1972. Krążenia wód podziemnych hydrologicznie czynnych w obszarze fliszowym na przykładzie dorzecza Skawy. Folia Geogr. Se. Geogr.-Physica, 6.
- Poźniak R., 1973. Zmienność obszarowa odpływu podziemnego w dorzeczu Wisły na tle budowy geologicznej. Zesz. Nauk. AR, Melioracje Rolne, 11, s. 21-30.
- Przewoźnik A., 1989, Zasady redagowania kartogramu złożonego. Praca magisterska wykonana w Katedrze Kartografii Uniw. Warszawskiego.
- Radczyk L., 1986. Zlewni rolnicza jako system dynamiczny. Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu, s. Rozprawy, nr 57. Wrocław.
- Radczyk L., Szarska O., 1986. Ocena warunków zasilania Odry środkowej wodami gruntowymi, Przegląd Geofizyczny, Rocznik XXXI, z. 2.
- Rao C.R., 1994. Statystyka i prawda, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Raport DS-H6, 2008. Materiały własne IMGW Oddział we Wrocławiu.
- Raport ZW-1, 2007. Materiały własne IMGW Oddział we Wrocławiu.

- Rasmussen E.M., 1967. Atmospheric Water Vapor Transport and the Water Balance of North America: Part 1. Characteristics of the Water Vapor Flux Field, *Monthly Weather Review*, 95, 7, s. 403-426, July.
- Rasmussen, E.M., Dickinson R. E., Kutzbach J., E., Cleaveland M., K., 1993. *Climatology. Handbook of Hydrology*. D.R. Maidment, Ed. McGraw-Hill, 2.1-2.44.
- Remenieras G., 1960. *L'Hydrologie de l'Ingénieur*. Paris: Byrolles Éditeur, 248 s.
- Report US National Drought Policy Commission, 2002. www.govinfo.library.unt.edu
- Rewut I. B., 1980. *Fizyka gleby*. PWRiL, Warszawa.
- Rice S.O., 1954. *Mathematical analysis of random noise*. In Wax N (ed) *Selected Papers on Noise and Stochastic Processes*, Dover, New York. 133-294.
- Rodriguez-Iturbe I., Valdes J. B., 1979. The geomorphological structure of the hydrologic response, *Water Resour. Res.*, 15, 1409-1420.
- Rojek M., 1987. Rozkład czasowy i przestrzenny klimatycznych i rolniczo-klimatycznych bilansów wodnych na terenie Polski. *Zesz. Nauk. AR Wroc.* Nr 62, 67 s.
- Rojek M., 1998. *Klimatyczne bilanse wodne regionu lubelskiego W: Problemy współczesnej klimatologii i agrometeorologii regionu lubelskiego*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Rojek M., Wiercioch T., 1995. Zmienność czasowa i przestrzenna parowania wskaźnikowego, ewapotranspiracji aktualnej i niedobór opadów w Polsce nizinnej w okresie 1951-1990. *Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, S. Monografie VI nr 268*.
- Rorabaugh M.I., 1964. Estimating changes in bank storage and groundwater contribution to streamflow. In: *Symposium on Surface Waters*. International Association of Scientific Hydrology, s. 432-441.
- Rotnicka J., 1988. *Taksonomiczne podstawy klasyfikacji reżimu rzecznego na przykładzie zlewni odry i rzek Przymorza*, Wyd. Nauk. UAM w Poznaniu Poznań, s. Geografia nr 40.
- Salisbury F.B., Ross C., 1975. *Fizjologia roślin*, PWRiL, Warszawa.
- Schmuck A., 1969. *Meteorologia i klimatologia dla WSR*, PWN, Warszawa.
- Sen Z., 1980. Regional drought and flood frequency analysis: theoretical consideration. *J. Hydrol.* 46, 265-279.
- Singh V.P., 1995. *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, USA.
- Sivakumar B., 2005. Hydrologic modeling and forecasting: role of thresholds, *Environmental Modeling & Software* 20, 515-519.
- Smakhtin V.Y., 2001. Low flow hydrology: a review. *J. Hydrol.* 240, s. 147-186.
- Soczyńska U., 1989. System hydrologiczny zlewni i modelowanie procesów obiegu wody. W: *Procesy hydrologiczne. Fizycznogeograficzne podstawy modelowania*, PWN, Warszawa. s. 9-19.
- Soczyńska U., 1995. *Modelowanie systemów naturalnych*. Wyd. Uniw. Warsz., Wydz. Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa.
- Soczyńska U., 1997. *Hydrologia dynamiczna*. Wyd. Nauk. PWN. Warszawa.
- Soczyńska U., 1998. Hydrologia u progu XXI wieku. W: *Hydrologia u progu XXI wieku, Konferencja hydrologiczna*, Wyd. PTG Komisja Hydrologiczna, Warszawa, s. 23-32.
- Sophocleous M., 2002. Interaction between groundwater and surface water: in state of the science. *Hydrogeological Journal* 10, 52-67.
- Svoboda M., at al., 2002. The drought monitoring. American Meteorological Society, <http://www.ametsoc.org/AMS/journal>
- Stachy J., 1991. Hydrologiczne aspekty ograniczenia zakresu stosowania pośrednich metod obliczania przepływu średniego niskiego. *Wiadomości IMGW*, t. XIV, z. 1-4, s. 9-20.
- Stahl K., 2001. *Hydrological Drought – a Study across Europe*, PhD Thesis Albert-Ludwigs-Universität Freiburg, no 15, Germany.
- Stahl K., Hisdal H., 2004. *Hydroclimatology*. W: eds. Tallaksen L.M., van Lanen H.A.J. *Hydrological Drought – Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater*. *Developments in Water Science*, 48. Amsterdam, Elsevier Science B.V.
- Strzebońska-Ratomska B., 1994: *Metodyka oceny intensywności i zasięgu suszy hydrologicznej*. Cz. I – Susza hydrologiczna na Podkarpaciu w latach 1961-1990 *Wiadomości IMGW*, t. XVII z. 4, s. 15-40.

- Strzelecki T., Kostecki S., Żak S., 2008. Modelowanie przepływów przez ośrodki porowate. Dolnośląskie Wydawnictwo Edukacyjne, Wrocław.
- Suchorab J., 1998. Dni posuszne w Lublinie w okresie wegetacyjnym w świetle współczynnika hydrotermicznego Sielianinowa, W: Problemy współczesnej klimatologii i grometeorologii regionu lubelskiego, Wyd. UMCS, Lublin.
- Swan A.R.H., Sandilands M., 1995. Introduction to geological data analysis. Blackwell Science, Oxford 446 pp.
- Ślusarczyk E., 1979. Określenie retencji użytecznej gleb mineralnych dla prognozowania i projektowania nawodnień. Melio. Rol. Nr 3, s. 1-10.
- Tallaksen L.M., 1995. A review of baseflow recession analysis. J. Hydrol., 165, 349-370.
- Tallaksen L.M., 2000. Streamflow drought frequency analysis. W: Drought and Drought Mitigation in Europe (ed. Vogt, Somma), Advances in Natural and Technological Hazards Research, Vol. 14, Kluwer Academic publisher, Dordrecht, the Netherlands, 103-117.
- Tallaksen L.M., Madsen H., Clausen B., 1997. On the definition and modelling of streamflow drought duration and deficit volume. Hydrolog. Sci. J. 42(1), 15-33.
- Tallaksen L.M., van Lanen H.A.J. (eds), 2004. Hydrological Drought – Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. Developments in Water Science, 48. Amsterdam, Elsevier Science B.V.
- Tłałka A., 1982. Przestrzenne zróżnicowanie niżówek letnich w dorzeczu górnej Wisły. Wyd. Uniwersytetu Jagiellońskiego, Rozprawy Habilitacyjne Nr 63., Kraków.
- Toebes C., Strang P.P., 1964. On recession curves, Recession equations, J. Hydrol. (N.Z.), 3(2).
- Tokarczyk T., 2001a. Występowanie niżówek na obszarze Ziemi Kłodzkiej, Wiadomości IMGW, t. XXIV z. 2.
- Tokarczyk T., 2001b. Zmienność przepływów na obszarze Kotliny Kłodzkiej, Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu Nr 413, Wrocław.
- Tokarczyk T., Adynkiewicz-Piragas M., 2003. Susze w górskich zlewniach Sudetów, Zeszyty Naukowe ATH w Bielsku Białej, s. 4, Mat. Konf. Hydrologia Zlewni Górskich.
- Tokarczyk T., Dubicki A., Kupeczyk E., Suligowski R., 2005. Assessment of drought potential risk for Upper and Middle Odra Watershed, EGU, Vienna, Austria 24-29 April 2005, www.copernicus.org/EGU.
- Tokarczyk T., Jakubowski W., 2006. Temporal and spatial variability of drought in mountain catchments of Nysa Kłodzka basin. IAHS Publication 308. Wallingford UK, s 139-144.
- Tokarczyk T., Bogusz A., Chudzik B., Garncarz B., 2007. Zmienność odpływu bazowego w zlewni górnej i środkowej Odry. W: Modelowanie procesów hydrologicznych (praca zbiorowa pod red. B. Namysłowskiej-Wilczyńskiej), Oficyna Wyd. Politechniki Wrocławskiej, s. 95-112.
- Tokarczyk T. i in., 2007. Raport, Action 4.2 Assessments of the hydrological characteristics of the Polish territory during different climatic conditions. Estimation of water resources in swelling, flood, drought and average conditions. Assignment of the amount of minimal discharge, HYDROLOGICAL CYCLE OF THE CADSES REGIONS HYDROCARE, INTERREG III B CADSES, 2006-2007, mat. własne IMGW Wrocław.
- Tokarczyk T., Adynkiewicz-Piragas M., Bogusz A., Otop I., Urban G., 2007. Zasoby wodne województwa dolnośląskiego w okresach suszy. Mat. konf. 4. Międzynarodowej Konferencji "Ochrona i Rekultywacja Terenów Dorzecza Odry: Rekultywacja terenów zdegradowanych". Zielona Góra – 28-29.06.2007.
- Tokarczyk T., Adynkiewicz-Piragas M., Otop I., Bogusz A., 2008. Susze na obszarze dorzecza Odry. Meteorologia, Hydrologia, Ochrona Środowiska – kierunki badań i problemy (red. A. Dubicki). IMGW, Warszawa, s. Monografie.
- Tokarczyk T., 2008. Wskaźniki oceny suszy stosowane w Polsce i na świecie W: Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich, Wyd. PAN O. w Krakowie, Komisja Technicznej Infrastruktury Wsi, Kraków.
- Tomaszewski E., 2001. Sezonowe zmiany odpływu podziemnego w Polsce w latach 1971-1990, Acta Geographica Lodziensia, Nr 79. Wyd. Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź.
- Toth J., 1999. Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. Hydrogeology Journal, 7, 1 s. 1-14.

- Twardosz R., 2009. Analysis of hourly precipitation characteristics in Krakov, southern Poland, using a classification of circulation types. *Hydrology Research* Vol. 40, No 6, s. 553-563.
- Ustrnul Z., 1997. Zmienność cyrkulacji atmosfery na półkuli północnej w XX wieku, IMGW, Warszawa. *Materiały Badawcze IMGW, s. Meteorologia.*
- Ustrnul Z., Czekierda D., 2009. Atlas ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz sytuacji synoptycznych w Polsce, IMGW, Warszawa.
- Verwij L., 2005. Drought definitions for groundwater recharge, groundwater depth and streamflow: Poelsbeek and Bolscherbeek catchments (the Netherlands), HWM-80427, 27ECTS, Wageningen.
- Vladimirov A., 1970. Minimalnyj stok rek SSSR. *Gidrometeoizdat, Leningrad: 214 s.*
- Vogel R.M., Kroll C.N., 1996. Estimation of base flow recession constants. *Water Resources Management* 10: 303-320.
- Vogt J.V., Somma F. (eds). 2000. Drought and Drought Mitigation in Europe. *Advances in Natural and Technological hazards Research, 14, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.*
- Walczak W., 1960. Ziemia Kłodzka w epoce lodowcowej, *Rocznik Ziemi Kłodzkiej, t. IV, V, Kłodzko.*
- Walesiak M., Gattnar E. (red.), 2009. *Statystyczna analiza danych z wykorzystaniem programu R.* PWN, Warszawa.
- Wallick E.I., Tóth J., 1976. Methods of regional groundwater flow analysis with suggestions for the use of environmental isotopes. In *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology. International Atomic Energy Association, Vienna. s. 37-64*
- Whitten T. et al., 1996. *The ecology of Java and Bali. The ecology of Indonesian series, V. II, Periplus Editions (Hk) Ltd.*
- Więckowski S., 1985. Liść jako miejsce transpiracji, W: *Fizjologia roślin (red. J. Zurzycki, M. Michniewicz), PWRiL, Warszawa.*
- Wilgat T., 1984. Zmiany struktury obiegu wody pod wpływem działalności gospodarczej. W: *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych. Mat. Konf. Kom. Hydrograf. PTG, Piaseczno, 4-6 maja 1979. Lublin, s. 7-20.*
- Wilhite D.A., Droughts as a natural hazard: concept and definitions. In: *Drought, a Global Assessment, Vol. I (ed. by D.A. Wilhite), Routledge Hazards & Disasters Series, London. s. 3-18.*
- Wilhite D.A., Glatz M.H. 1985. Understanding the drought phenomenon: The role of definitions. *Water Int., 10, 111-120.*
- Wolman M.G., Miller W.P., 1960. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology, 68: 54-74.*
- Woo M.K., Tarhule K., 1994. Streamflow droughts of northern Nigerian rivers. *Hydrological Sciences J. 39(1): 19-34.*
- Yevjevich V., 1967. An objective approach to definition and investigations of continental hydrologic droughts. *Hydrology Papers 23, Colorado State University, Fort Collins, USA.*
- Zaleski J., 2004. *Modele stochastyczne i symulacja komputerowa. Zastosowanie do systemów zaopatrzenia w wodę, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa*
- Zelenhasic E. et al, 1986. *Stohasticka Analiza Malih Recnih Voda, Posebna izdanja, Sveska 4, Poljoprivredni fakultet, Univerzitet u Novom Sadu.*
- Zelenhasic E., 2002. On the extreme streamflow drought analysis. *Water Resources Management* 16: 105-132.
- Zelenhasic E., Salvai A., 1987. A method of streamflow drought analysis. *Water Resources Research* 23(1): 156-168
- Zeliaś A. (red.), 1991. *Ekonometria przestrzenna, PWE, Warszawa.*
- Zeliaś A., 1997. *Teoria prognozy, PWE, Warszawa.*
- Zielińska M., 1962. Nizówki letnie rzek polskich, *Gospodarka Wodna* Nr 3.
- Zielińska M., 1963. Statystyczne metody opracowania niżówek cz. I, *Przegląd Geofizyczny, R. VII, z. 1-2.*
- Zielińska M., 1964: Statystyczne metody opracowania niżówek, *Przegląd Geofizyczny, R. IX, z. 2.*

ZAŁĄCZNIK 1

NYSA KŁODZKA

Tabele i rysunki

Tabela 1z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Nysa Kłodzka, wod. Międzyzlesie

Lp.	Niedobór wody tys. m ³	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	23,33	0,26	1966-09-23	23	1966-09-20	1966-10-12
2	49,25	0,18	1967-06-26	11	1967-06-23	1967-07-03
3	41,47	0,22	1967-08-04	26	1967-08-01	1967-08-26
4	18,14	0,22	1967-09-01	5	1967-08-31	1967-09-04
5	33,7	0,2	1968-05-02	5	1968-05-01	1968-05-05
6	34,56	0,24	1969-05-16	11	1969-05-16	1969-05-26
7	118,37	0,2	1969-08-21	23	1969-08-04	1969-08-26
8	498,53	0,19	1969-09-30	80	1969-09-01	1969-11-19
9	219,46	0,17	1970-07-12	31	1970-06-16	1970-07-16
10	49,25	0,21	1970-08-12	11	1970-08-07	1970-08-17
11	410,4	0,11	1970-09-26	32	1970-09-02	1970-10-03
12	71,71	0,1	1971-05-21	7	1971-05-21	1971-05-27
13	1458,43	0,09	1971-08-20	130	1971-07-11	1971-11-17
14	51,84	0,2	1972-05-08	10	1972-05-01	1972-05-10
15	463,1	0,1	1972-07-23	78	1972-06-03	1972-08-19
16	106,27	0,2	1972-09-06	79	1972-08-25	1972-11-11
17	325,73	0,12	1973-06-30	43	1973-06-05	1973-07-17
18	1080,86	0,12	1973-08-28	98	1973-08-06	1973-11-11
19	552,96	0,14	1974-09-15	66	1974-08-12	1974-10-16
20	86,4	0,2	1975-06-08	27	1975-05-21	1975-06-16
21	354,24	0,18	1975-09-20	84	1975-08-28	1975-11-19
22	36,29	0,23	1978-08-06	10	1978-07-30	1978-08-08
23	196,99	0,17	1979-07-20	40	1979-07-16	1979-08-24
24	610,85	0,08	1981-07-07	70	1981-05-11	1981-07-19
25	88,99	0,19	1981-09-07	40	1981-09-01	1981-10-10
26	65,66	0,19	1982-06-10	18	1982-06-09	1982-06-26
27	1358,21	0,08	1982-07-13	120	1982-07-09	1982-11-05
28	2423,52	0,07	1983-07-05	179	1983-06-01	1983-11-26
29	28,51	0,17	1985-05-29	5	1985-05-27	1985-05-31
30	189,22	0,13	1985-08-02	26	1985-07-12	1985-08-06
31	569,38	0,13	1985-09-27	56	1985-09-11	1985-11-05
32	22,46	0,23	1986-05-26	7	1986-05-22	1986-05-28
33	883,01	0,1	1986-08-07	118	1986-06-24	1986-10-19
34	213,41	0,17	1987-08-31	57	1987-08-29	1987-10-24
35	775,01	0,07	1988-07-08	106	1988-05-07	1988-08-20
36	17,28	0,22	1989-05-26	5	1989-05-25	1989-05-29
37	43,2	0,19	1989-07-18	20	1989-07-04	1989-07-23
38	72,58	0,16	1989-08-01	29	1989-07-26	1989-08-23
39	16,42	0,25	1990-05-06	7	1990-05-05	1990-05-11
40	101,95	0,19	1990-05-23	16	1990-05-18	1990-06-02
41	1250,21	0,08	1990-10-20	130	1990-07-11	1990-11-17
42	54,43	0,12	1991-07-13	6	1991-07-08	1991-07-13

Lp.	Niedobór wody tys. m ³	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
43	40,61	0,16	1991-07-24	9	1991-07-18	1991-07-26
44	44,93	0,21	1991-08-16	9	1991-08-16	1991-08-24
45	80,35	0,16	1991-09-08	16	1991-08-31	1991-09-15
46	25,06	0,25	1991-10-07	16	1991-10-07	1991-10-22
47	2260,22	0,05	1992-07-29	153	1992-06-26	1992-11-25
48	1449,79	0,05	1993-08-15	161	1993-05-14	1993-10-21
49	973,73	0,06	1994-08-03	88	1994-05-30	1994-08-25
50	95,9	0,19	1995-08-02	13	1995-07-26	1995-08-07
51	189,22	0,19	1996-06-21	28	1996-06-01	1996-06-28
52	311,9	0,17	1996-08-10	39	1996-07-21	1996-08-28
53	191,81	0,2	1998-06-06	61	1998-04-27	1998-06-26
54	77,76	0,22	1998-09-03	28	1998-08-09	1998-09-05
55	1221,7	0,1	1999-09-10	109	1999-07-22	1999-11-07
56	49,25	0,18	2000-07-07	10	2000-07-06	2000-07-15
57	331,78	0,14	2000-09-06	43	2000-08-21	2000-10-02
58	1838,59	0,08	2003-08-27	188	2003-06-08	2003-12-12
59	2040,77	0,05	2004-07-22	140	2004-06-23	2004-11-09
60	51,84	0,2	2005-09-11	8	2005-09-09	2005-09-16

Tabela 2z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Nysa Kłodzka, wod. Bystrzyca Kłodzka

Lp	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	176,26	1,18	1968-07-15	12	1968-07-06	1968-07-17
2	817,34	0,82	1970-07-14	15	1970-07-02	1970-07-16
3	1752,19	0,65	1974-05-04	31	1974-04-16	1974-05-16
4	141,7	1,2	1975-05-23	5	1975-05-21	1975-05-25
5	366,34	1,13	1975-06-07	15	1975-06-02	1975-06-16
6	2643,84	0,85	1975-11-25	93	1975-08-28	1975-11-28
7	1099,87	0,99	1976-07-08	30	1976-06-20	1976-07-19
8	631,58	1,13	1976-08-18	47	1976-07-31	1976-09-15
9	1115,42	0,8	1977-06-18	40	1977-05-28	1977-07-06
10	129,6	1,3	1977-09-15	9	1977-09-13	1977-09-21
11	1453,25	0,8	1977-10-22	31	1977-10-03	1977-11-02
12	495,07	1,06	1978-07-01	20	1978-06-15	1978-07-04
13	846,72	0,85	1978-07-30	16	1978-07-24	1978-08-08
14	89,86	1,32	1978-08-29	5	1978-08-26	1978-08-30
15	1130,98	0,85	1979-08-21	64	1979-07-22	1979-09-23
16	148,61	1,32	1980-06-15	10	1980-06-13	1980-06-22
17	472,61	1,06	1980-09-06	16	1980-08-27	1980-09-11
18	980,64	0,92	1980-10-04	22	1980-09-20	1980-10-11
19	2270,59	0,71	1981-06-03	68	1981-05-12	1981-07-18
20	276,48	1,2	1981-09-06	11	1981-09-02	1981-09-12

Lp	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
21	79,49	1,44	1981-10-04	8	1981-10-03	1981-10-10
22	153,79	1,27	1982-06-06	9	1982-06-03	1982-06-11
23	222,91	1	1982-06-23	7	1982-06-19	1982-06-25
24	9497,09	0,35	1982-11-08	140	1982-07-24	1982-12-10
25	15693,7	0,28	1983-10-02	269	1983-05-07	1984-01-30
26	576,29	1,23	1984-05-31	39	1984-05-26	1984-07-03
27	177,12	1,1	1984-08-01	9	1984-07-24	1984-08-01
28	116,64	1,37	1984-09-04	8	1984-08-29	1984-09-05
29	1158,62	0,9	1985-10-31	35	1985-10-02	1985-11-05
30	93,31	1,2	1986-07-05	6	1986-07-01	1986-07-06
31	1088,64	0,78	1986-08-05	26	1986-07-17	1986-08-11
32	82,94	1,32	1986-09-15	9	1986-09-08	1986-09-16
33	1147,39	0,92	1986-10-15	30	1986-09-21	1986-10-20
34	1867,1	0,78	1987-10-31	39	1987-10-05	1987-11-12
35	349,06	1,2	1988-06-19	29	1988-06-16	1988-07-14
36	2295,65	0,78	1988-11-11	54	1988-10-03	1988-11-25
37	95,04	1,3	1989-06-02	9	1989-05-25	1989-06-02
38	174,53	1,3	1989-08-17	13	1989-08-15	1989-08-27
39	254,02	1,18	1990-05-29	12	1990-05-22	1990-06-02
40	7665,41	0,34	1990-08-05	128	1990-07-13	1990-11-17
41	2769,98	0,8	1991-10-31	70	1991-08-30	1991-11-07
42	8017,92	0,35	1992-10-01	174	1992-05-25	1992-11-14
43	3187,3	0,79	1993-06-10	117	1993-06-02	1993-09-26
44	3668,54	0,75	1994-07-03	84	1994-06-03	1994-08-25
45	1451,52	0,45	1995-08-26	33	1995-07-28	1995-08-29
46	670,46	0,84	1995-10-28	17	1995-10-18	1995-11-03
47	4287,17	0,4	1996-07-05	81	1996-06-08	1996-08-27
48	659,23	0,69	1997-06-14	13	1997-06-08	1997-06-20
49	552,96	1,12	1997-09-28	24	1997-09-22	1997-10-15
50	862,27	0,66	1998-06-06	21	1998-05-21	1998-06-10
51	193,54	0,9	1998-08-18	5	1998-08-18	1998-08-22
52	5541,7	0,57	1999-09-14	103	1999-07-29	1999-11-08
53	228,96	1,15	2000-05-17	8	2000-05-12	2000-05-19
54	1140,48	0,62	2000-06-12	30	2000-06-09	2000-07-08
55	8612,35	0,62	2000-11-20	149	2000-08-10	2001-01-05
56	181,44	1,32	2001-05-12	9	2001-05-09	2001-05-17
57	290,3	1,32	2001-10-26	21	2001-10-18	2001-11-07
58	122,69	1,25	2002-06-05	6	2002-06-01	2002-06-06
59	2874,53	0,8	2002-07-30	62	2002-06-13	2002-08-13
60	13007,52	0,35	2003-08-23	188	2003-06-09	2003-12-13
61	115,78	1,26	2004-06-07	5	2004-06-05	2004-06-09
62	10425,89	0,4	2004-08-10	140	2004-06-23	2004-11-09
63	430,27	0,92	2005-06-26	15	2005-06-17	2005-07-01
64	233,28	1,14	2005-07-15	9	2005-07-14	2005-07-22
65	305,86	1,14	2005-08-22	17	2005-08-06	2005-08-22

Tabela 3z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Nysa Kłodzka, wod. Kłodzko

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	13284	4,2	1971-09-16	97	1971-08-14	1971-11-18
2	452,74	5,7	1972-07-22	8	1972-07-18	1972-07-25
3	437,18	5,7	1973-07-12	12	1973-07-02	1973-07-13
4	12403,58	3,2	1973-09-17	90	1973-08-16	1973-11-13
5	5766,34	4,38	1974-09-29	44	1974-09-03	1974-10-16
6	3769,63	4,55	1975-10-01	37	1975-09-08	1975-10-14
7	3004,99	4,2	1976-07-19	24	1976-06-26	1976-07-19
8	589,25	5,48	1976-08-16	10	1976-08-10	1976-08-19
9	1983,74	4,38	1976-09-14	23	1976-08-24	1976-09-15
10	844,99	4,9	1978-07-01	13	1978-06-19	1978-07-01
11	2160	4,2	1978-08-07	16	1978-07-24	1978-08-08
12	327,46	5,25	1978-08-30	16	1978-08-26	1978-09-10
13	4703,62	3,3	1979-09-03	42	1979-08-11	1979-09-21
14	984,96	4,8	1979-10-09	10	1979-10-08	1979-10-17
15	11003,9	3,16	1981-07-03	64	1981-05-16	1981-07-18
16	863,14	5,12	1981-09-07	11	1981-09-03	1981-09-13
17	1089,5	5,12	1981-09-29	24	1981-09-18	1981-10-11
18	32194,37	2,2	1982-11-08	140	1982-07-30	1982-12-16
19	377,57	5,66	1983-06-13	7	1983-06-09	1983-06-15
20	11795,33	3,57	1985-11-24	75	1985-09-19	1985-12-02
21	417,31	6,1	1986-10-16	9	1986-10-13	1986-10-21
22	1612,22	5,35	1987-11-11	42	1987-10-04	1987-11-14
23	567,65	5,35	1988-06-22	11	1988-06-15	1988-06-25
24	6037,63	3,34	1988-08-18	57	1988-07-04	1988-08-29
25	5743,01	4,35	1988-11-06	59	1988-09-29	1988-11-26
26	20059,49	3,7	1990-10-28	113	1990-07-29	1990-11-18
27	1003,97	5,1	1991-06-26	17	1991-06-11	1991-06-27
28	2590,27	4,3	1991-10-22	40	1991-10-06	1991-11-14
29	36746,78	1,72	1992-08-29	191	1992-05-28	1992-12-04
30	8503,49	3,86	1993-06-11	56	1993-05-17	1993-07-11
31	19588,61	2,34	1994-08-07	106	1994-05-19	1994-09-01
32	5186,59	3,14	1995-08-12	32	1995-07-28	1995-08-28
33	933,12	5,03	1996-08-25	20	1996-08-09	1996-08-28
34	868,32	4,35	1997-08-28	7	1997-08-23	1997-08-29
35	7477,92	4,69	1997-09-18	67	1997-09-03	1997-11-08
36	6318,43	3,11	1998-06-08	36	1998-05-06	1998-06-10
37	2685,31	4,16	1998-09-04	27	1998-08-17	1998-09-12
38	4990,46	4,8	1999-11-05	105	1999-08-26	1999-12-08
39	3401,57	4	2000-07-01	24	2000-06-18	2000-07-11
40	899,42	4,38	2000-09-02	7	2000-08-28	2000-09-03
41	7990,27	4,37	2002-07-11	59	2002-06-15	2002-08-12
42	373,25	5,54	2002-09-14	8	2002-09-08	2002-09-15
43	39527,14	1,68	2003-09-08	186	2003-06-13	2003-12-15
44	1062,72	4,98	2004-06-08	12	2004-05-30	2004-06-10
45	41952,38	2,7	2004-07-30	157	2004-06-15	2004-11-18
46	532,22	5,62	2005-07-29	15	2005-07-16	2005-07-30

Tabela 4z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Nysa Kłodzka, wod. BarDO

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	928,8	7,7	1969-06-14	7	1969-06-10	1969-06-16
2	44629,06	4,61	1969-08-12	180	1969-07-15	1970-01-10
3	686,88	7	1970-09-26	7	1970-09-25	1970-10-01
4	859,68	5,3	1971-07-29	5	1971-07-25	1971-07-29
5	21829,82	6,3	1971-09-16	100	1971-08-11	1971-11-18
6	1408,32	8	1972-07-09	20	1972-06-20	1972-07-09
7	3641,76	6,8	1973-07-02	31	1973-06-17	1973-07-17
8	28909,44	5	1973-09-19	112	1973-08-12	1973-12-01
9	9547,2	6,5	1974-09-19	41	1974-09-06	1974-10-16
10	7037,28	6,8	1975-10-01	37	1975-09-08	1975-10-14
11	4903,2	6,2	1976-07-19	28	1976-06-25	1976-07-22
12	3313,44	7,7	1976-09-13	37	1976-08-10	1976-09-15
13	1970,78	7,7	1978-07-01	18	1978-06-17	1978-07-04
14	4259,52	6,8	1978-07-31	22	1978-07-18	1978-08-08
15	777,6	8,35	1979-06-04	14	1979-05-31	1979-06-13
16	11923,2	5,9	1979-08-19	54	1979-08-01	1979-09-23
17	712,8	8,7	1980-09-06	8	1980-09-04	1980-09-11
18	2570,4	7,4	1980-10-04	22	1980-09-20	1980-10-11
19	14605,06	5,48	1981-06-30	66	1981-05-14	1981-07-18
20	1276,99	8,24	1981-09-07	13	1981-09-01	1981-09-13
21	1539,65	8,24	1981-09-29	21	1981-09-20	1981-10-10
22	52901,86	4	1982-10-10	163	1982-07-26	1983-01-04
23	82010,88	3,35	1983-11-12	227	1983-06-24	1984-02-05
24	18921,6	5,19	1985-10-19	77	1985-09-13	1985-11-28
25	699,84	9,1	1987-10-17	35	1987-10-10	1987-11-13
26	11612,16	6,47	1988-08-25	142	1988-07-05	1988-11-23
27	1539,65	8,21	1989-08-22	16	1989-08-14	1989-08-29
28	1131,84	8,8	1990-05-23	16	1990-05-19	1990-06-03
29	41277,6	3,8	1990-09-01	125	1990-07-17	1990-11-18
30	25229,66	3,93	1991-11-02	89	1991-08-20	1991-11-16
31	66204,86	2,96	1992-08-28	193	1992-05-25	1992-12-03
32	35196,77	4,76	1993-06-11	158	1993-05-18	1993-10-22
33	17855,42	3,44	1994-07-31	71	1994-06-22	1994-08-31
34	3028,32	6,5	1995-08-12	27	1995-08-02	1995-08-28
35	8127,65	4,27	1998-06-06	32	1998-05-10	1998-06-10
36	1397,95	6,8	1998-08-30	17	1998-08-20	1998-09-05
37	24910,85	5,48	1999-12-01	157	1999-08-14	2000-01-17
38	9030,53	5,5	2000-06-22	36	2000-06-11	2000-07-16
39	40711,68	5,35	2000-09-12	131	2000-08-13	2000-12-21
40	15269,47	6,04	2002-07-30	87	2002-05-18	2002-08-12
41	68817,6	3,02	2003-09-12	190	2003-06-08	2003-12-14
42	70629,41	2,84	2004-09-12	176	2004-05-27	2004-11-18
43	869,18	8,2	2005-06-24	9	2005-06-23	2005-07-01
44	2153,09	7,28	2005-07-30	16	2005-07-15	2005-07-30
45	1310,69	7,97	2005-08-15	14	2005-08-09	2005-08-22

Tabela 5z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Wilczka, wod. Wilkanów

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	598,75	0,35	1969-09-25	81	1969-09-05	1969-11-24
2	65,66	0,4	1972-07-10	17	1972-07-09	1972-07-25
3	55,3	0,4	1973-07-07	13	1973-07-03	1973-07-15
4	645,41	0,3	1974-09-09	54	1974-08-24	1974-10-16
5	590,11	0,3	1975-10-01	123	1975-08-29	1975-12-29
6	233,28	0,3	1976-07-14	25	1976-06-28	1976-07-22
7	132,19	0,35	1976-09-09	21	1976-08-26	1976-09-15
8	50,11	0,4	1978-06-24	16	1978-06-19	1978-07-04
9	238,46	0,37	1978-08-04	50	1978-07-24	1978-09-11
10	165,02	0,31	1979-06-09	17	1979-05-30	1979-06-15
11	1132,7	0,26	1979-08-15	129	1979-07-12	1979-11-17
12	162,43	0,36	1980-08-26	55	1980-08-18	1980-10-11
13	604,8	0,26	1981-06-04	67	1981-05-14	1981-07-19
14	260,06	0,31	1981-09-09	54	1981-08-18	1981-10-10
15	50,11	0,34	1982-06-11	8	1982-06-05	1982-06-12
16	41,47	0,34	1982-06-25	6	1982-06-21	1982-06-26
17	7335,36	0,07	1983-12-10	617	1982-07-22	1984-03-29
18	802,66	0,22	1985-11-25	68	1985-09-26	1985-12-02
19	54,43	0,4	1989-08-25	15	1989-08-15	1989-08-29
20	565,92	0,37	1990-08-28	120	1990-07-21	1990-11-17
21	384,48	0,39	1991-09-29	77	1991-09-01	1991-11-16
22	3811,97	0,1	1992-08-18	177	1992-06-10	1992-12-03
23	643,68	0,22	1993-07-11	53	1993-05-28	1993-07-19
24	2342,3	0,15	1994-07-27	181	1994-05-24	1994-11-20
25	559,87	0,22	1995-08-26	44	1995-07-18	1995-08-30
26	352,51	0,26	1995-10-24	28	1995-10-10	1995-11-06
27	198,72	0,28	1996-06-17	16	1996-06-07	1996-06-22
28	438,05	0,22	1996-08-11	37	1996-07-27	1996-09-01
29	418,18	0,27	1998-06-04	27	1998-05-16	1998-06-11
30	1768,61	0,15	1999-08-24	85	1999-07-31	1999-10-23
31	461,38	0,25	2000-06-29	33	2000-06-12	2000-07-14
32	155,52	0,21	2002-05-09	9	2002-05-09	2002-05-17
33	247,1	0,21	2002-07-31	15	2002-07-28	2002-08-11
34	62,21	0,42	2003-04-28	12	2003-04-28	2003-05-09
35	3137,18	0,09	2003-08-04	131	2003-05-26	2003-10-03
36	51,84	0,42	2004-06-16	10	2004-06-16	2004-06-25
37	2952,29	0,06	2004-08-13	136	2004-07-06	2004-11-18
38	81,22	0,38	2005-08-03	19	2005-07-25	2005-08-12

Tabela 6z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Bystrzyca, wod. Bystrzyca Kłodzka

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	88,13	0,48	1970-10-17	38	1970-09-17	1970-10-24
2	73,44	0,53	1972-07-02	26	1972-06-29	1972-07-24
3	233,28	0,47	1972-10-14	39	1972-10-07	1972-11-14
4	46,66	0,53	1973-06-02	12	1973-05-30	1973-06-10
5	159,84	0,47	1973-07-01	29	1973-06-19	1973-07-17
6	1451,52	0,28	1973-11-02	161	1973-08-12	1974-01-19
7	419,04	0,4	1974-09-25	67	1974-08-12	1974-10-17
8	630,72	0,38	1975-10-12	101	1975-08-10	1975-11-18
9	1308,1	0,31	1976-08-13	114	1976-06-23	1976-10-14
10	96,77	0,47	1977-06-20	16	1977-06-11	1977-06-26
11	128,74	0,5	1977-07-13	23	1977-07-09	1977-07-31
12	100,22	0,5	1977-10-28	17	1977-10-18	1977-11-03
13	138,24	0,41	1978-06-30	17	1978-06-18	1978-07-04
14	149,47	0,44	1978-08-07	17	1978-07-23	1978-08-08
15	29,38	0,5	1978-09-10	6	1978-09-06	1978-09-11
16	37,15	0,5	1978-09-19	8	1978-09-15	1978-09-22
17	31,1	0,54	1978-10-10	10	1978-10-09	1978-10-18
18	878,69	0,34	1981-07-10	65	1981-05-15	1981-07-18
19	437,18	0,4	1981-09-09	41	1981-08-31	1981-10-10
20	38,88	0,52	1982-07-12	9	1982-07-09	1982-07-17
21	33,7	0,56	1982-07-30	12	1982-07-29	1982-08-09
22	1388,45	0,41	1982-09-01	126	1982-08-12	1982-12-15
23	3855,17	0,2	1983-12-12	295	1983-06-05	1984-03-25
24	962,5	0,38	1984-08-24	90	1984-06-13	1984-09-10
25	1125,79	0,3	1985-11-28	83	1985-09-11	1985-12-02
26	578,88	0,44	1988-08-29	75	1988-06-16	1988-08-29
27	1607,04	0,24	1989-12-12	156	1989-07-11	1989-12-13
28	156,38	0,41	1990-06-07	21	1990-05-19	1990-06-08
29	2815,78	0,3	1990-08-25	155	1990-06-16	1990-11-17
30	123,55	0,41	1991-06-24	20	1991-06-08	1991-06-27
31	231,55	0,41	1991-07-07	25	1991-07-02	1991-07-26
32	2162,59	0,23	1991-11-04	121	1991-08-21	1991-12-19
33	4594,75	0,18	1992-12-28	232	1992-05-25	1993-01-11
34	3882,82	0,23	1993-07-05	163	1993-05-13	1993-10-22
35	2496,1	0,19	1994-08-05	177	1994-05-23	1994-11-15
36	412,99	0,27	1995-08-26	33	1995-07-28	1995-08-29
37	709,34	0,36	1997-09-17	53	1997-09-09	1997-10-31
38	578,02	0,33	1998-06-07	34	1998-05-08	1998-06-10
39	57,02	0,41	1998-07-21	5	1998-07-18	1998-07-22
40	252,29	0,36	1998-09-03	28	1998-08-16	1998-09-12

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
41	153,79	0,39	1999-05-29	13	1999-05-27	1999-06-08
42	2531,52	0,31	1999-10-31	183	1999-07-31	2000-01-29
43	356,83	0,41	2000-06-14	37	2000-06-10	2000-07-16
44	1191,46	0,41	2000-09-02	121	2000-08-12	2000-12-10
45	59,62	0,46	2002-07-10	11	2002-07-06	2002-07-16
46	93,31	0,46	2002-08-10	17	2002-07-26	2002-08-11
47	3085,34	0,25	2003-08-25	182	2003-06-15	2003-12-13
48	25,06	0,53	2004-05-29	5	2004-05-28	2004-06-01
49	1706,4	0,33	2004-09-09	117	2004-07-14	2004-11-07
50	105,41	0,44	2005-06-25	11	2005-06-21	2005-07-01
51	201,31	0,37	2005-07-30	18	2005-07-13	2005-07-30

Tabela 7z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Biała Łądecka wod. Łądek Zdrój

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	3021,41	1,08	1966-10-11	64	1966-09-27	1966-11-29
2	212,54	1,65	1969-10-20	17	1969-10-14	1969-10-30
3	2452,9	1,26	1971-11-07	96	1971-08-13	1971-11-16
4	189,22	1,52	1973-06-21	8	1973-06-16	1973-06-23
5	967,68	1,33	1973-09-06	31	1973-08-24	1973-09-23
6	478,66	1,54	1975-09-21	28	1975-09-16	1975-10-13
7	801,79	0,8	1977-09-17	17	1977-09-02	1977-09-18
8	167,62	1,6	1978-07-01	16	1978-06-19	1978-07-04
9	2829,6	1,2	1978-08-30	148	1978-07-15	1978-12-09
10	1183,68	1,3	1979-09-13	42	1979-08-11	1979-09-21
11	305,86	1,5	1980-10-12	21	1980-09-22	1980-10-12
12	1036,8	1,34	1981-07-02	51	1981-05-29	1981-07-18
13	93,31	1,7	1981-09-07	6	1981-09-06	1981-09-11
14	1330,56	1,43	1985-11-19	66	1985-09-28	1985-12-02
15	1548,29	1,1	1990-10-24	57	1990-09-21	1990-11-16
16	7911,65	0,72	1991-10-11	118	1991-08-27	1991-12-22
17	11417,76	0,94	1993-06-19	202	1993-05-21	1993-12-08
18	2449,44	1,06	1994-07-30	89	1994-06-04	1994-08-31
19	760,32	1	1995-08-25	33	1995-07-27	1995-08-28
20	495,94	1,41	1997-09-23	17	1997-09-15	1997-10-01
21	1920,67	0,98	1998-06-07	35	1998-05-07	1998-06-10
22	253,15	1,46	1998-09-04	18	1998-08-19	1998-09-05
23	820,8	1,24	2000-07-03	23	2000-06-19	2000-07-11
24	2545,34	1,2	2002-08-08	85	2002-05-21	2002-08-13
25	89,86	1,7	2002-09-14	11	2002-09-05	2002-09-15
26	96,77	1,74	2003-06-29	16	2003-06-16	2003-07-01
27	14140,22	0,5	2004-01-07	211	2003-07-08	2004-02-03

Tabela 8z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Biała Łądecka wod. Żelazno

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	5088,96	1,3	1966-10-12	63	1966-09-30	1966-12-01
2	152,06	2,26	1967-09-06	5	1967-09-04	1967-09-08
3	368,93	2,2	1969-08-05	22	1969-07-27	1969-08-17
4	198,72	2,34	1969-10-20	20	1969-10-11	1969-10-30
5	3633,98	1,74	1971-11-06	103	1971-08-20	1971-11-30
6	203,9	2,18	1973-07-11	8	1973-07-05	1973-07-12
7	1016,06	1,96	1973-09-06	31	1973-08-24	1973-09-23
8	181,44	2,18	1974-09-28	21	1974-09-09	1974-09-29
9	1815,26	1,85	1975-09-19	40	1975-09-08	1975-10-17
10	323,14	2,12	1978-06-30	13	1978-06-19	1978-07-01
11	5571,07	1,4	1978-08-15	151	1978-07-12	1978-12-09
12	281,66	2,24	1979-06-02	15	1979-05-30	1979-06-13
13	2028,67	1,64	1979-08-15	56	1979-07-28	1979-09-21
14	1571,62	1,77	1981-07-11	48	1981-06-01	1981-07-18
15	342,14	2,06	1988-08-19	11	1988-08-15	1988-08-25
16	3821,47	1,3	1990-10-24	64	1990-09-16	1990-11-18
17	11700,29	1,08	1993-06-07	202	1993-05-21	1993-12-08
18	3373,06	1,38	1994-07-30	80	1994-06-07	1994-08-25
19	991,87	1,68	1995-08-19	31	1995-07-28	1995-08-27
20	946,94	2,2	1997-10-09	60	1997-09-10	1997-11-08
21	708,48	1,9	1998-06-08	17	1998-05-25	1998-06-10
22	1997,57	1,72	2000-07-04	37	2000-06-10	2000-07-16
23	4142,88	1,79	2002-07-11	85	2002-05-21	2002-08-13
24	18475,78	0,75	2004-01-07	209	2003-07-08	2004-02-01

Tabela 9z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Bystrzyca Dusznicka, wod. Szalejów Dolny

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	124,42	1,08	1968-09-07	20	1968-09-04	1968-09-23
2	4136,83	0,53	1969-08-12	170	1969-07-15	1969-12-31
3	1340,06	0,61	1970-07-03	32	1970-06-15	1970-07-16
3	325,73	1	1970-09-11	26	1970-09-06	1970-10-01
4	2927,23	0,78	1971-09-04	100	1971-08-09	1971-11-16
5	697,25	0,74	1972-07-20	28	1972-06-27	1972-07-24
6	7026,91	0,38	1973-08-19	187	1973-05-30	1973-12-02
7	84,67	1	1974-08-14	6	1974-08-13	1974-08-18
8	921,02	0,74	1974-10-05	37	1974-09-09	1974-10-15
9	1194,91	0,82	1975-09-12	89	1975-08-22	1975-11-18
10	545,18	0,82	1976-07-19	31	1976-06-23	1976-07-23
11	1442,02	0,78	1976-10-14	69	1976-08-07	1976-10-14

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
12	285,98	0,91	1977-06-25	50	1977-06-11	1977-07-30
13	62,21	1,17	1977-10-21	13	1977-10-21	1977-11-02
14	252,29	0,91	1978-07-01	20	1978-06-12	1978-07-01
15	334,37	0,91	1978-08-01	16	1978-07-24	1978-08-08
16	401,76	0,81	1979-06-05	26	1979-05-21	1979-06-15
17	3768,77	0,6	1979-09-01	117	1979-07-13	1979-11-06
18	1847,23	0,56	1981-07-11	65	1981-05-15	1981-07-18
19	121,82	0,96	1981-09-08	11	1981-09-03	1981-09-13
20	357,7	0,87	1981-10-08	21	1981-09-20	1981-10-10
21	2242,08	0,95	1982-09-21	133	1982-07-30	1982-12-09
22	4157,57	0,83	1983-09-02	182	1983-06-25	1983-12-23
23	99,36	1,04	1984-06-03	8	1984-05-31	1984-06-07
24	1364,26	0,83	1984-07-12	88	1984-06-14	1984-09-09
25	819,07	0,96	1985-10-17	46	1985-09-21	1985-11-05
26	44,93	1,19	1987-10-06	12	1987-10-06	1987-10-17
27	611,71	1,05	1990-08-01	74	1990-07-12	1990-09-23
28	45,79	1,15	1991-06-23	8	1991-06-19	1991-06-26
29	69,98	1,1	1991-07-12	11	1991-07-02	1991-07-12
30	77,76	1,1	1991-07-24	10	1991-07-16	1991-07-25
31	763,78	0,96	1991-11-12	103	1991-08-15	1991-11-25
32	4237,92	0,71	1992-08-30	133	1992-06-14	1992-10-24
34	2295,65	0,87	1993-07-04	164	1993-05-11	1993-10-21
35	1527,55	0,78	1994-08-01	79	1994-06-08	1994-08-25
36	216	1,04	1994-10-16	27	1994-10-03	1994-10-29
37	1268,35	0,74	1995-08-13	38	1995-07-25	1995-08-31
38	311,9	1	1995-10-22	18	1995-10-17	1995-11-03
39	107,14	1,04	1996-08-20	6	1996-08-19	1996-08-24
40	155,52	1,04	1997-06-13	11	1997-06-09	1997-06-19
41	407,81	1	1997-10-09	31	1997-09-09	1997-10-09
42	1238,98	0,68	1998-06-06	40	1998-05-02	1998-06-10
43	158,98	1,02	1998-09-02	15	1998-08-28	1998-09-11
44	60,48	1,12	1999-06-02	7	1999-05-31	1999-06-06
45	3658,18	0,87	1999-09-16	181	1999-07-25	2000-01-21
46	198,72	1	2000-07-07	26	2000-06-21	2000-07-16
47	88,13	1,13	2000-08-28	10	2000-08-25	2000-09-03
48	87,26	1,13	2000-09-13	11	2000-09-10	2000-09-20
49	93,31	1,13	2000-09-30	29	2000-09-27	2000-10-25
50	838,94	0,8	2002-07-28	57	2002-06-16	2002-08-11
51	131,33	1,06	2002-09-13	16	2002-09-10	2002-09-25
52	61,34	1,06	2002-10-04	6	2002-10-01	2002-10-06
53	5656,61	0,61	2003-08-09	188	2003-06-09	2003-12-13
54	4838,4	0,61	2004-08-12	138	2004-06-25	2004-11-09

Tabela 10z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Ścinawka, wod. Tłumaczów

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	153,79	0,8	1966-06-18	21	1966-05-30	1966-06-19
2	322,27	0,7	1967-09-07	19	1967-08-20	1967-09-07
3	112,32	0,92	1967-10-31	10	1967-10-27	1967-11-05
4	552,96	0,6	1970-07-11	27	1970-06-20	1970-07-16
5	327,46	0,81	1970-09-23	17	1970-09-15	1970-10-01
6	114,05	0,92	1970-10-22	11	1970-10-14	1970-10-24
7	432,86	0,81	1971-10-21	34	1971-10-07	1971-11-09
8	372,38	0,79	1972-07-06	32	1972-06-21	1972-07-22
9	85,54	0,98	1972-10-15	30	1972-10-12	1972-11-10
10	8258,98	0,4	1973-11-03	218	1973-06-13	1974-01-16
11	151,2	0,98	1974-10-14	24	1974-09-22	1974-10-15
12	244,51	0,84	1975-06-14	18	1975-05-29	1975-06-15
13	63,94	0,98	1975-08-09	8	1975-08-07	1975-08-14
14	1201,82	0,69	1975-09-27	78	1975-09-02	1975-11-18
15	3452,54	0,58	1976-09-10	117	1976-06-20	1976-10-14
16	1695,17	0,66	1978-08-05	147	1978-07-17	1978-12-10
17	342,14	0,68	1979-10-28	13	1979-10-20	1979-11-01
18	114,05	0,8	1980-10-07	6	1980-10-02	1980-10-07
19	2303,42	0,64	1981-07-11	98	1981-04-12	1981-07-18
20	753,41	0,78	1981-09-23	42	1981-08-30	1981-10-10
21	8087,04	0,3	1982-12-05	173	1982-07-28	1983-01-16
22	11617,34	0,3	1983-12-11	243	1983-06-09	1984-02-06
23	217,73	0,72	1984-09-04	8	1984-08-29	1984-09-05
24	70,85	0,96	1986-08-08	5	1986-08-07	1986-08-11
25	316,22	0,96	1987-10-17	40	1987-10-10	1987-11-18
26	108	0,9	1988-08-18	18	1988-08-11	1988-08-28
27	656,64	0,82	1988-10-28	41	1988-10-04	1988-11-13
28	2115,94	0,68	1989-09-14	140	1989-07-24	1989-12-10
29	5967,65	0,58	1990-08-04	204	1990-05-18	1990-12-07
30	82,94	1,02	1991-06-22	15	1991-06-13	1991-06-27
31	3457,73	0,66	1991-10-05	148	1991-07-17	1991-12-11
32	12521,95	0,22	1993-03-04	290	1992-05-28	1993-03-13
33	4949,86	0,5	1993-08-15	201	1993-05-18	1993-12-04
34	6983,71	0,39	1994-08-02	189	1994-06-22	1994-12-27
35	626,4	0,55	1995-08-23	30	1995-08-02	1995-08-31
36	143,42	0,96	1995-10-26	15	1995-10-19	1995-11-02
37	172,8	0,99	1997-10-24	21	1997-10-19	1997-11-08
38	607,39	0,67	1998-06-08	46	1998-05-11	1998-06-25
39	198,72	0,83	1998-07-22	10	1998-07-13	1998-07-22
40	88,13	0,87	1998-08-12	12	1998-08-09	1998-08-20
41	393,12	0,75	1998-09-02	17	1998-08-27	1998-09-12
42	2476,22	0,55	1999-09-24	119	1999-08-17	1999-12-13
43	152,93	0,72	2000-06-23	16	2000-06-17	2000-07-02

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
44	1473,98	0,64	2000-10-02	97	2000-09-11	2000-12-16
45	165,02	0,78	2002-07-13	8	2002-07-07	2002-07-14
46	478,66	0,72	2002-07-30	21	2002-07-22	2002-08-11
47	5890,75	0,49	2003-08-14	186	2003-06-11	2003-12-13
48	209,09	0,84	2004-06-01	12	2004-05-30	2004-06-10
49	6308,06	0,38	2004-09-27	157	2004-06-15	2004-11-18
50	170,21	0,81	2005-06-29	11	2005-06-21	2005-07-01
51	349,92	0,57	2005-07-30	13	2005-07-18	2005-07-30
52	639,36	0,57	2005-08-21	20	2005-08-03	2005-08-22

Tabela 11z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Ścinawka, wod. Gorzuchów

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	505,44	1,46	1966-06-19	20	1966-05-31	1966-06-19
2	192,67	1,92	1967-09-03	12	1967-08-27	1967-09-07
3	2102,98	1,38	1970-06-21	35	1970-06-14	1970-07-18
4	2059,78	1,56	1970-09-19	55	1970-09-15	1970-11-08
5	564,19	1,74	1973-07-12	21	1973-06-27	1973-07-17
6	7103,81	1,31	1973-12-02	143	1973-08-06	1973-12-26
7	427,68	1,95	1974-09-26	30	1974-09-17	1974-10-16
8	393,12	1,5	1975-06-13	10	1975-06-06	1975-06-15
9	3796,42	0,98	1975-10-01	96	1975-08-15	1975-11-18
10	3142,37	1,42	1976-09-13	117	1976-06-20	1976-10-14
11	523,58	1,65	1978-07-01	15	1978-06-17	1978-07-01
12	1957,82	1,05	1978-08-06	58	1978-07-15	1978-09-10
13	2131,49	1,35	1979-09-16	51	1979-08-02	1979-09-21
14	3843,94	1,22	1981-07-12	71	1981-05-09	1981-07-18
15	1456,7	1,66	1981-09-23	44	1981-08-29	1981-10-11
16	12894,34	1,18	1982-09-04	178	1982-07-24	1983-01-17
17	13268,45	0,93	1983-12-10	242	1983-07-02	1984-02-28
18	220,32	1,91	1985-07-27	14	1985-07-24	1985-08-06
19	1965,6	1,55	1985-10-29	73	1985-09-21	1985-12-02
20	302,4	1,88	1988-07-24	23	1988-07-05	1988-07-27
21	631,58	1,81	1988-08-19	24	1988-08-06	1988-08-29
22	2032,99	1,46	1988-11-11	54	1988-10-03	1988-11-25
23	5565,89	1,32	1989-12-12	160	1989-07-07	1989-12-13
24	11939,62	1,09	1990-08-04	205	1990-05-20	1990-12-10
25	10239,26	1,17	1991-10-10	198	1991-06-05	1991-12-19
26	30398,11	0,32	1993-02-18	300	1992-05-20	1993-03-15
27	9456,48	0,95	1994-08-02	189	1994-06-22	1994-12-27
28	890,78	1,47	1995-08-23	26	1995-08-06	1995-08-31
29	266,98	1,99	1995-10-29	15	1995-10-17	1995-10-31
30	229,82	1,75	1997-09-26	10	1997-09-20	1997-09-29
31	1331,42	1,29	1998-06-08	29	1998-05-13	1998-06-10

Lp.	Niedobór wody [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
32	6091,2	1	1999-09-21	178	1999-07-29	2000-01-22
33	699,84	1,45	2000-07-01	24	2000-06-15	2000-07-08
34	330,05	1,69	2000-08-16	11	2000-08-11	2000-08-21
35	3616,7	1,45	2000-09-27	90	2000-08-28	2000-11-25
36	799,2	1,46	2002-07-11	27	2002-06-20	2002-07-16
37	908,93	1,46	2002-08-11	20	2002-07-23	2002-08-11
38	17555,62	0,76	2003-12-10	225	2003-06-02	2004-01-12
39	12775,1	0,95	2004-09-11	175	2004-05-28	2004-11-18
40	4155,84	0,76	2005-07-30	66	2005-06-18	2005-08-22

Tabela 12z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$, rzeka Nysa Kłodzka, wod. Bystrzyca Kłodzka

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dnij]	$D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$
89,86	5	1978-08-26	1978-08-30	449,30	0,000185984
93,31	6	1986-07-01	1986-07-06	559,86	0,00023175
115,78	5	2004-06-05	2004-06-09	578,90	0,000239631
79,49	8	1981-10-03	1981-10-10	635,92	0,000263234
141,7	5	1975-05-21	1975-05-25	708,50	0,000293278
122,69	6	2002-06-01	2002-06-06	736,14	0,000304719
82,94	9	1986-09-08	1986-09-16	746,46	0,000308991
95,04	9	1989-05-25	1989-06-02	855,36	0,00035407
116,64	8	1984-08-29	1984-09-05	933,12	0,000386258
193,54	5	1998-08-18	1998-08-22	967,70	0,000400572
129,6	9	1977-09-13	1977-09-21	1166,40	0,000482822
153,79	9	1982-06-03	1982-06-11	1384,11	0,000572942
148,61	10	1980-06-13	1980-06-22	1486,10	0,00061516
222,91	7	1982-06-19	1982-06-25	1560,37	0,000645903
177,12	9	1984-07-24	1984-08-01	1594,08	0,000659857
181,44	9	2001-05-09	2001-05-17	1632,96	0,000675951
228,96	8	2000-05-12	2000-05-19	1831,68	0,00075821
233,28	9	2005-07-14	2005-07-22	2099,52	0,00086908
176,26	12	1968-07-06	1968-07-17	2115,12	0,000875538
174,53	13	1989-08-15	1989-08-27	2268,89	0,00093919
276,48	11	1981-09-02	1981-09-12	3041,28	0,001258914
254,02	12	1990-05-22	1990-06-02	3048,24	0,001261796
305,86	17	2005-08-06	2005-08-22	5199,62	0,002152343
366,34	15	1975-06-02	1975-06-16	5495,10	0,002274654
290,3	21	2001-10-18	2001-11-07	6096,30	0,002523517
430,27	15	2005-06-17	2005-07-01	6454,05	0,002671604
472,61	16	1980-08-27	1980-09-11	7561,76	0,003130132
659,23	13	1997-06-08	1997-06-20	8569,99	0,003547481
495,07	20	1978-06-15	1978-07-04	9901,40	0,004098608
349,06	29	1988-06-16	1988-07-14	10122,74	0,00419023

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$
670,46	17	1995-10-18	1995-11-03	11397,82	0,00471804
817,34	15	1970-07-02	1970-07-16	12260,10	0,005074974
552,96	24	1997-09-22	1997-10-15	13271,04	0,005493445
846,72	16	1978-07-24	1978-08-08	13547,52	0,005607892
862,27	21	1998-05-21	1998-06-10	18107,67	0,007495531
980,64	22	1980-09-20	1980-10-11	21574,08	0,008930425
576,29	39	1984-05-26	1984-07-03	22475,31	0,009303482
1088,64	26	1986-07-17	1986-08-11	28304,64	0,011716488
631,58	47	1976-07-31	1976-09-15	29684,26	0,012287571
1099,87	30	1976-06-20	1976-07-19	32996,10	0,013658482
1140,48	30	2000-06-09	2000-07-08	34214,40	0,014162788
1147,39	30	1986-09-21	1986-10-20	34421,70	0,014248598
1158,62	35	1985-10-02	1985-11-05	40551,70	0,016786065
1115,42	40	1977-05-28	1977-07-06	44616,80	0,018468781
1453,25	31	1977-10-03	1977-11-02	45050,75	0,018648412
1451,52	33	1995-07-28	1995-08-29	47900,16	0,019827903
1752,19	31	1974-04-16	1974-05-16	54317,89	0,022484473
1130,98	64	1979-07-22	1979-09-23	72382,72	0,029962271
1867,1	39	1987-10-05	1987-11-12	72816,90	0,030141996
2295,65	54	1988-10-03	1988-11-25	123965,10	0,0513144
2270,59	68	1981-05-12	1981-07-18	154400,12	0,063912743
2874,53	62	2002-06-13	2002-08-13	178220,86	0,073773155
2769,98	70	1991-08-30	1991-11-07	193898,60	0,080262835
2643,84	93	1975-08-28	1975-11-28	245877,12	0,101778944
3668,54	84	1994-06-03	1994-08-25	308157,36	0,127559371
4287,17	81	1996-06-08	1996-08-27	347260,77	0,143745927
3187,3	117	1993-06-02	1993-09-26	372914,10	0,154364925
5541,7	103	1999-07-29	1999-11-08	570795,10	0,236276244
7665,41	128	1990-07-13	1990-11-17	981172,48	0,406148807
8612,35	149	2000-08-10	2001-01-05	1283240,15	0,531187397
9497,09	140	1982-07-24	1982-12-10	1329592,6	0,550374637
8017,92	174	1992-05-25	1992-11-14	1395118,08	0,577498406
10425,89	140	2004-06-23	2004-11-09	1459624,6	0,604200384
13007,52	188	2003-06-09	2003-12-13	2445413,76	1,01226023
15693,7	269	1983-05-07	1984-01-30	4221605,3	1,747501066

Tabela 13z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$, rzeka Nysa Kłodzka, wod. Kłodzko

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$
377,57	7	1983-06-09	1983-06-15	2642,99	0,000550492
373,25	8	2002-09-08	2002-09-15	2986,00	0,000621935
452,74	8	1972-07-18	1972-07-25	3621,92	0,000754387

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ ·dni]	$D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$
417,31	9	1986-10-13	1986-10-21	3755,79	0,00078227
327,46	16	1978-08-26	1978-09-10	5239,36	0,001091273
437,18	12	1973-07-02	1973-07-13	5246,16	0,00109269
589,25	10	1976-08-10	1976-08-19	5892,50	0,001227312
868,32	7	1997-08-23	1997-08-29	6078,24	0,001265999
567,65	11	1988-06-15	1988-06-25	6244,15	0,001300555
899,42	7	2000-08-28	2000-09-03	6295,94	0,001311342
532,22	15	2005-07-16	2005-07-30	7983,30	0,001662792
863,14	11	1981-09-03	1981-09-13	9494,54	0,001977558
984,96	10	1979-10-08	1979-10-17	9849,60	0,002051511
844,99	13	1978-06-19	1978-07-01	10984,87	0,00228797
1062,72	12	2004-05-30	2004-06-10	12752,64	0,002656168
1003,97	17	1991-06-11	1991-06-27	17067,49	0,003554881
933,12	20	1996-08-09	1996-08-28	18662,40	0,003887074
1089,5	24	1981-09-18	1981-10-11	26148,00	0,005446203
2160	16	1978-07-24	1978-08-08	34560,00	0,007198286
1983,74	23	1976-08-24	1976-09-15	45626,02	0,009503158
1612,22	42	1987-10-04	1987-11-14	67713,24	0,014103567
3004,99	24	1976-06-26	1976-07-19	72119,76	0,015021373
2685,31	27	1998-08-17	1998-09-12	72503,37	0,015101273
3401,57	24	2000-06-18	2000-07-11	81637,68	0,017003801
2590,27	40	1991-10-06	1991-11-14	103610,80	0,021580445
3769,63	37	1975-09-08	1975-10-14	139476,31	0,029050647
5186,59	32	1995-07-28	1995-08-28	165970,88	0,034569035
4703,62	42	1979-08-11	1979-09-21	197552,04	0,041146877
6318,43	36	1998-05-06	1998-06-10	227463,48	0,047376944
5766,34	44	1974-09-03	1974-10-16	253718,96	0,052845533
5743,01	59	1988-09-29	1988-11-26	338837,59	0,07057436
6037,63	57	1988-07-04	1988-08-29	344144,91	0,071679788
7990,27	59	2002-06-15	2002-08-12	471425,93	0,098190354
8503,49	56	1993-05-17	1993-07-11	476195,44	0,099183766
7477,92	67	1997-09-03	1997-11-08	501020,64	0,104354451
4990,46	105	1999-08-26	1999-12-08	523998,30	0,109140324
11003,9	64	1981-05-16	1981-07-18	704249,60	0,146683739
11795,33	75	1985-09-19	1985-12-02	884649,75	0,184258156
12403,58	90	1973-08-16	1973-11-13	1116322,20	0,23251176
13284	97	1971-08-14	1971-11-18	1288548,00	0,268383593
19588,61	106	1994-05-19	1994-09-01	2076392,66	0,432478823
20059,49	113	1990-07-29	1990-11-18	2266722,37	0,472121406
32194,37	140	1982-07-30	1982-12-16	4507211,80	0,938778917
41952,38	157	2004-06-15	2004-11-18	6586523,66	1,371865762
36746,78	191	1992-05-28	1992-12-04	7018634,98	1,461867523
39527,14	186	2003-06-13	2003-12-15	7352048,04	1,531312041

Tabela 14z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$, rzeka Nysa Kłodzka, wod. Bardo

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$
859,68	5	1971-07-25	1971-07-29	4298,40	0,000186957
686,88	7	1970-09-25	1970-10-01	4808,16	0,000209128
712,8	8	1980-09-04	1980-09-11	5702,40	0,000248023
928,8	7	1969-06-10	1969-06-16	6501,60	0,000282784
869,18	9	2005-06-23	2005-07-01	7822,62	0,000340241
777,6	14	1979-05-31	1979-06-13	10886,40	0,000473498
1276,99	13	1981-09-01	1981-09-13	16600,87	0,000722046
1131,84	16	1990-05-19	1990-06-03	18109,44	0,00078766
1310,69	14	2005-08-09	2005-08-22	18349,66	0,000798108
1397,95	17	1998-08-20	1998-09-05	23765,15	0,001033652
699,84	35	1987-10-10	1987-11-13	24494,40	0,001065371
1539,65	16	1989-08-14	1989-08-29	24634,40	0,00107146
1408,32	20	1972-06-20	1972-07-09	28166,40	0,001225082
1539,65	21	1981-09-20	1981-10-10	32332,65	0,001406291
2153,09	16	2005-07-15	2005-07-30	34449,44	0,00149836
1970,78	18	1978-06-17	1978-07-04	35474,04	0,001542924
2570,4	22	1980-09-20	1980-10-11	56548,80	0,002459559
3028,32	27	1995-08-02	1995-08-28	81764,64	0,003556308
4259,52	22	1978-07-18	1978-08-08	93709,44	0,004075841
3641,76	31	1973-06-17	1973-07-17	112894,56	0,004910287
3313,44	37	1976-08-10	1976-09-15	122597,28	0,005332302
4903,2	28	1976-06-25	1976-07-22	137289,60	0,005971336
8127,65	32	1998-05-10	1998-06-10	260084,80	0,011312247
7037,28	37	1975-09-08	1975-10-14	260379,36	0,011325058
9030,53	36	2000-06-11	2000-07-16	325099,08	0,014140007
9547,2	41	1974-09-06	1974-10-16	391435,20	0,017025261
11923,2	54	1979-08-01	1979-09-23	643852,80	0,028004027
14605,06	66	1981-05-14	1981-07-18	963933,96	0,041925782
17855,42	71	1994-06-22	1994-08-31	1267734,82	0,055139435
15269,47	87	2002-05-18	2002-08-12	1328443,89	0,057779943
18921,6	77	1985-09-13	1985-11-28	1456963,20	0,06336982
11612,16	142	1988-07-05	1988-11-23	1648926,72	0,071719169
21829,82	100	1971-08-11	1971-11-18	2182982,00	0,094947613
25229,66	89	1991-08-20	1991-11-16	2245439,74	0,097664178
28909,44	112	1973-08-12	1973-12-01	3237857,28	0,140828838
24910,85	157	1999-08-14	2000-01-17	3911003,45	0,170106964
41277,6	125	1990-07-17	1990-11-18	5159700,00	0,22441834
40711,68	131	2000-08-13	2000-12-21	5333230,08	0,231965936
35196,77	158	1993-05-18	1993-10-22	5561089,66	0,241876565
44629,06	180	1969-07-15	1970-01-10	8033230,80	0,349400996
52901,86	163	1982-07-26	1983-01-04	8623003,18	0,375052825
70629,41	176	2004-05-27	2004-11-18	12430776,16	0,540669836
66204,86	193	1992-05-25	1992-12-03	12777537,98	0,555752052
68817,6	190	2003-06-08	2003-12-14	13075344,00	0,568704963
82010,88	227	1983-06-24	1984-02-05	18616469,76	0,809713208

Tabela 15z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$, rzeka Wilczka, wod. Wilkanów

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
41,47	6	1982-06-21	1982-06-26	248,82	0,000328512
50,11	8	1982-06-05	1982-06-12	400,88	0,000529274
51,84	10	2004-06-16	2004-06-25	518,40	0,000684433
55,3	13	1973-07-03	1973-07-15	718,90	0,00094915
62,21	12	2003-04-28	2003-05-09	746,52	0,000985616
50,11	16	1978-06-19	1978-07-04	801,76	0,001058548
54,43	15	1989-08-15	1989-08-29	816,45	0,001077943
65,66	17	1972-07-09	1972-07-25	1116,22	0,001473724
155,52	9	2002-05-09	2002-05-17	1399,68	0,00184797
81,22	19	2005-07-25	2005-08-12	1543,18	0,00203743
132,19	21	1976-08-26	1976-09-15	2775,99	0,003665085
165,02	17	1979-05-30	1979-06-15	2805,34	0,003703836
198,72	16	1996-06-07	1996-06-22	3179,52	0,004197858
247,1	15	2002-07-28	2002-08-11	3706,50	0,00489362
233,28	25	1976-06-28	1976-07-22	5832,00	0,007699876
162,43	55	1980-08-18	1980-10-11	8933,65	0,011794924
352,51	28	1995-10-10	1995-11-06	9870,28	0,013031538
418,18	27	1998-05-16	1998-06-11	11290,86	0,014907102
238,46	50	1978-07-24	1978-09-11	11923,00	0,015741705
260,06	54	1981-08-18	1981-10-10	14043,24	0,018541016
461,38	33	2000-06-12	2000-07-14	15225,54	0,020101984
438,05	37	1996-07-27	1996-09-01	16207,85	0,021398908
559,87	44	1995-07-18	1995-08-30	24634,28	0,03252416
384,48	77	1991-09-01	1991-11-16	29604,96	0,039086852
643,68	53	1993-05-28	1993-07-19	34115,04	0,045041422
645,41	54	1974-08-24	1974-10-16	34852,14	0,046014601
604,8	67	1981-05-14	1981-07-19	40521,60	0,053499879
598,75	81	1969-09-05	1969-11-24	48498,75	0,064031954
802,66	68	1985-09-26	1985-12-02	54580,88	0,072062072
565,92	120	1990-07-21	1990-11-17	67910,40	0,089660778
590,11	123	1975-08-29	1975-12-29	72583,53	0,09583062
1132,7	129	1979-07-12	1979-11-17	146118,30	0,192917144
1768,61	85	1999-07-31	1999-10-23	150331,85	0,198480212
2952,29	136	2004-07-06	2004-11-18	401511,44	0,53010773
3137,18	131	2003-05-26	2003-10-03	410970,58	0,542596448
2342,3	181	1994-05-24	1994-11-20	423956,30	0,559741241
3811,97	177	1992-06-10	1992-12-03	674718,69	0,890817938
7335,36	617	1982-07-22	1984-03-29	4525917,12	5,975480173

Tabela 16z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$, rzeka Bystrzyca, wod. Bystrzyca Kłodzka

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
25,06	5	2004-05-28	2004-06-01	125,30	0,000118321
29,38	6	1978-09-06	1978-09-11	176,28	0,000166461
57,02	5	1998-07-18	1998-07-22	285,10	0,00026922
37,15	8	1978-09-15	1978-09-22	297,20	0,000280646
31,1	10	1978-10-09	1978-10-18	311,00	0,000293678
38,88	9	1982-07-09	1982-07-17	349,92	0,00033043
33,7	12	1982-07-29	1982-08-09	404,40	0,000381875
46,66	12	1973-05-30	1973-06-10	559,92	0,000528733
59,62	11	2002-07-06	2002-07-16	655,82	0,000619292
105,41	11	2005-06-21	2005-07-01	1159,51	0,001094927
96,77	16	1977-06-11	1977-06-26	1548,32	0,001462081
93,31	17	2002-07-26	2002-08-11	1586,27	0,001497917
100,22	17	1977-10-18	1977-11-03	1703,74	0,001608844
73,44	26	1972-06-29	1972-07-24	1909,44	0,001803087
153,79	13	1999-05-27	1999-06-08	1999,27	0,001887913
138,24	17	1978-06-18	1978-07-04	2350,08	0,002219184
123,55	20	1991-06-08	1991-06-27	2471,00	0,002333369
149,47	17	1978-07-23	1978-08-08	2540,99	0,00239946
128,74	23	1977-07-09	1977-07-31	2961,02	0,002796095
156,38	21	1990-05-19	1990-06-08	3283,98	0,003101067
88,13	38	1970-09-17	1970-10-24	3348,94	0,003162409
201,31	18	2005-07-13	2005-07-30	3623,58	0,003421752
159,84	29	1973-06-19	1973-07-17	4635,36	0,004377177
231,55	25	1991-07-02	1991-07-26	5788,75	0,005466325
252,29	28	1998-08-16	1998-09-12	7064,12	0,006670658
233,28	39	1972-10-07	1972-11-14	9097,92	0,008591179
356,83	37	2000-06-10	2000-07-16	13202,71	0,012467338
412,99	33	1995-07-28	1995-08-29	13628,67	0,012869572
437,18	41	1981-08-31	1981-10-10	17924,38	0,016926017
578,02	34	1998-05-08	1998-06-10	19652,68	0,018558053
419,04	67	1974-08-12	1974-10-17	28075,68	0,026511904
709,34	53	1997-09-09	1997-10-31	37595,02	0,03550103
578,88	75	1988-06-16	1988-08-29	43416,00	0,04099779
878,69	65	1981-05-15	1981-07-18	57114,85	0,053933633
630,72	101	1975-08-10	1975-11-18	63702,72	0,060154568
962,5	90	1984-06-13	1984-09-10	86625,00	0,081800109
1125,79	83	1985-09-11	1985-12-02	93440,57	0,088236061
1191,46	121	2000-08-12	2000-12-10	144166,66	0,136136779
1308,1	114	1976-06-23	1976-10-14	149123,40	0,140817436
1388,45	126	1982-08-12	1982-12-15	174944,70	0,165200525
1706,4	117	2004-07-14	2004-11-07	199648,80	0,188528642

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$
1451,52	161	1973-08-12	1974-01-19	233694,72	0,220678252
1607,04	156	1989-07-11	1989-12-13	250698,24	0,236734699
2162,59	121	1991-08-21	1991-12-19	261673,39	0,247098549
2815,78	155	1990-06-16	1990-11-17	436445,90	0,412136475
2496,1	177	1994-05-23	1994-11-15	441809,70	0,417201519
2531,52	183	1999-07-31	2000-01-29	463268,16	0,437464773
3085,34	182	2003-06-15	2003-12-13	561531,88	0,530255341
3882,82	163	1993-05-13	1993-10-22	632899,66	0,597648036
4594,75	232	1992-05-25	1993-01-11	1065982,00	1,006608297
3855,17	295	1983-06-05	1984-03-25	1137275,15	1,073930518

Tabela 17z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$, rzeka Biała Łądecka, wod. Łądek Zdrój

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$
93,31	6	1981-09-06	1981-09-11	559,86	0,00037064
89,86	11	2002-09-05	2002-09-15	988,46	0,000654383
189,22	8	1973-06-16	1973-06-23	1513,76	0,001002143
96,77	16	2003-06-16	2003-07-01	1548,32	0,001025023
167,62	16	1978-06-19	1978-07-04	2681,92	0,001775491
212,54	17	1969-10-14	1969-10-30	3613,18	0,002392006
253,15	18	1998-08-19	1998-09-05	4556,70	0,003016638
305,86	21	1980-09-22	1980-10-12	6423,06	0,00425221
495,94	17	1997-09-15	1997-10-01	8430,98	0,005581498
478,66	28	1975-09-16	1975-10-13	13402,48	0,008872743
801,79	17	1977-09-02	1977-09-18	13630,43	0,009023651
820,8	23	2000-06-19	2000-07-11	18878,40	0,012497925
760,32	33	1995-07-27	1995-08-28	25090,56	0,016610514
967,68	31	1973-08-24	1973-09-23	29998,08	0,019859402
1183,68	42	1979-08-11	1979-09-21	49714,56	0,032912155
1036,8	51	1981-05-29	1981-07-18	52876,80	0,035005629
1920,67	35	1998-05-07	1998-06-10	67223,45	0,044503433
1330,56	66	1985-09-28	1985-12-02	87816,96	0,058136799
1548,29	57	1990-09-21	1990-11-16	88252,53	0,058425156
3021,41	64	1966-09-27	1966-11-29	193370,24	0,128015439
2545,34	85	2002-05-21	2002-08-13	216353,90	0,143231138
2449,44	89	1994-06-04	1994-08-31	218000,16	0,144320999
2452,9	96	1971-08-13	1971-11-16	235478,40	0,155891987
2829,6	148	1978-07-15	1978-12-09	418780,80	0,27724229
7911,65	118	1991-08-27	1991-12-22	933574,70	0,618047407
11417,76	202	1993-05-21	1993-12-08	2306387,52	1,526880309
14140,22	211	2003-07-08	2004-02-03	2983586,42	1,975201182

Tabela 18z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$, rzeka Biała Łądecka, wod. Żelazno

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
152,06	5	1967-09-04	1967-09-08	760,30	0,000698988
203,9	8	1973-07-05	1973-07-12	1631,20	0,001499657
342,14	11	1988-08-15	1988-08-25	3763,54	0,00346004
181,44	21	1974-09-09	1974-09-29	3810,24	0,003502974
198,72	20	1969-10-11	1969-10-30	3974,40	0,003653896
323,14	13	1978-06-19	1978-07-01	4200,82	0,003862057
281,66	15	1979-05-30	1979-06-13	4224,90	0,003884195
368,93	22	1969-07-27	1969-08-17	8116,46	0,007461932
708,48	17	1998-05-25	1998-06-10	12044,16	0,011072894
991,87	31	1995-07-28	1995-08-27	30747,97	0,028268389
1016,06	31	1973-08-24	1973-09-23	31497,86	0,028957807
946,94	60	1997-09-10	1997-11-08	56816,40	0,052234606
1815,26	40	1975-09-08	1975-10-17	72610,40	0,066754945
1997,57	37	2000-06-10	2000-07-16	73910,09	0,067949826
1571,62	48	1981-06-01	1981-07-18	75437,76	0,069354301
2028,67	56	1979-07-28	1979-09-21	113605,52	0,104444133
3821,47	64	1990-09-16	1990-11-18	244574,08	0,224851114
3373,06	80	1994-06-07	1994-08-25	269844,80	0,24808395
5088,96	63	1966-09-30	1966-12-01	320604,48	0,294750263
4142,88	85	2002-05-21	2002-08-13	352144,80	0,323747106
3633,98	103	1971-08-20	1971-11-30	374299,94	0,344115609
5571,07	151	1978-07-12	1978-12-09	841231,57	0,773392894
11700,29	202	1993-05-21	1993-12-08	2363458,58	2,17286433
18475,78	209	2003-07-08	2004-02-01	3861438,02	3,55004357

Tabela 19z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$, rzeka Bystrzyca Dusznicka, wod. Szalejów Dolny

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
45,79	8	1991-06-19	1991-06-26	366,32	0,000214021
61,34	6	2002-10-01	2002-10-06	368,04	0,000215026
60,48	7	1999-05-31	1999-06-06	423,36	0,000247346
84,67	6	1974-08-13	1974-08-18	508,02	0,000296808
44,93	12	1987-10-06	1987-10-17	539,16	0,000315002
107,14	6	1996-08-19	1996-08-24	642,84	0,000375576
69,98	11	1991-07-02	1991-07-12	769,78	0,00044974
77,76	10	1991-07-16	1991-07-25	777,60	0,000454309
99,36	8	1984-05-31	1984-06-07	794,88	0,000464405
62,21	13	1977-10-21	1977-11-02	808,73	0,000472497
88,13	10	2000-08-25	2000-09-03	881,30	0,000514895

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$
87,26	11	2000-09-10	2000-09-20	959,86	0,000560794
121,82	11	1981-09-03	1981-09-13	1340,02	0,000782901
155,52	11	1997-06-09	1997-06-19	1710,72	0,00099948
131,33	16	2002-09-10	2002-09-25	2101,28	0,001227663
158,98	15	1998-08-28	1998-09-11	2384,70	0,00139325
124,42	20	1968-09-04	1968-09-23	2488,40	0,001453836
93,31	29	2000-09-27	2000-10-25	2705,99	0,001580962
252,29	20	1978-06-12	1978-07-01	5045,80	0,002947986
198,72	26	2000-06-21	2000-07-16	5166,72	0,003018632
334,37	16	1978-07-24	1978-08-08	5349,92	0,003125666
311,9	18	1995-10-17	1995-11-03	5614,20	0,003280071
216	27	1994-10-03	1994-10-29	5832,00	0,003407319
357,7	21	1981-09-20	1981-10-10	7511,70	0,004388676
325,73	26	1970-09-06	1970-10-01	8468,98	0,004947963
401,76	26	1979-05-21	1979-06-15	10445,76	0,006102887
407,81	31	1997-09-09	1997-10-09	12642,11	0,007386095
285,98	50	1977-06-11	1977-07-30	14299,00	0,008354125
545,18	31	1976-06-23	1976-07-23	16900,58	0,009874086
697,25	28	1972-06-27	1972-07-24	19523,00	0,011406223
921,02	37	1974-09-09	1974-10-15	34077,74	0,019909764
819,07	46	1985-09-21	1985-11-05	37677,22	0,022012743
1340,06	32	1970-06-15	1970-07-16	42881,92	0,025053565
611,71	74	1990-07-12	1990-09-23	45266,54	0,026446769
838,94	57	2002-06-16	2002-08-11	47819,58	0,027938371
1268,35	38	1995-07-25	1995-08-31	48197,30	0,028159052
1238,98	40	1998-05-02	1998-06-10	49559,20	0,028954736
763,78	103	1991-08-15	1991-11-25	78669,34	0,045962202
1442,02	69	1976-08-07	1976-10-14	99499,38	0,058132057
1194,91	89	1975-08-22	1975-11-18	106346,99	0,062132742
1364,26	88	1984-06-14	1984-09-09	120054,88	0,070141514
1847,23	65	1981-05-15	1981-07-18	120069,95	0,070150318
1527,55	79	1994-06-08	1994-08-25	120676,45	0,070504663
2927,23	100	1971-08-09	1971-11-16	292723,00	0,171022072
2242,08	133	1982-07-30	1982-12-09	298196,64	0,174220021
2295,65	164	1993-05-11	1993-10-21	376486,60	0,219960572
3768,77	117	1979-07-13	1979-11-06	440946,09	0,257620734
4237,92	133	1992-06-14	1992-10-24	563643,36	0,329306052
3658,18	181	1999-07-25	2000-01-21	662130,58	0,386846759
4838,4	138	2004-06-25	2004-11-09	667699,20	0,3901002
4136,83	170	1969-07-15	1969-12-31	703261,10	0,410877077
4157,57	182	1983-06-25	1983-12-23	756677,74	0,442085504
5656,61	188	2003-06-09	2003-12-13	1063442,68	0,621311516
7026,91	187	1973-05-30	1973-12-02	1314032,17	0,767717277

Tabela 20z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$, rzeka Ścinawka, wod. Tłumaczów

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dnij]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
70,85	5	1986-08-07	1986-08-11	354,25	8,5697E-05
63,94	8	1975-08-07	1975-08-14	511,52	0,000123742
114,05	6	1980-10-02	1980-10-07	684,30	0,00016554
88,13	12	1998-08-09	1998-08-20	1057,56	0,000255836
112,32	10	1967-10-27	1967-11-05	1123,20	0,000271715
82,94	15	1991-06-13	1991-06-27	1244,10	0,000300962
114,05	11	1970-10-14	1970-10-24	1254,55	0,00030349
165,02	8	2002-07-07	2002-07-14	1320,16	0,000319361
217,73	8	1984-08-29	1984-09-05	1741,84	0,000421371
170,21	11	2005-06-21	2005-07-01	1872,31	0,000452933
108	18	1988-08-11	1988-08-28	1944,00	0,000470275
198,72	10	1998-07-13	1998-07-22	1987,20	0,000480726
143,42	15	1995-10-19	1995-11-02	2151,30	0,000520423
152,93	16	2000-06-17	2000-07-02	2446,88	0,000591928
209,09	12	2004-05-30	2004-06-10	2509,08	0,000606974
85,54	30	1972-10-12	1972-11-10	2566,20	0,000620792
153,79	21	1966-05-30	1966-06-19	3229,59	0,000781274
151,2	24	1974-09-22	1974-10-15	3628,80	0,000877847
172,8	21	1997-10-19	1997-11-08	3628,80	0,000877847
244,51	18	1975-05-29	1975-06-15	4401,18	0,001064695
342,14	13	1979-10-20	1979-11-01	4447,82	0,001075977
349,92	13	2005-07-18	2005-07-30	4548,96	0,001100444
327,46	17	1970-09-15	1970-10-01	5566,82	0,001346676
322,27	19	1967-08-20	1967-09-07	6123,13	0,001481253
393,12	17	1998-08-27	1998-09-12	6683,04	0,001616702
478,66	21	2002-07-22	2002-08-11	10051,86	0,002431657
372,38	32	1972-06-21	1972-07-22	11916,16	0,002882652
316,22	40	1987-10-10	1987-11-18	12648,80	0,003059886
639,36	20	2005-08-03	2005-08-22	12787,20	0,003093366
432,86	34	1971-10-07	1971-11-09	14717,24	0,003560265
552,96	27	1970-06-20	1970-07-16	14929,92	0,003611714
626,4	30	1995-08-02	1995-08-31	18792,00	0,004545994
656,64	41	1988-10-04	1988-11-13	26922,24	0,00651279
607,39	46	1998-05-11	1998-06-25	27939,94	0,006758983
753,41	42	1981-08-30	1981-10-10	31643,22	0,007654848
1201,82	78	1975-09-02	1975-11-18	93741,96	0,022677226
1473,98	97	2000-09-11	2000-12-16	142976,06	0,034587504
2303,42	98	1981-04-12	1981-07-18	225735,16	0,054607853
1695,17	147	1978-07-17	1978-12-10	249189,99	0,060281838
2476,22	119	1999-08-17	1999-12-13	294670,18	0,071284003
2115,94	140	1989-07-24	1989-12-10	296231,60	0,071661728
3452,54	117	1976-06-20	1976-10-14	403947,18	0,097719328
3457,73	148	1991-07-17	1991-12-11	511744,04	0,123796591
6308,06	157	2004-06-15	2004-11-18	990365,42	0,239580441
4949,86	201	1993-05-18	1993-12-04	994921,86	0,240682695

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$
5890,75	186	2003-06-11	2003-12-13	1095679,50	0,265057092
5967,65	204	1990-05-18	1990-12-07	1217400,60	0,294502784
6983,71	189	1994-06-22	1994-12-27	1319921,19	0,319303658
8087,04	173	1982-07-28	1983-01-16	1399057,92	0,338447716
8258,98	218	1973-06-13	1974-01-16	1800457,64	0,435550785
11617,34	243	1983-06-09	1984-02-06	2823013,62	0,682918482
12521,95	290	1992-05-28	1993-03-13	3631365,50	0,878467818

Tabela 21z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$, rzeka Ścinawka, wod. Gorzuchów

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [m ³ *dni]	$D_i \times T_i / D_{95\%} \times T_{95\%}$
229,82	10	1997-09-20	1997-09-29	2298,20	0,000434189
192,67	12	1967-08-27	1967-09-07	2312,04	0,000436804
220,32	14	1985-07-24	1985-08-06	3084,48	0,000582738
330,05	11	2000-08-11	2000-08-21	3630,55	0,000685905
393,12	10	1975-06-06	1975-06-15	3931,20	0,000742705
266,98	15	1995-10-17	1995-10-31	4004,70	0,000756591
302,4	23	1988-07-05	1988-07-27	6955,20	0,001314017
523,58	15	1978-06-17	1978-07-01	7853,70	0,001483766
505,44	20	1966-05-31	1966-06-19	10108,80	0,001909813
564,19	21	1973-06-27	1973-07-17	11847,99	0,002238391
427,68	30	1974-09-17	1974-10-16	12830,40	0,002423993
631,58	24	1988-08-06	1988-08-29	15157,92	0,002863722
699,84	24	2000-06-15	2000-07-08	16796,16	0,003173228
908,93	20	2002-07-23	2002-08-11	18178,60	0,003434406
799,2	27	2002-06-20	2002-07-16	21578,40	0,004076716
890,78	26	1995-08-06	1995-08-31	23160,28	0,004375574
1331,42	29	1998-05-13	1998-06-10	38611,18	0,007294648
1456,7	44	1981-08-29	1981-10-11	64094,80	0,012109161
2102,98	35	1970-06-14	1970-07-18	73604,30	0,013905751
2131,49	51	1979-08-02	1979-09-21	108705,99	0,020537365
2032,99	54	1988-10-03	1988-11-25	109781,46	0,020740549
2059,78	55	1970-09-15	1970-11-08	113287,90	0,021403006
1957,82	58	1978-07-15	1978-09-10	113553,56	0,021453196
1965,6	73	1985-09-21	1985-12-02	143488,80	0,027108735
3843,94	71	1981-05-09	1981-07-18	272919,74	0,051561577
4155,84	66	2005-06-18	2005-08-22	274285,44	0,051819593
3616,7	90	2000-08-28	2000-11-25	325503,00	0,061495911
3796,42	96	1975-08-15	1975-11-18	364456,32	0,068855198
3142,37	117	1976-06-20	1976-10-14	367657,29	0,069459944
5565,89	160	1989-07-07	1989-12-13	890542,40	0,168246426
7103,81	143	1973-08-06	1973-12-26	1015844,83	0,191919287
6091,2	178	1999-07-29	2000-01-22	1084233,60	0,204839689
9456,48	189	1994-06-22	1994-12-27	1787274,72	0,337662288
10239,26	198	1991-06-05	1991-12-19	2027373,48	0,383023136
12775,1	175	2004-05-28	2004-11-18	2235642,50	0,422370525
12894,34	178	1982-07-24	1983-01-17	2295192,52	0,43362106
11939,62	205	1990-05-20	1990-12-10	2447622,10	0,462418939
13268,45	242	1983-07-02	1984-02-28	3210964,90	0,60663408
17555,62	225	2003-06-02	2004-01-12	3950014,50	0,746259609
30398,11	300	1992-05-20	1993-03-15	9119433,00	1,722896083

Tabela 22z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Bystrzyca Kłodzka, rzeka Nysa Kłodzka

Rok	S_1	S_2	S_3	T_1 [dni]	T_2 [dni]	Q_B [m ³ /s]	α	Q_0 [m ³ /s]
1966	-2,334174	-0,533634	-0,033653	3	8	3,06000	-0,593515	6,99000
1967	-5,760667	-0,54361	-0,030374	3	4	4,57000	-0,924581	10,80000
1968	-1,277348	-0,342364	-0,146574	3	5	2,78194	-1,233184	3,81775
1969	-0,231054	-0,040851	-0,177877	4	6	1,23000	-0,255045	2,14000
1970	-2,194322	-0,453705	-0,028448	3	7	3,69000	-0,636357	7,14000
1971	-2,892172	-0,314407	-0,051526	3	9	4,13000	-0,702335	8,25000
1972	-0,685130	-0,100348	-0,095665	5	11	3,04000	-0,795256	3,90000
1973	-0,850664	-0,077456	-0,013259	4	9	3,89000	-0,712610	5,09000
1974	-1,145245	-0,317614	-0,061490	3	5	2,64000	-0,619698	4,49000
1975	-0,913361	-0,182616	-0,263848	4	8	2,06000	-0,528164	3,79000
1976	-1,478610	-0,208206	-0,002823	3	8	2,17000	-0,644642	4,46000
1977	-3,216875	-0,809195	-0,184657	3	4	2,71000	-0,710521	7,24000
1978	-1,246334	-0,130536	-0,083229	3	5	1,99000	-0,726536	3,70000
1979	-1,021850	-0,040527	-0,072918	3	10	1,90000	-0,790086	3,20000
1980	-2,976106	-0,563607	-0,062491	3	8	3,90000	-0,595478	8,90000
1981	-1,789788	-0,259507	-0,166098	3	8	1,90000	-1,771472	2,91000
1982	-0,929562	-0,058741	-0,064491	3	8	1,44000	-0,722868	2,72000
1983	-0,414765	-0,037633	-0,023185	3	6	0,63000	-0,553472	1,38000
1984	-0,365105	-0,061278	-0,018961	3	5	1,48000	-0,472992	2,25000
1985	-2,825124	-0,587008	-0,144390	3	5	3,18000	-0,665914	7,42000
1986	-1,294738	-0,142721	-0,096543	4	8	2,04000	-0,707660	3,87000
1987	-2,570222	-0,339333	-0,638200	3	8	2,91000	-0,682206	6,67000
1988	-0,373624	-0,000244	-0,002084	4	6	1,55000	-0,588099	2,19000
1989	-2,280357	-0,294997	-0,090909	3	4	2,30000	-0,767539	5,27000
1990	-0,245833	-0,037409	-0,002750	4	9	0,58000	-0,343897	1,30000
1991	-1,710200	-0,248866	-0,048625	3	5	1,97000	-2,339739	2,70000
1992	-0,275806	-0,009120	-0,002680	3	5	0,95000	-0,395929	1,65000
1993	-0,229303	-0,023208	-0,013281	3	5	1,07000	-0,298856	1,84000
1994	-0,410322	-0,021885	-0,034159	3	8	1,20000	-0,588405	1,89000
1995	-4,213333	-0,283992	-0,242125	3	4	2,65000	-0,851698	7,60000
1996	-1,838000	-0,546511	-0,255791	3	4	2,49000	-0,628261	5,42000
1997	-9,757027	-0,292677	-0,095024	3	6	3,29000	-0,932434	13,80000
1998	-2,215085	-0,401898	-0,107450	3	5	2,84000	-0,698890	6,01000
1999	-0,907250	-0,198332	-0,120446	3	6	1,73000	-0,498398	3,56000
2000	-1,311152	-0,220426	-0,021534	3	6	1,10000	-0,678771	3,03000
2001	-3,722588	-0,320062	-0,069726	3	8	2,73000	-0,776598	7,52000
2002	-1,493553	-0,653420	-0,005606	3	5	1,98000	-1,275886	3,15000
2003	-0,778512	-0,185053	-0,011096	3	6	1,08000	-0,551966	2,49000
2004	-0,079622	-0,004230	-0,006697	6	11	0,30078	-0,103172	1,07252
2005	-1,097196	-0,158423	-0,035085	3	9	1,39186	-0,591705	3,24616

Tabela 23z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Kłodzko, rzeka Nysa Kłodzka

Rok	S ₁	S ₂	S ₃	T ₁ [dni]	T ₂ [dni]	Q _B [m ³ /s]	α	Q ₀ [m ³ /s]
1966	-5,608965	-1,575200	-0,325769	3	7	16,20000	-1,824593	19,30000
1967	-10,340740	-0,28856	-0,052482	3	6	16,50000	-0,960637	27,20000
1968	-3,672867	-0,899932	-0,087824	3	8	13,40000	-0,618994	19,40000
1969	-1,346311	-0,211373	-0,447685	3	7	7,18000	-0,641062	9,28000
1970	-7,912182	-1,746078	-0,823669	3	5	14,20000	-1,666230	18,90000
1971	-7,542654	-0,155895	-0,295054	3	8	15,70000	-0,928437	23,90000
1972	-2,981419	-0,723597	-0,080380	3	8	9,99000	-1,443403	12,10000
1973	-3,059501	-0,073246	-0,018479	3	6	9,55000	-9,295468	9,88000
1974	-2,341154	-2,362097	-0,051057	3	4	10,80000	-0,511390	15,40000
1975	-7,463070	-0,218852	-0,130786	3	5	13,70000	-0,975568	21,40000
1976	-3,921875	-1,249434	-0,000638	3	4	9,96000	-0,788367	14,90000
1977	-13,153750	-0,749035	-0,166542	3	4	16,20000	-0,956433	30,00000
1978	-1,959349	-0,475687	-0,020941	3	5	7,98000	-0,697914	10,80000
1979	-3,465706	-0,339946	-0,243172	3	5	8,23000	-0,798545	12,60000
1980	-9,425189	-1,396356	-0,779874	3	6	16,80000	-0,762881	29,20000
1981	-6,834367	-0,291602	-1,079249	3	7	9,26000	-0,929932	16,60000
1982	-4,067306	-0,455580	-0,684460	3	7	9,20000	-0,771639	14,50000
1983	-1,743710	-0,373848	-0,284379	3	5	5,64000	-0,590173	8,59000
1984	-1,039234	-0,662196	-0,045255	3	5	7,26000	-0,456882	9,54000
1985	-4,560625	-2,543391	-0,652131	3	4	11,60000	-0,577578	19,50000
1986	-5,527099	-0,979581	-0,195473	3	10	12,05000	-0,648634	20,60000
1987	-7,585825	-0,383452	-0,344377	3	5	12,40000	-0,927870	20,60000
1988	-0,948777	-0,434707	-0,000945	3	5	6,91000	-1,060879	7,81000
1989	-4,642529	-0,324783	-0,541036	3	5	11,90000	-0,783237	17,90000
1990	-0,394036	-0,090159	-0,261474	6	7	4,64000	-0,294636	5,97000
1991	-4,114402	-0,586512	-0,368951	3	5	10,90000	-0,715658	16,70000
1992	-1,117547	-0,434408	-0,070980	3	5	6,23000	-0,575512	8,17000
1993	-0,843846	-0,233664	-0,014140	3	4	6,40000	-0,683322	7,63000
1994	-1,830097	-0,399233	-0,314867	3	6	4,73000	-0,664837	7,48000
1995	-6,390674	-0,576045	-0,234899	3	8	12,20000	-0,763987	20,50000
1996	-6,560006	-0,408939	-0,523636	3	5	15,30000	-0,800228	23,50000
1997	-3,153535	-1,252623	-0,093072	3	7	11,16048	-0,554154	16,85119
1998	-13,499260	-0,239786	-1,248765	3	12	8,41000	-0,970814	22,30000
1999	-1,428021	-0,840274	-0,336735	3	6	9,83000	-0,374946	13,60000
2000	-2,287353	-0,803605	-0,202373	3	4	7,06000	-2,018500	8,20000
2001	-9,232640	-1,326483	-1,099100	3	7	15,40000	-0,712612	28,40000
2002	-1,892424	-0,388971	-0,040677	3	5	6,74000	-2,403902	7,53000
2003	-0,918723	-0,055482	-0,298877	5	9	5,04000	-0,674432	6,41000
2004	-0,432793	-0,598110	-0,146000	6	7	4,51778	-0,951865	4,97246
2005	-4,149022	-0,589014	-0,062868	3	9	7,63075	-0,662588	13,89260

Tabela 24z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Bardo, rzeka Nysa Kłodzka

Rok	S_1	S_2	S_3	T_1 [dni]	T_2 [dni]	Q_B [m ³ /s]	α	Q_0 [m ³ /s]
1966	-14,253330	-2,838994	-2,063519	3	4	23,20000	-3,000489	27,90000
1967	-21,629250	-1,00506	-0,497652	3	5	22,20000	-0,929060	45,50000
1968	-14,320140	-2,049222	-0,405109	3	5	23,80000	-0,837946	40,90000
1969	-1,610211	-0,195776	-0,683179	3	5	9,41000	-1,846591	10,30000
1970	-5,297145	-1,339094	-0,172606	3	5	19,70000	-2,551831	21,80000
1971	-23,146640	-0,087115	-0,655897	3	5	21,80000	-0,918322	47,10000
1972	-1,067540	-0,013692	-0,759077	7	28	13,60000	-0,696120	15,20000
1973	-1,527350	-0,479650	-0,014561	3	6	9,77000	-0,575732	12,40000
1974	-1,597186	-0,035108	-0,034904	4	10	11,70000	-0,892573	13,50000
1975	-6,697808	-1,299328	-0,256998	3	5	14,60000	-0,741878	23,60000
1976	-3,051125	-0,520770	-0,056952	3	13	12,40000	-0,516977	18,30000
1977	-18,302940	-4,577441	-0,017575	3	4	25,20000	-0,830664	47,20000
1978	-1,305385	-0,020235	-0,021036	4	5	10,60000	-2,732679	11,00000
1979	-6,521527	-0,115501	-0,053955	4	10	11,70000	-0,969451	18,50000
1980	-17,980980	-2,521055	-0,573359	3	6	22,00000	-0,733412	46,50000
1981	-5,851729	-0,499653	-1,394134	3	8	12,00000	-0,813140	19,70000
1982	-3,122902	-0,363321	-0,348165	3	7	11,00000	-0,727272	15,30000
1983	-2,005504	-0,065465	-1,023909	4	10	7,55000	-2,640906	8,31000
1984	-1,249422	-0,843513	-0,167667	3	6	9,44000	-0,380598	12,70000
1985	-4,561875	-0,193490	-0,452015	4	5	13,20000	-0,840825	18,70000
1986	-9,834231	-1,401177	-0,251325	3	6	21,00000	-0,798354	33,30000
1987	-8,953846	-0,039195	-0,091750	3	4	19,70000	-1,018423	28,40000
1988	-1,662936	-0,013618	-0,024724	3	7	12,30000	-0,931984	13,00000
1989	-4,697393	-0,443203	-0,027443	3	5	12,80000	-0,878200	18,10000
1990	-0,911912	-0,428720	-0,084378	3	5	8,28000	-0,525465	10,00000
1991	-4,968214	-1,963115	-0,272943	3	4	14,20000	-0,667001	21,60000
1992	-0,297750	-0,025672	-0,504157	7	12	6,25000	-0,312735	7,21000
1993	-1,332172	-0,471024	-0,024796	3	5	8,86000	-0,607860	11,00000
1994	-2,748823	-0,445518	-0,596614	3	7	9,11000	-0,651118	13,30000
1995	-13,583150	-2,492699	-0,765168	3	5	21,40000	-0,709351	40,50000
1996	-11,152010	-0,840558	-0,856147	3	5	24,50881	-0,878270	37,21000
1997	-3,900475	-0,663977	-0,042361	3	5	17,12717	-0,783357	22,11000
1998	-11,333290	-1,158043	-0,573289	3	7	15,16430	-0,795001	29,42000
1999	-1,680615	-0,785075	-2,004437	3	6	13,01583	-0,467011	16,61000
2000	-1,530906	-0,224860	-0,453586	4	9	8,17196	-0,653967	10,51000
2001	-5,543648	-1,440754	-0,576966	3	5	17,48428	-0,632290	26,25000
2002	-3,276364	-0,980249	-0,195122	3	7	10,91087	-0,527841	17,12000
2003	-1,844605	-0,579574	-0,485275	3	7	7,30646	-0,888862	9,38000
2004	-1,138036	-0,289241	-0,991188	3	9	5,91471	-0,517490	8,11386
2005	5,994965	-0,681671	-0,156138	3	9	10,61233	-0,709936	19,06359

Tabela 25z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod.Wilkanów, rzeka Wilczka

Rok	S ₁	S ₂	S ₃	T ₁ [dni]	T ₂ [dni]	Q _B [m ³ /s]	α	Q ₀ [m ³ /s]
1966	-0,332337	-0,148841	-0,006713	3	5	0,69697	-0,379762	2,15000
1967	-0,488722	-0,06058	-0,147034	3	5	0,71000	-0,537754	1,62000
1968	-0,254687	-0,062687	-0,005981	3	4	0,34000	-0,359455	1,05000
1969	-0,191818	-0,001453	-0,001266	3	5	0,01340	-0,270856	0,72160
1970	-0,402502	-0,114508	-0,023179	3	6	0,74000	-0,424273	1,69000
1971	-0,378571	-0,053320	-0,455460	3	4	0,76000	-0,476426	1,56000
1972	-0,100125	-0,069036	-0,004466	3	5	0,11000	-0,123917	0,92000
1973	-0,301476	-0,066250	-0,015835	3	5	0,31682	-0,452903	1,02748
1974	-0,233315	-0,036146	-0,005064	3	7	0,20888	-0,333229	0,90940
1975	-0,194759	-0,069235	-0,017370	3	6	0,12000	-0,272691	0,84000
1976	-0,221930	-0,028897	-0,012210	3	6	0,29964	-0,362977	0,91454
1977	-1,726659	-0,101880	-0,016911	3	6	0,91227	-0,817544	3,02428
1978	-0,232955	-0,011665	-0,007922	3	6	0,30078	-0,417839	0,85831
1979	-0,203462	-0,047351	-0,013782	3	4	0,16000	-0,333557	0,77000
1980	-0,876943	-0,153764	-0,016490	3	7	0,72000	-0,599995	2,18000
1981	-0,245405	-0,077339	-0,025821	3	7	0,17000	-0,297549	0,99000
1982	-0,340534	-0,073080	-0,012306	3	7	0,28527	-0,437494	1,06364
1983	-0,310687	-0,004491	-0,009318	3	7	0,15937	-0,651969	0,63591
1984	-0,190759	-0,006270	-0,009488	3	5	0,15322	-0,300442	0,78820
1985	-0,339000	-0,246965	-0,046188	4	5	0,52000	-0,350028	1,48000
1986	-0,220927	-0,064289	-0,043282	3	7	0,39000	-0,293849	1,15000
1987	-0,203380	-0,033446	-0,042665	3	7	0,48877	-0,270715	1,24004
1988	-0,197917	-0,075470	-0,001408	3	4	0,35470	-0,347041	0,92500
1989	-0,274639	-0,002737	-0,007471	3	7	0,52349	-0,513373	1,05846
1990	-0,294457	-0,014227	-0,004914	3	7	0,30248	-0,553443	0,83453
1991	-0,320148	-0,002020	-0,007508	3	5	0,43326	-0,630125	0,94133
1992	-0,252685	-0,033668	-0,004527	3	7	0,19454	-0,450727	0,75516
1993	-0,186687	-0,031047	-0,011783	3	7	0,19817	-0,299827	0,82082
1994	-0,259286	-0,076353	-0,012384	3	4	0,14798	-0,412266	0,77691
1995	-0,406065	-0,666640	-0,128340	3	8	0,34251	-0,667024	0,95128
1996	-0,279456	-0,075809	-0,032827	3	5	0,56000	-0,347329	1,37000
1997	-0,206162	-0,026296	-0,104639	5	9	0,71554	-0,264949	1,49366
1998	-0,435137	-0,043750	-0,016357	3	7	0,35815	-0,793628	0,90644
1999	-0,129118	-0,007278	-0,026345	5	9	0,15524	-0,195006	0,81736
2000	-0,222302	-0,085057	-0,019890	3	6	0,35627	-0,323441	1,04357
2001	-0,178583	-0,111847	-0,118640	5	7	0,53793	-0,190464	1,47555
2002	-0,216460	-0,036282	-0,016202	4	8	0,50417	-0,334055	1,15214
2003	-0,230100	-0,028176	-0,012571	3	8	0,13903	-0,376140	0,75077
2004	-0,137604	-0,008513	-0,023068	6	13	0,13143	-0,224032	0,74565
2005	-0,101115	-0,084254	-0,033932	8	11	0,44352	-0,102367	1,43129

Tabela 26z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Bystrzyca Kłodzka, rz. Bystrzyca

Rok	S ₁	S ₂	S ₃	T ₁ [dni]	T ₂ [dni]	Q _B [m ³ /s]	α	Q ₀ [m ³ /s]
1966	-0,247867	-0,021554	-0,015920	3	9	0,61010	-0,361799	1,29520
1967	-0,239739	-0,00228	-0,025498	5	7	0,71019	-0,416196	1,28621
1968	-0,221952	-0,021297	-0,031848	3	7	0,53630	-0,314963	1,24099
1969	-0,280133	-0,005050	-0,043470	3	6	0,39796	-0,424858	1,05732
1970	-0,152039	-0,099382	-0,095985	6	10	0,58706	-0,151301	1,59194
1971	-0,336361	-0,000620	-0,012110	3	7	0,72534	-0,597406	1,28838
1972	-0,344033	-0,002018	-0,018472	3	5	0,42800	-0,518578	1,09141
1973	-0,275112	-0,073534	-0,009845	3	5	0,30864	-0,377603	1,03722
1974	-0,285278	-0,013894	-0,036595	3	4	0,27261	-0,399826	0,98611
1975	-0,223421	-0,002161	-0,053406	3	4	0,29202	-0,291654	1,05807
1976	-0,218366	-0,028482	-0,015185	3	7	0,27816	-0,328293	0,94331
1977	-0,335357	-0,122499	-0,019698	3	4	0,57538	-0,445814	1,32762
1978	-0,292667	-0,004028	-0,017011	3	4	0,42423	-0,490871	1,02044
1979	-0,310740	-0,011638	-0,010962	3	5	0,72055	-0,548369	1,28722
1980	-0,232882	-0,002485	-0,012848	6	11	0,57148	-0,419623	1,12646
1981	-0,366946	-0,046219	-0,008283	3	7	0,39625	-0,524867	1,09537
1982	-0,300208	-0,001651	-0,015737	3	7	0,32463	-0,487670	0,94023
1983	-0,361107	-0,014477	-0,010466	3	7	0,23590	-0,546764	0,89635
1984	-0,338660	-0,023891	-0,022904	3	5	0,23984	-0,461032	0,97441
1985	-0,259572	-0,058671	-0,012130	3	12	0,31428	-0,365932	1,02363
1986	-0,408591	-0,045448	-0,002208	3	12	0,64408	-0,650347	1,28235
1987	-0,227381	-0,029010	-0,055302	3	4	0,65179	-0,284003	1,45241
1988	-0,347692	-0,083059	-0,001099	3	4	0,36722	-0,525510	1,02385
1989	0,243867	-0,006362	-0,003832	3	8	0,38400	-0,439664	0,93867
1990	-0,378250	-0,004520	-0,015009	3	4	0,19513	-0,574810	0,85317
1991	-0,314709	-0,011350	-0,008800	4	9	0,33656	-0,533237	0,92674
1992	-0,329545	-0,085702	-0,007855	3	4	0,23821	-0,507487	0,88758
1993	-0,443214	-0,119461	-0,013016	3	4	0,15793	-0,574415	0,92952
1994	-0,395624	-0,002069	-0,008839	3	7	0,17674	-0,641327	0,79362
1995	-0,283766	-0,022771	-0,020786	4	6	0,57793	-0,413826	1,26365
1996	-0,232499	-0,003184	-0,012748	5	7	0,63345	-0,367264	1,22650
1997	-0,122870	-0,018440	-0,041350	8	12	0,38205	-0,199696	0,99733
1998	-0,528438	-0,135083	-0,002310	3	4	0,33597	-0,979395	0,87552
1999	-0,239463	-0,051478	-0,013626	3	6	0,33725	-0,360793	1,00096
2000	-0,309833	-0,017823	-0,004199	3	5	0,30537	-0,542030	0,87699
2001	-0,253168	-0,003100	-0,008929	4	7	0,67432	-0,421470	1,27500
2002	-0,263929	-0,072470	-0,001811	3	4	0,42166	-0,451524	1,00619
2003	-0,258830	-0,031050	-0,002756	3	6	0,24512	-0,429876	0,84722
2004	-0,295567	-0,007690	-0,015547	3	6	0,27602	-0,521135	0,84318
2005	-0,212774	-0,025610	-0,008833	3	9	0,21904	-0,333697	0,85672

Tabela 27z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Łądek Zdrój, rz. Biała Łądecka

Rok	S ₁	S ₂	S ₃	T ₁ [dni]	T ₂ [dni]	Q _B [m ³ /s]	α	Q ₀ [m ³ /s]
1966	-0,926444	-0,375515	-0,433752	3	10	4,95000	-0,392643	7,31000
1967	-1,387623	-0,07836	-0,378199	4	13	5,36000	-0,715219	7,30000
1968	-1,051756	-0,080242	-0,243551	4	10	4,83000	-0,703904	6,32000
1969	-0,398529	-0,173606	-0,013737	3	4	2,22000	-0,491325	3,03000
1970	-1,467624	-0,486118	-0,220171	3	6	4,71000	-0,431116	8,11000
1971	-0,953266	-0,531110	-0,038743	3	7	3,69000	-0,520808	5,52000
1972	-0,839477	-0,046892	-0,033484	3	7	3,84000	-0,743364	4,67000
1973	-0,452560	-0,002314	-0,053519	4	10	2,84000	-0,654320	3,53000
1974	-0,658718	-0,131791	-0,001980	3	5	3,82000	-0,648709	4,84000
1975	-1,379807	-0,500173	-0,047779	3	6	4,40000	-1,055434	5,71000
1976	-0,947593	-0,328769	-0,029069	3	5	3,41000	-0,546030	5,14000
1977	-3,900500	-5,181120	-0,352089	3	4	3,52000	-0,366223	14,17000
1978	-0,189849	-0,014704	-0,005823	4	7	1,59000	-0,278720	2,27000
1979	-0,335406	-0,036556	-0,063271	3	5	1,98000	-0,487473	2,67000
1980	-2,558581	-0,919902	-0,236183	3	6	4,50000	-1,035769	6,97000
1981	-0,356017	-0,152787	-0,116585	3	6	2,00000	-0,301827	3,18000
1982	-0,213603	-0,017869	-0,163334	6	13	2,22000	-0,263302	3,03000
1983	-0,374248	-0,017573	-0,329632	4	12	2,16000	-0,583525	2,81000
1984	-0,412373	-0,171153	-0,028273	3	6	2,84000	-0,511269	3,64000
1985	-0,356678	-0,170818	-0,086437	3	10	2,84000	-0,295061	4,05000
1986	-0,342584	-0,392511	-0,112522	6	9	2,93000	-0,263498	4,23000
1987	-0,443530	-0,144505	-0,168940	3	11	3,61000	-0,362242	4,84000
1988	-0,452574	-0,088962	-0,076362	3	8	2,35000	-0,447147	3,36000
1989	-0,657736	-0,077942	-0,121132	3	11	4,35000	-0,556580	5,52000
1990	-0,193526	-0,073765	-0,120556	3	8	1,76000	-0,222366	2,63000
1991	-0,895631	-0,036075	-0,244348	3	21	2,47000	-0,732077	3,70000
1992	-0,033578	-0,010658	-0,064581	7	11	1,44000	-0,028110	2,63000
1993	-0,107190	-0,003889	-0,001364	5	16	0,91000	-0,153607	1,61000
1994	-0,229757	-0,095817	-0,082859	3	6	1,38000	-0,270683	2,23000
1995	-0,628197	-0,167620	-0,020133	4	14	2,95000	-0,375393	4,62000
1996	-0,973463	-0,278677	-0,243634	4	11	5,46000	-0,384215	7,99000
1997	-5,305313	-7,767085	-0,335765	3	4	6,25000	-0,674886	14,10000
1998	-1,018581	-0,049540	-0,080472	3	7	2,58000	-0,760508	3,92000
1999	-1,104225	-0,154514	-0,075232	3	12	2,79000	-0,518983	4,92000
2000	-0,539331	-0,184048	-0,045161	3	5	1,84000	-0,469667	2,99000
2001	-1,426858	-0,370699	-0,090948	3	12	4,02000	-0,390474	7,67000
2002	-0,949313	-0,189198	-0,044409	3	6	1,93000	-0,564236	3,62000
2003	-0,252592	-0,116224	-0,018234	3	11	1,35000	-0,280233	2,25000
2004	-0,161529	-0,168296	-0,029151	3	6	1,31087	-0,151881	2,37440
2005	-0,742950	-0,100578	-0,029151	3	16	2,69765	-0,482575	4,23720

Tabela 28z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Żelazno, rz. Biała Łądecka

Rok	S ₁	S ₂	S ₃	T ₁ [dni]	T ₂ [dni]	Q _B [m ³ /s]	α	Q ₀ [m ³ /s]
1966	-0,498108	-0,330568	-0,261293	6	11	4,45000	-0,278995	6,24000
1967	-2,217870	-0,01098	-0,178470	3	9	7,13000	-0,890641	9,62000
1968	-0,694101	-0,000106	-0,404069	5	11	5,82000	-0,514534	7,17000
1969	-0,419644	-0,061418	-0,003157	4	6	2,91000	-0,690423	3,51000
1970	-1,498142	-0,756109	-0,041856	3	6	7,44000	-0,876924	9,15000
1971	-0,951643	-0,564744	-0,120793	3	7	5,43000	-0,305198	8,55000
1972	-1,496846	-1,001402	-0,000365	3	4	6,89000	-0,600641	9,37000
1973	-0,878571	-0,818185	-0,073346	3	4	4,83000	-0,843988	5,87000
1974	-0,763846	-2,208751	-0,312946	3	4	10,10000	-0,223878	13,50000
1975	-2,664135	-1,122039	-0,185215	3	6	7,63000	-1,122535	10,00000
1976	-1,229080	-0,256697	-0,047469	3	6	4,72000	-1,589008	5,50000
1977	-5,943333	-4,262661	-0,290016	3	4	7,71000	-0,532299	18,90000
1978	-0,288413	-0,053615	-0,054304	4	7	2,32000	-0,347084	3,15000
1979	-0,845138	-0,124022	-0,132663	3	8	3,57000	-0,569475	5,05000
1980	-2,796918	-1,311274	-0,107068	3	5	7,08000	-0,532395	12,30000
1981	-0,532380	-0,131714	-0,221961	4	9	3,24000	-0,418582	4,51000
1982	-0,397822	-0,265916	-0,023823	3	7	2,97000	-0,277906	4,41000
1983	-0,434371	-0,011884	-0,088863	3	8	2,17000	-0,576843	2,93000
1984	-0,590375	-0,109109	-0,085809	3	6	3,58000	-0,551772	4,65000
1985	-1,004162	-0,199266	-0,452376	5	9	4,75000	-0,541934	6,61000
1986	-0,994913	-0,460492	-0,001660	3	5	5,84000	-1,066583	6,77000
1987	-0,841640	-0,173134	-0,400956	3	12	4,98000	-0,491649	6,69000
1988	-0,508267	-0,244950	-0,015880	3	5	3,48000	-0,445810	4,62000
1989	-0,702047	-0,002317	-0,003349	4	10	6,15000	-0,856153	6,97000
1990	-0,239545	-0,320097	-0,147412	7	8	1,59000	-0,232100	2,62000
1991	-0,335132	-0,048397	-0,049145	4	11	4,18000	-0,426605	4,96000
1992	-0,168283	-0,036160	-0,152426	5	12	2,74000	-0,163220	3,77000
1993	-0,279286	-0,227741	-0,018389	3	4	2,02000	-0,315572	2,91000
1994	-0,432779	-0,091331	-0,142199	4	7	2,12000	-0,414040	3,16000
1995	-1,069385	-0,441929	-0,050177	3	5	4,84000	-1,130665	5,78000
1996	-2,344354	-0,518402	-0,315578	3	5	6,99000	-0,599359	10,90000
1997	-2,725525	-0,789278	-0,008942	3	5	6,79000	-0,666532	10,90000
1998	-1,119996	-0,281262	-0,264776	3	6	4,26000	-0,881178	5,53000
1999	-1,043135	-0,017637	-0,014062	4	7	4,32587	-0,879845	5,51146
2000	-0,625656	-0,179915	-0,029384	3	6	2,55000	-0,514852	3,76000
2001	-1,454936	-0,425650	-0,119562	3	13	5,43000	-0,673868	7,59000
2002	-0,719318	-0,141710	-0,002475	3	5	2,97000	-0,661651	4,06000
2003	-0,461334	-0,304401	-0,000051	3	5	1,96000	-0,390358	3,14000
2004	-0,159645	-0,157381	-0,088570	3	6	1,71555	-0,134711	2,90065
2005	-0,856525	-0,233625	-0,069748	3	8	3,33132	-0,695574	4,56272

Tabela 29z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Szalejów Dolny, rz. Bystrzyca Dusznicka

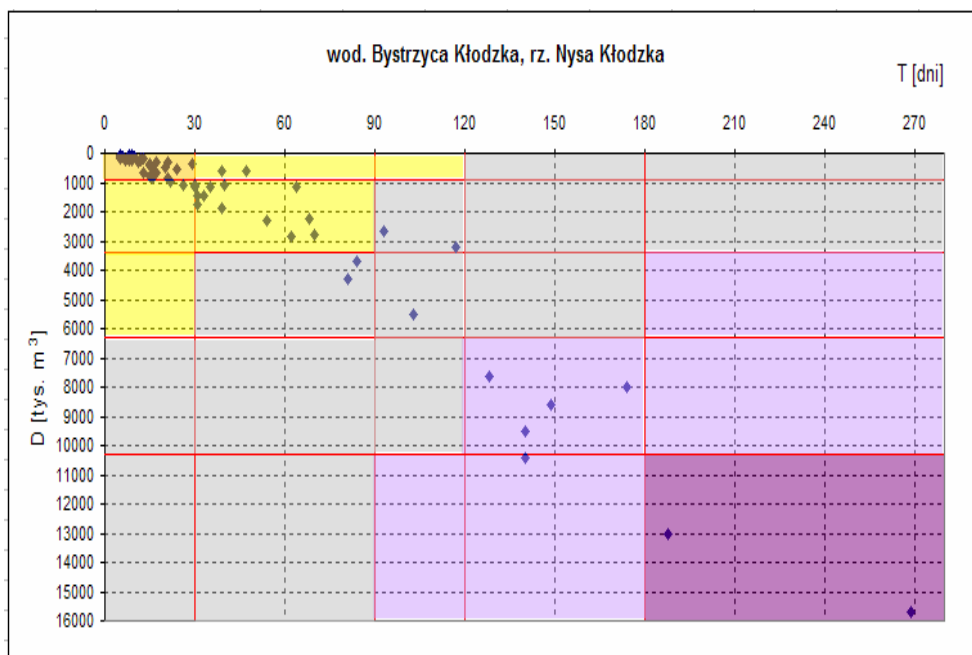
ROK	S ₁	S ₂	S ₃	T ₁ [dni]	T ₂ [dni]	Q _B [m ³ /s]	α	Q ₀ [m ³ /s]
1966	-0,960627	-0,247739	-0,033106	3	6	2,05000	-0,541616	3,82000
1967	-1,394687	-0,0536	-0,002824	3	4	1,92000	-0,936371	3,41000
1968	-0,651498	-0,129409	-0,003038	3	6	1,69000	-1,038297	2,31000
1969	-0,223485	-0,060118	-0,076590	4	9	0,61000	-0,261823	1,46000
1970	-0,503442	-0,119211	-0,000395	3	5	1,34000	-0,566569	2,22000
1971	-0,835602	-0,236934	-0,019539	3	7	1,68000	-0,512457	3,31000
1972	-0,255055	-0,093686	-0,037235	3	5	0,57000	-0,333049	1,33000
1973	-0,219462	-0,018478	-0,035500	4	10	0,40000	-0,305922	1,12000
1974	-0,315246	-0,006895	-0,002337	4	9	1,02000	-0,502723	1,64000
1975	-0,527188	-0,393851	-0,026907	3	4	1,51000	-0,448259	2,68000
1976	-0,368912	-0,127993	-0,037307	3	6	0,84000	-0,508588	2,56000
1977	-0,937719	-0,134406	-0,047479	3	5	1,65000	-0,706671	2,97000
1978	-0,370190	-0,123455	-0,045219	4	7	1,22000	-0,474337	2,00000
1979	-0,987143	-0,208400	-0,002452	3	4	1,06000	-0,782516	2,32000
1980	-1,556051	-0,288777	-0,048854	3	7	2,31000	-1,522644	3,33000
1981	-1,023229	-0,210087	-0,052377	3	7	1,18000	-1,269284	1,98000
1982	-0,403414	-0,014662	-0,040228	3	10	1,21000	-0,629640	1,85000
1983	-0,619731	-0,065820	-0,051662	3	10	0,87000	-1,012135	1,48000
1984	-0,137837	-0,059524	-0,007831	4	7	0,50000	-0,163656	1,34000
1985	-0,898000	-0,263672	-0,044168	3	7	1,74000	-0,472596	3,64000
1986	-1,625283	-0,178527	-0,050382	3	5	1,82000	-0,767562	3,94000
1987	-0,881316	-0,093266	-0,097471	3	4	1,73000	-0,692237	3,01000
1988	-0,207857	-0,027359	-0,000592	3	4	1,09000	-0,328415	1,72000
1989	-0,294126	-0,062885	-0,013308	3	6	1,23000	-0,407810	1,95000
1990	-0,154668	-0,034664	-0,018456	3	6	0,81000	-0,201247	1,58000
1991	-0,222283	-0,012420	-0,018167	4	8	0,86000	-0,314326	1,57000
1992	-0,092236	-0,000989	-0,009864	4	18	0,42000	-0,123926	1,16000
1993	-0,153471	-0,059402	-0,000567	4	5	0,45000	-0,185715	1,28000
1994	-0,296532	-0,017807	-0,017081	3	9	0,98000	-0,459722	1,62000
1995	-0,559834	-0,054469	-0,039145	4	9	1,53000	-0,577788	2,50000
1996	-0,906755	-0,404392	-0,042157	3	6	2,05000	-0,821775	3,15000
1997	-0,492387	-0,264569	-0,031700	4	6	1,41000	-0,405499	2,63000
1998	-2,334287	-0,270857	-0,002461	3	6	1,69000	-0,795072	4,62000
1999	-0,197092	-0,033810	-0,039624	3	5	0,77000	-0,259851	1,53000
2000	-0,479291	-0,065588	-0,041047	3	5	1,20000	-0,571195	2,04000
2001	-1,279533	-0,137646	-0,069408	3	5	1,88000	-0,722577	3,65000
2002	-0,414600	-0,104673	-0,019296	3	6	1,07000	-0,464940	1,96000
2003	-0,283332	-0,048338	-0,003810	3	6	0,71000	-0,410336	1,40000
2004	-0,090679	-0,008885	-0,029393	4	6	0,09367	-0,100627	0,99482
2005	-0,873826	-0,090299	-0,035495	3	10	1,27887	-0,648602	2,62612

Tabela 30z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Tłumaczów, rz. Ścinawka

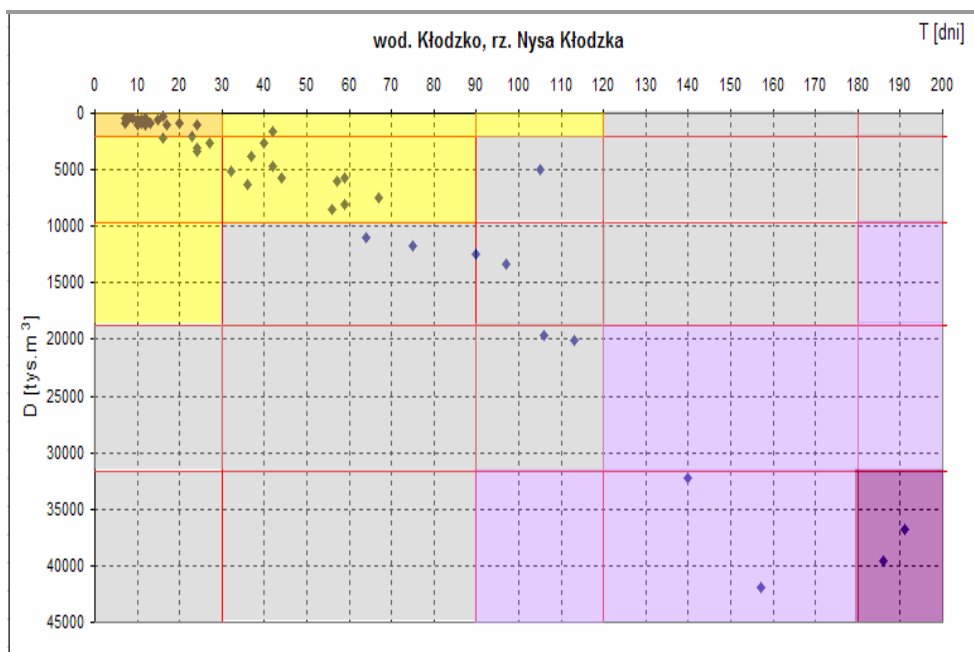
Rok	S_1	S_2	S_3	T_1 [dni]	T_2 [dni]	Q_B [m ³ /s]	α	Q_0 [m ³ /s]
1966	-0,856708	-0,192646	-0,041566	3	6	1,89000	-0,550810	3,45000
1967	-1,177500	-0,38588	-0,063031	3	4	2,30000	-0,634570	4,16000
1968	-1,210720	-0,233301	-0,047054	3	5	2,48000	-0,639051	4,38000
1969	-0,116343	-0,025450	-0,009896	3	6	0,48000	-0,150049	1,26000
1970	-0,367867	-0,012555	-0,022787	4	14	1,39000	-0,575657	2,03000
1971	-3,993446	-0,205930	-0,025780	3	5	2,69000	-12,158760	3,02000
1972	-0,587641	-0,075954	-0,000595	3	8	1,24000	-0,603733	2,21000
1973	-0,103982	-0,072913	-0,011469	3	5	0,22000	-0,121024	1,07000
1974	-0,374639	-0,045101	-0,028138	3	6	1,21000	-0,507255	1,95000
1975	-0,189758	-0,037629	-0,020245	3	6	0,67000	-0,249731	1,43000
1976	-0,181107	-0,066957	-0,029059	3	6	0,38000	-0,238050	1,14000
1977	-1,814816	-0,003742	-0,085151	4	9	2,16000	-0,922174	4,13000
1978	-0,121310	-0,000250	-0,061836	6	13	0,64000	-0,168921	1,36000
1979	-1,358703	-0,105642	-0,004376	3	11	1,91000	-0,716238	3,81000
1980	-1,842500	-0,363267	-0,078962	3	4	2,81000	-2,047102	3,70000
1981	-0,447361	-0,164258	-0,035018	3	6	0,81000	-0,408071	1,91000
1982	-0,388151	-0,073586	-0,001055	3	6	1,02000	-0,491316	1,81000
1983	-0,317922	-0,101801	-0,032954	3	7	0,50000	-0,422978	1,26000
1984	-0,457367	-0,201398	-0,088180	3	7	1,27000	-0,499561	2,19000
1985	-0,480070	-0,289938	-0,023547	3	5	1,59000	-0,562897	2,44000
1986	-0,732678	-0,117938	-0,016259	3	5	1,78000	-0,669580	2,87000
1987	-0,333759	-0,044997	-0,011718	3	5	1,11000	-0,470943	1,81000
1988	-0,217524	-0,011277	-0,043828	4	19	0,97000	-0,352411	1,58000
1989	-0,125410	-0,010837	-0,006304	4	10	0,70000	-0,173692	1,42000
1990	-0,079070	-0,011645	-0,009363	4	10	0,07000	-0,095954	0,89000
1991	-0,216083	-0,130395	-0,001608	5	6	0,83000	-0,369818	1,41000
1992	-0,073638	-0,002471	-0,001925	4	13	0,08000	-0,098580	0,83000
1993	-0,096434	-0,010214	-0,069268	4	13	0,14000	-0,118741	0,95000
1994	-0,185802	-0,003172	-0,011645	4	7	0,46000	-0,274014	1,14000
1995	-0,679371	-0,109563	-0,010216	3	6	1,46000	-1,038764	2,11000
1996	-0,356412	-0,498414	-0,074357	3	7	2,92000	-0,163743	5,01000
1997	-7,416269	-0,690260	-0,153340	3	6	3,23000	-0,805845	12,40000
1998	-0,804568	-0,115069	-0,004356	3	5	1,35000	-0,718827	2,47000
1999	-0,081443	-0,002368	-0,069618	5	12	0,36000	-0,100213	1,17000
2000	-0,331037	-0,110704	-0,017649	3	8	0,85000	-0,343669	1,81000
2001	-0,979611	-0,248743	-0,032343	3	8	2,59000	-0,536432	4,42000
2002	-0,792500	-0,206637	-0,023284	3	4	1,47000	-0,238720	2,11000
2003	-0,255351	-0,108369	-0,044702	3	9	0,50000	-0,298111	1,36000
2004	-0,105142	-0,026083	-0,001128	3	9	0,10235	-0,133222	0,89157
2005	-0,907333	-0,178674	-0,041706	3	4	1,19000	-0,678685	2,53000

Tabela 31z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Gorzuchów, rz. Ścinawka

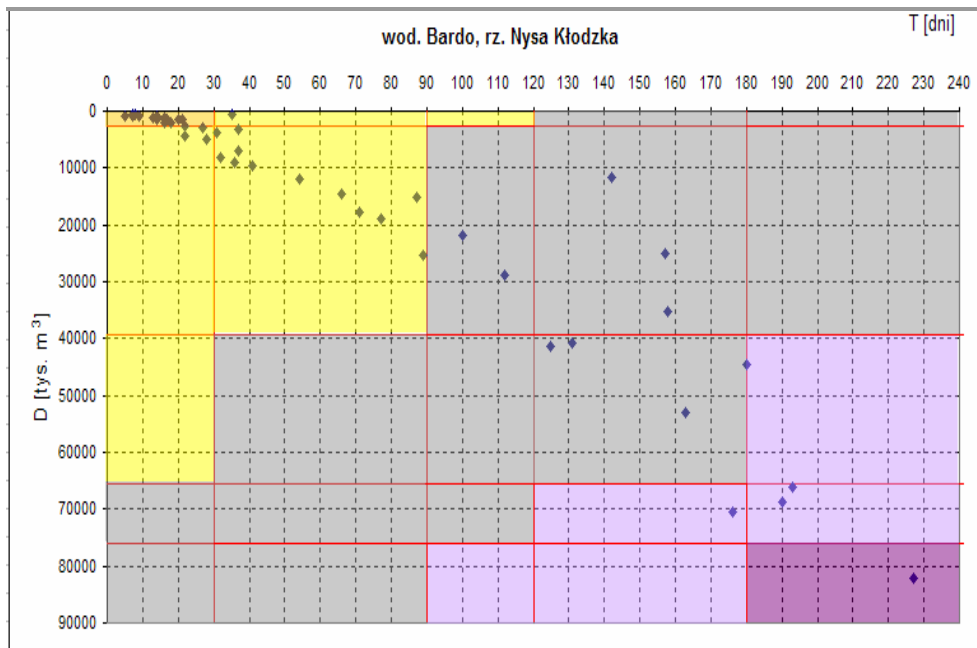
Rok	S_1	S_2	S_3	T_1 [dni]	T_2 [dni]	Q_B [m ³ /s]	α	Q_0 [m ³ /s]
1966	-1,535744	-0,623405	-0,028344	3	5	3,99000	-1,331628	5,15000
1967	-1,667556	-0,11041	-0,000264	3	6	4,49000	-0,842789	6,47000
1968	-1,732692	-0,519642	-0,039145	3	4	5,29000	-0,724717	7,68000
1969	-0,168051	-0,009277	-0,159554	5	10	1,80000	-0,214791	2,58000
1970	-0,572059	-0,388727	-0,012133	3	4	2,57000	-0,500379	3,72000
1971	-3,069118	-1,026093	-0,023679	3	4	5,83000	-0,756971	9,88000
1972	-0,928545	-0,410013	-0,096423	3	7	3,71000	-0,469247	5,69000
1973	-0,673176	-0,075865	-0,042165	3	11	2,35000	-0,593057	3,49000
1974	-0,632480	-0,219278	-0,122960	3	5	2,62000	-0,478123	3,94000
1975	-0,904334	-0,093806	-0,178981	3	9	2,45000	-0,629392	3,89000
1976	-0,311875	-0,173824	-0,007131	3	4	1,87000	-0,391438	2,67000
1977	-5,598249	-0,242213	-0,153030	3	5	5,92000	-0,895825	12,20000
1978	-0,478890	-0,128530	-0,073934	3	8	2,32000	-0,408700	3,50000
1979	-2,720193	-0,071382	-0,246138	4	10	3,06000	-0,890652	6,11000
1980	-4,479980	-0,638984	-0,105519	3	6	5,54000	-0,726150	11,70000
1981	-0,795622	-0,280321	-0,016921	3	6	1,97000	-0,510589	3,53000
1982	-0,757522	-0,063387	-0,149865	3	8	1,97000	-0,645413	3,14000
1983	-0,624870	-0,089108	-0,176205	4	10	2,31000	-0,818913	3,07000
1984	-0,358746	-0,142069	-0,020314	4	9	2,24000	-0,338251	3,30000
1985	-1,349859	-0,427423	-0,197097	3	6	3,35000	-0,508464	6,01000
1986	-1,432687	-0,189733	-0,035044	3	7	3,21000	-0,715137	5,21000
1987	-0,428889	-0,231068	-0,005251	3	4	2,98000	-0,489229	3,86000
1988	-0,189429	-0,001774	-0,257935	4	18	1,69000	-0,280376	2,37000
1989	-0,212333	-0,145196	-0,005259	4	5	1,84000	-0,280341	2,59000
1990	-0,141290	-0,045565	-0,023995	4	11	0,96000	-0,173116	1,77000
1991	-0,342342	-0,001939	-0,037702	4	16	1,90000	-0,631612	2,45000
1992	-0,172649	-0,012540	-0,000101	3	7	0,89000	-0,314443	1,44000
1993	-0,163399	-0,058810	-0,017902	3	6	0,86000	-0,204656	1,66000
1994	-0,364691	-0,064433	-0,118040	3	6	1,87000	-0,392630	2,80000
1995	-1,276127	-0,105547	-0,077383	3	10	3,40000	-0,706003	5,21000
1996	-0,832615	-0,544423	-0,069089	3	7	4,39000	-0,326183	6,95000
1997	-5,908973	-0,595241	-0,420559	4	6	4,26000	-0,795322	11,70000
1998	-1,273912	-0,221889	-0,005112	3	6	3,78000	-0,690214	5,62000
1999	-0,202668	-0,253357	-0,016372	6	8	1,37000	-0,191978	2,43000
2000	-0,853804	-0,025969	-0,052945	3	6	2,10000	-0,794915	3,17000
2001	-2,741589	-0,376523	-0,061218	3	6	5,46000	-0,765333	9,04000
2002	-1,400864	-0,247036	-0,047894	3	7	3,14000	-0,675117	5,21000
2003	-0,432628	-0,090941	-0,008727	3	5	1,35000	-0,525663	2,17000
2004	-0,257740	-0,023935	-0,002846	3	8	1,24333	-0,373323	1,93373
2005	-1,111758	-0,185000	-0,114884	3	6	1,73382	-0,624776	3,51327



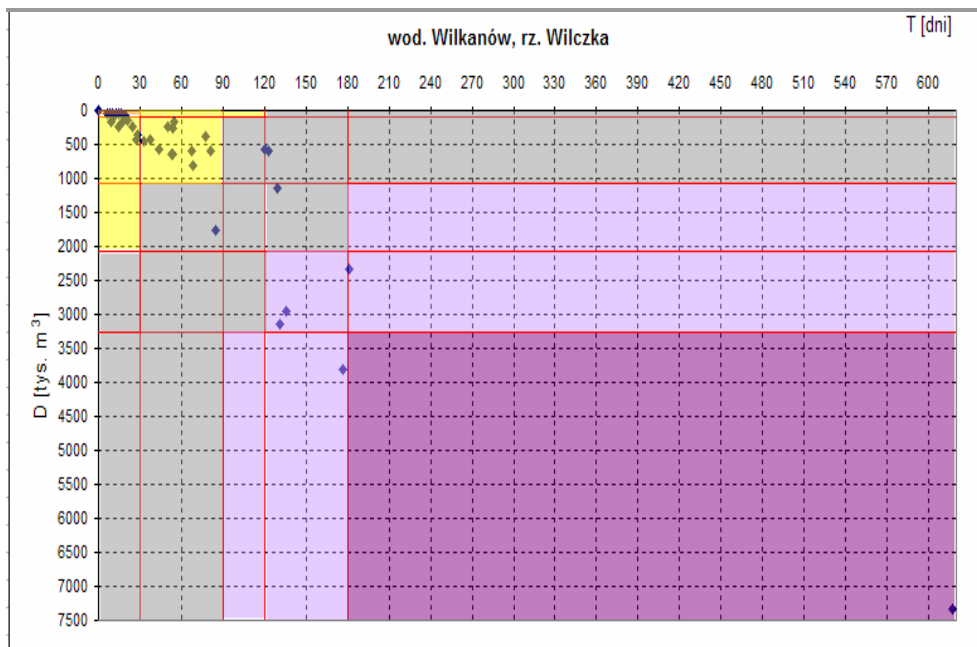
Rys. 1z. Korelogram, wod. Bystrzyca Kłodzka, rzeka Nysa Kłodzka



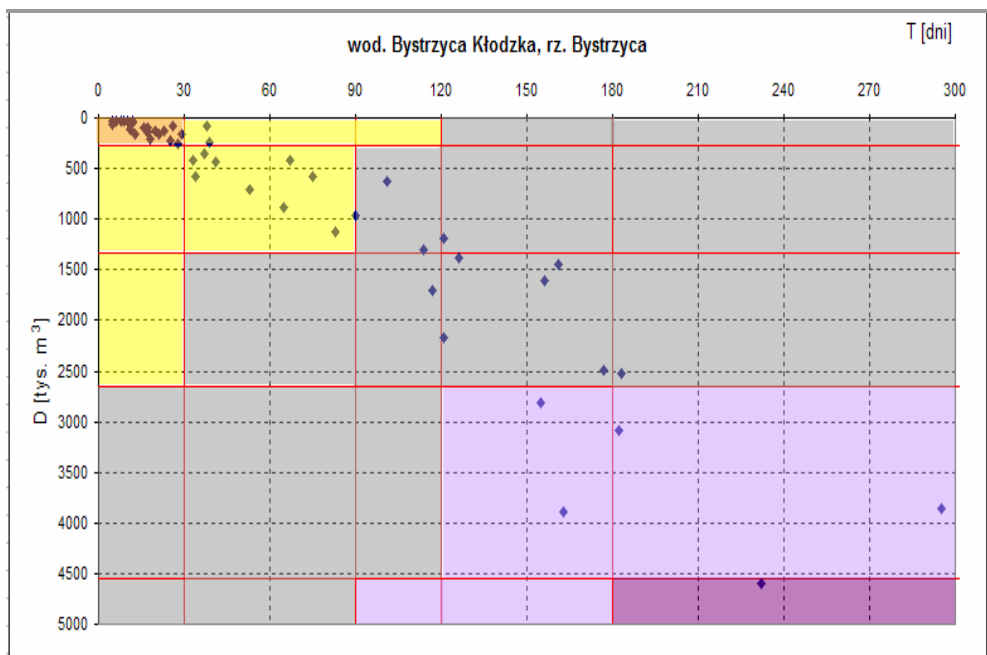
Rys. 2z. Korelogram, wod. Kłodzko, rzeka Nysa Kłodzka



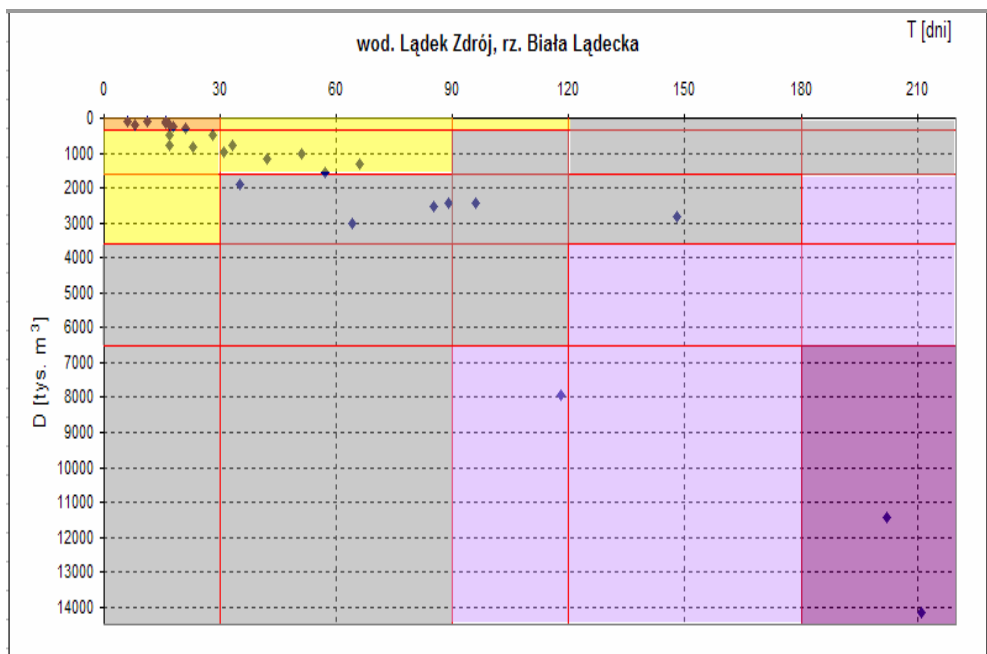
Rys. 3z. Korelogram, wod. Bardo, rzeka Nysa Kłodzka



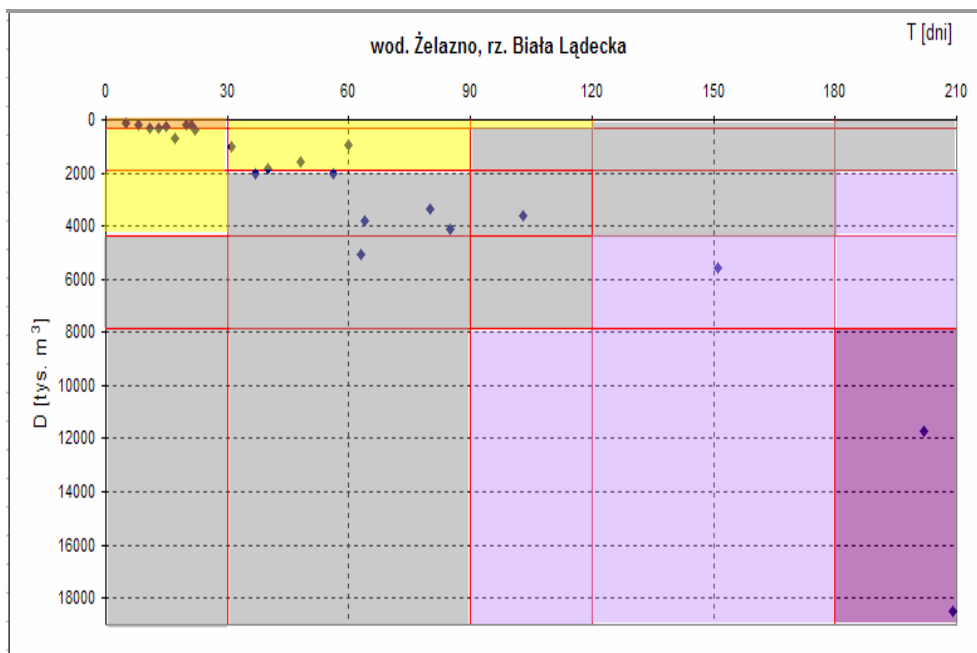
Rys. 4z. Korelogram, wod. Wilkanów, rzeka Wilczka



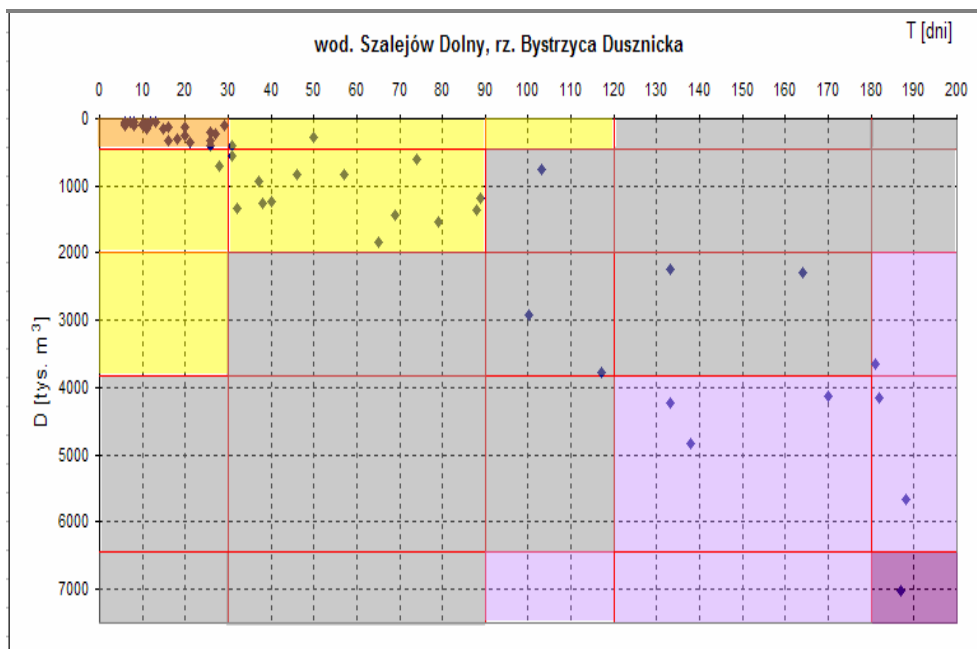
Rys. 5z. Korelogram, wod. Bystrzyca Kłodzka, rzeka Bystrzyca



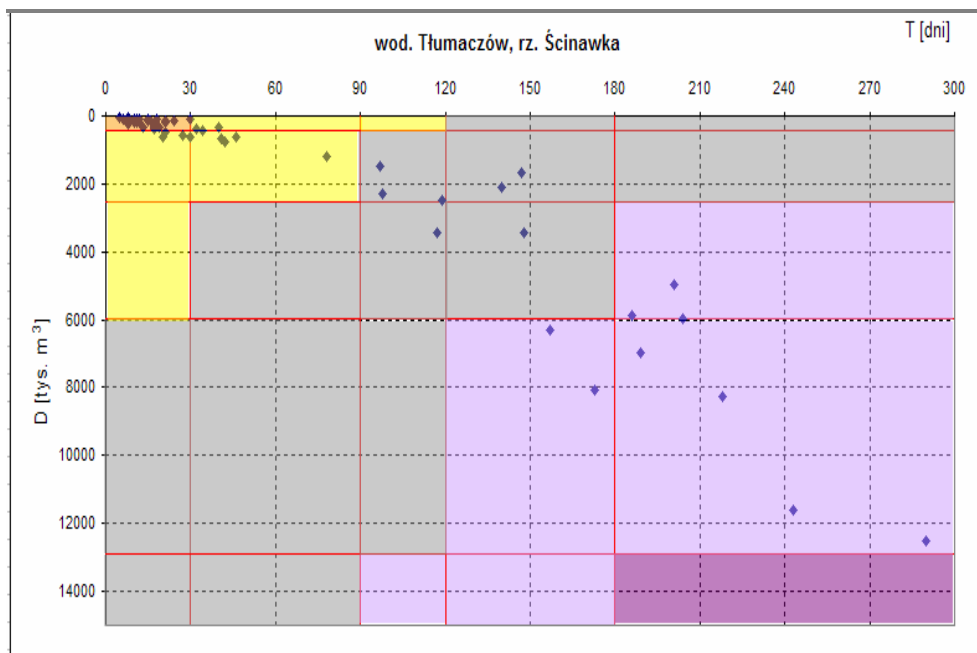
Rys. 6z. Korelogram, wod. Łądek Zdrój, rzeka Biała Łądecka



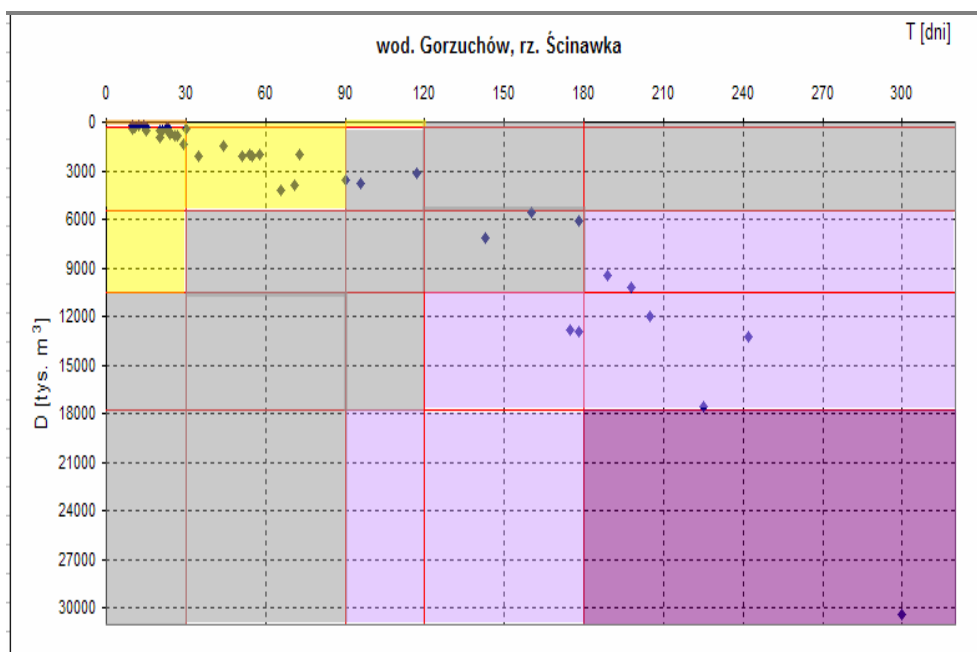
Rys. 7z. Korelogram, wod. Żelazno, rzeka Biała Łądecka



Rys. 8z. Korelogram, wod. Szalejów Dolny, rzeka Bystrzyca Dusznicka



Rys. 9z. Korelogram, wod. Tłumaczów, rzeka Ścinawka



Rys. 10z. Korelogram, wod. Gorzuchów, rzeka Ścinawka

ZAŁĄCZNIK 2

PROSNA

Tabele i rysunki

Tabela 1z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Proсна, wod. Mirków,
 $Q_{g,n} = 2,93 \text{ m}^3/\text{s}$

Lp.	Deficyt [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	2990,3	0,75	19-06-1966	48	17-05-1966	03-07-1966
2	649,73	2,04	13-07-1967	22	25-06-1967	16-07-1967
3	6295,97	0,8	25-08-1967	96	28-07-1967	31-10-1967
4	204,77	2,32	16-06-1969	13	07-06-1969	19-06-1969
5	1060,13	2	30-07-1969	31	16-07-1969	15-08-1969
6	2776,9	1,48	24-08-1971	52	21-07-1971	10-09-1971
7	276,48	2	10-06-1972	8	05-06-1972	12-06-1972
8	1059,26	1,61	18-07-1972	12	17-07-1972	28-07-1972
9	660,96	1,35	19-08-1972	15	07-08-1972	21-08-1972
10	410,4	1,72	01-06-1973	6	29-05-1973	03-06-1973
11	6768,58	0,8	28-06-1973	117	14-06-1973	08-10-1973
12	222,05	1,72	09-06-1974	5	09-06-1974	13-06-1974
13	311,04	2,2	10-09-1974	19	08-09-1974	26-09-1974
14	523,58	2,06	11-05-1975	13	04-05-1975	16-05-1975
15	488,16	2,06	15-06-1975	18	30-05-1975	16-06-1975
16	1061,86	1,02	17-07-1975	15	05-07-1975	19-07-1975
17	2142,72	1,5	30-08-1975	53	11-08-1975	02-10-1975
18	206,5	1,82	07-05-1976	8	06-05-1976	13-05-1976
19	7719,84	0,67	01-07-1976	104	04-06-1976	15-09-1976
20	304,99	1,99	17-06-1977	8	10-06-1977	17-06-1977
21	421,63	1,8	28-07-1977	6	27-07-1977	01-08-1977
22	3258,14	1,45	21-06-1978	83	28-05-1978	18-08-1978
23	3027,46	1,49	23-08-1979	99	19-05-1979	25-08-1979
24	697,25	1,79	27-05-1980	11	21-05-1980	31-05-1980
25	203,04	1,99	22-06-1980	8	15-06-1980	22-06-1980
26	815,62	1,79	20-08-1980	26	19-08-1980	13-09-1980
27	380,16	2,08	05-06-1981	7	01-06-1981	07-06-1981
28	197,86	2,48	11-07-1981	6	10-07-1981	15-07-1981
29	1411,78	1,74	03-08-1982	25	27-07-1982	20-08-1982
30	16436,74	0,85	12-07-1983	202	03-06-1983	21-12-1983
31	506,3	2,11	27-05-1985	21	11-05-1985	31-05-1985
32	422,5	2,11	29-07-1985	26	07-07-1985	01-08-1985
33	241,92	2,25	13-10-1985	23	22-09-1985	14-10-1985
34	354,24	2,3	08-05-1986	9	01-05-1986	09-05-1986
35	3633,12	1,7	06-07-1986	52	21-06-1986	11-08-1986
36	209,09	2,54	01-10-1986	12	29-09-1986	10-10-1986
37	2033,86	2	16-07-1987	41	07-07-1987	16-08-1987
38	938,3	1,97	29-08-1987	53	27-08-1987	18-10-1987

Lp.	Deficyt [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
39	393,98	2,25	16-05-1988	12	09-05-1988	20-05-1988
40	3157,92	1,76	20-08-1988	62	30-06-1988	30-08-1988
41	314,5	2,49	14-10-1988	22	11-10-1988	01-11-1988
42	29639,52	0,54	11-08-1992	214	27-04-1992	26-11-1992
43	12489,12	1,4	24-08-1993	179	27-04-1993	22-10-1993
44	13695,26	0,57	06-08-1994	201	29-04-1994	15-11-1994
45	13846,46	0,8	15-07-1995	133	05-05-1995	14-09-1995
46	4522,18	1,51	27-08-1996	107	24-05-1996	07-09-1996
47	2281,82	1,4	30-06-1997	50	16-05-1997	04-07-1997
48	12556,51	1,33	22-06-1998	138	29-04-1998	13-09-1998
49	5258,3	1,87	18-08-1999	78	25-07-1999	10-10-1999
50	343,01	2,42	09-05-2000	19	01-05-2000	19-05-2000
51	2363,9	1,86	24-06-2000	39	03-06-2000	11-07-2000
52	6369,41	1,49	12-09-2002	97	30-06-2002	04-10-2002
53	339,55	1,9	07-05-2003	5	07-05-2003	11-05-2003
54	14526,43	1,12	01-07-2003	154	27-05-2003	27-10-2003
55	13588,13	0,95	04-08-2004	169	21-05-2004	05-11-2004

Tabela 2z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Proсна, wod. Piwonice,
 $Q_{g,n} = 6,00 \text{ m}^3/\text{s}$

Lp.	Deficyt [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	8023,1	2,4	26-06-1966	148	19-05-1966	13-10-1966
2	7782,91	3,5	29-08-1967	101	02-07-1967	10-10-1967
3	4588,7	4,1	17-08-1968	72	04-07-1968	13-09-1968
4	404,35	5,14	30-05-1969	8	25-05-1969	01-06-1969
5	1221,7	4,18	19-06-1969	13	09-06-1969	21-06-1969
6	20891,52	2,12	11-08-1969	204	08-07-1969	27-01-1970
7	4669,06	3	16-07-1970	31	19-06-1970	19-07-1970
8	7172,93	3,2	25-08-1971	49	24-07-1971	10-09-1971
9	533,95	4,7	11-06-1972	6	09-06-1972	14-06-1972
10	964,22	4,1	27-07-1972	9	20-07-1972	28-07-1972
11	693,79	4,55	20-08-1972	8	14-08-1972	21-08-1972
12	3266,78	3,65	07-07-1973	25	22-06-1973	16-07-1973
13	7917,7	3,65	18-09-1973	59	15-08-1973	12-10-1973
14	1316,74	4,68	29-09-1974	15	19-09-1974	03-10-1974
15	2556,58	2,7	14-06-1975	37	11-05-1975	16-06-1975
16	330,05	4,98	29-06-1975	5	27-06-1975	01-07-1975
17	2450,3	3,17	17-07-1975	15	07-07-1975	21-07-1975
18	10966,75	3,44	25-09-1975	67	10-08-1975	15-10-1975

Lp.	Deficyt [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
19	891,65	4,16	12-05-1976	9	07-05-1976	15-05-1976
20	20716,13	1,4	07-07-1976	103	06-06-1976	16-09-1976
21	2296,51	4,34	22-06-1978	33	02-06-1978	04-07-1978
22	3030,91	2,9	06-08-1978	24	18-07-1978	10-08-1978
23	15973,63	3,16	25-08-1979	124	23-05-1979	23-09-1979
24	10667,81	3,96	09-08-1982	114	26-07-1982	16-11-1982
25	41572,22	1,56	02-08-1983	201	05-06-1983	22-12-1983
26	349,06	4,9	10-06-1985	8	08-06-1985	15-06-1985
27	2277,5	4,1	31-07-1985	24	10-07-1985	02-08-1985
28	1481,76	4,6	07-08-1986	28	16-07-1986	12-08-1986
29	3436,13	4,48	09-08-1987	44	07-07-1987	19-08-1987
30	1457,57	4,82	06-09-1987	47	30-08-1987	15-10-1987
31	319,68	5,1	01-06-1988	11	28-05-1988	07-06-1988
32	7219,58	3,7	27-07-1988	60	02-07-1988	30-08-1988
33	60496,42	1,74	09-08-1992	221	27-04-1992	03-12-1992
34	35202,82	2,12	22-08-1993	177	01-05-1993	24-10-1993
35	398,3	4,58	19-05-1994	8	12-05-1994	19-05-1994
36	36330,34	1,75	08-08-1994	170	01-06-1994	17-11-1994
37	14110,85	2,65	14-08-1995	99	26-05-1995	01-09-1995
38	4016,74	3,25	17-06-1996	33	07-06-1996	09-07-1996
39	449,28	4,44	24-07-1996	7	19-07-1996	25-07-1996
40	1429,06	4,44	27-08-1996	31	12-08-1996	11-09-1996
41	5768,93	2,82	11-06-1997	44	18-05-1997	30-06-1997
42	23097,31	2,87	19-08-1998	136	17-05-1998	29-09-1998
43	13459,39	3,32	16-09-1999	76	29-07-1999	12-10-1999
44	2297,38	4,41	30-06-2000	27	13-06-2000	09-07-2000
45	611,71	5,24	02-07-2002	17	28-06-2002	14-07-2002
46	5229,79	4,08	02-08-2002	70	27-07-2002	04-10-2002
47	31505,76	2,59	17-08-2003	190	31-05-2003	06-12-2003
48	28508,54	2,4	21-09-2004	172	31-05-2004	18-11-2004

Tabela 3z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Proсна, wod. Bogusław, $Q_{g,n} = 8,24 \text{ m}^3/\text{s}$

Lp.	Deficyt [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	12585,89	2,8	27-06-1966	150	18-05-1966	14-10-1966
2	14567,9	4,06	03-08-1967	99	04-07-1967	10-10-1967
3	6634,66	3,95	08-07-1968	73	03-07-1968	13-09-1968
4	3964,9	3,73	21-06-1969	36	18-05-1969	22-06-1969

Lp.	Deficyt [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
5	39651,55	2,65	08-08-1969	202	07-07-1969	24-01-1970
6	8435,23	3,57	11-07-1970	31	19-06-1970	19-07-1970
7	11322,72	3,45	23-08-1971	52	22-07-1971	11-09-1971
8	501,12	6,54	09-06-1972	6	09-06-1972	14-06-1972
9	1411,78	5,14	24-07-1972	8	22-07-1972	29-07-1972
10	782,78	5,78	17-08-1972	8	14-08-1972	21-08-1972
11	4924,8	4,08	14-07-1973	25	22-06-1973	16-07-1973
12	14739,84	3,66	29-08-1973	62	14-08-1973	14-10-1973
13	4083,26	3,56	12-06-1975	41	07-05-1975	16-06-1975
14	4245,7	3,8	17-07-1975	25	27-06-1975	21-07-1975
15	16998,34	4,09	02-09-1975	68	09-08-1975	15-10-1975
16	891,65	6,2	13-05-1976	10	06-05-1976	15-05-1976
17	33010,85	2,39	09-07-1976	148	24-05-1976	18-10-1976
18	1320,19	4,67	16-06-1977	9	12-06-1977	20-06-1977
19	730,94	6,01	01-08-1977	7	27-07-1977	02-08-1977
20	3770,5	5,36	02-07-1978	33	03-06-1978	05-07-1978
21	5426,78	4,08	05-08-1978	25	18-07-1978	11-08-1978
22	23144,83	4,4	07-08-1979	120	28-05-1979	24-09-1979
23	8267,62	5,86	20-09-1982	111	30-07-1982	17-11-1982
24	1194,05	6,8	29-07-1985	19	13-07-1985	31-07-1985
25	5599,58	4,44	12-08-1986	48	29-06-1986	15-08-1986
26	651,46	5,08	17-07-1987	5	16-07-1987	20-07-1987
27	5201,28	5,46	24-08-1988	55	07-07-1988	30-08-1988
28	61763,04	3,84	02-09-1992	203	18-05-1992	06-12-1992
29	40712,54	3,53	26-08-1993	177	02-05-1993	25-10-1993
30	29892,67	2,66	10-08-1994	128	06-06-1994	11-10-1994
31	699,84	5,9	12-05-1995	8	06-05-1995	13-05-1995
32	17013,89	3,85	19-08-1995	101	24-05-1995	01-09-1995
33	6657,98	3,72	21-06-1996	37	03-06-1996	09-07-1996
34	715,39	6,26	06-05-1997	7	02-05-1997	08-05-1997
35	10990,08	3,59	20-06-1997	51	17-05-1997	06-07-1997
36	29409,7	3,02	23-08-1998	117	20-05-1998	13-09-1998
37	9605,95	5,45	27-08-1999	69	04-08-1999	11-10-1999
38	2439,07	6,8	11-06-2000	32	10-06-2000	11-07-2000
39	1306,37	6,8	12-07-2002	19	26-06-2002	14-07-2002
40	9779,62	5,53	05-08-2002	75	26-07-2002	08-10-2002
41	994,46	6	11-05-2003	9	04-05-2003	12-05-2003
42	58279,39	2,85	16-08-2003	201	28-05-2003	14-12-2003
43	46713,89	3,62	12-08-2004	181	25-05-2004	21-11-2004

Tabela 4z. Parametry wydzielonych okresów niżówkowych, rzeka Ołobok, wod. Ołobok,
 $Q_{g,n} = 0,61 \text{ m}^3/\text{s}$

Lp.	Deficyt [tys. m ³]	Przepływ minimalny [m ³ /s]	Data wyst. przepływu min.	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki
1	1998,43	0,28	28-06-1966	138	28-05-1966	12-10-1966
2	876,1	0,28	20-07-1967	41	01-07-1967	10-08-1967
3	350,78	0,25	11-07-1968	16	05-07-1968	20-07-1968
4	2851,2	0,24	08-08-1969	149	06-06-1969	01-11-1969
5	433,73	0,45	02-07-1970	57	22-06-1970	17-08-1970
6	247,97	0,39	19-05-1971	26	12-05-1971	06-06-1971
7	1619,14	0,22	29-07-1971	63	10-07-1971	10-09-1971
8	69,98	0,51	07-06-1972	11	04-06-1972	14-06-1972
9	191,81	0,45	24-07-1972	35	18-07-1972	21-08-1972
10	2918,59	0,17	06-07-1973	117	17-06-1973	11-10-1973
11	562,46	0,28	09-06-1975	36	12-05-1975	16-06-1975
12	996,19	0,31	25-08-1975	62	08-08-1975	08-10-1975
13	3494,88	0,06	06-07-1976	133	05-06-1976	15-10-1976
14	50,98	0,48	13-06-1977	6	10-06-1977	15-06-1977
15	124,42	0,43	04-07-1977	11	26-06-1977	06-07-1977
16	127,01	0,45	18-07-1977	15	17-07-1977	31-07-1977
17	734,4	0,34	21-06-1978	72	30-05-1978	09-08-1978
18	2627,42	0,25	05-07-1979	129	16-05-1979	21-09-1979
19	361,15	0,34	31-05-1980	21	13-05-1980	02-06-1980
20	234,14	0,43	26-06-1982	27	31-05-1982	26-06-1982
21	1782,43	0,36	23-07-1982	141	01-07-1982	18-11-1982
22	4403,81	0,24	21-07-1983	215	20-05-1983	20-12-1983
23	138,24	0,52	06-07-1986	34	26-06-1986	29-07-1986
24	58,75	0,53	31-08-1987	17	24-08-1987	09-09-1987
25	655,78	0,38	07-08-1988	45	14-07-1988	27-08-1988
26	2626,56	0,31	29-07-1994	198	02-05-1994	15-11-1994
27	4804,7	0,26	18-07-1995	300	23-04-1995	16-02-1996
28	276,48	0,38	14-06-1996	25	29-05-1996	22-06-1996
29	123,55	0,38	26-08-1996	18	10-08-1996	27-08-1996
30	1242,43	0,28	19-05-1997	69	24-04-1997	01-07-1997
31	1888,7	0,27	23-07-1998	116	20-05-1998	12-09-1998
32	861,41	0,29	21-09-1999	67	04-08-1999	09-10-1999
33	408,67	0,39	23-06-2000	42	03-06-2000	14-07-2000
34	3178,66	0,19	30-06-2003	151	26-05-2003	23-10-2003
35	3804,19	0,08	13-09-2004	159	31-05-2004	05-11-2004

Tabela 5z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$ rzeka Proсна, wod. Mirków

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [tys. m ³ x d]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
197,86	6	10-07-1981	15-07-1981	1187,16	0,000256704
203,04	8	15-06-1980	22-06-1980	1624,32	0,000351233
204,77	13	07-06-1969	19-06-1969	2662,01	0,000575617
206,5	8	06-05-1976	13-05-1976	1652	0,000357219
209,09	12	29-09-1986	10-10-1986	2509,08	0,000542548
222,05	5	09-06-1974	13-06-1974	1110,25	0,000240074
241,92	23	22-09-1985	14-10-1985	5564,16	0,001203161
276,48	8	05-06-1972	12-06-1972	2211,84	0,000478275
304,99	8	10-06-1977	17-06-1977	2439,92	0,000527594
311,04	19	08-09-1974	26-09-1974	5909,76	0,001277891
314,5	22	11-10-1988	01-11-1988	6919	0,001496123
339,55	5	07-05-2003	11-05-2003	1697,75	0,000367111
343,01	19	01-05-2000	19-05-2000	6517,19	0,001409238
354,24	9	01-05-1986	09-05-1986	3188,16	0,000689389
380,16	7	01-06-1981	07-06-1981	2661,12	0,000575425
393,98	12	09-05-1988	20-05-1988	4727,76	0,001022302
410,4	6	29-05-1973	03-06-1973	2462,4	0,000532455
421,63	6	27-07-1977	01-08-1977	2529,78	0,000547024
422,5	26	07-07-1985	01-08-1985	10985	0,00237533
488,16	18	30-05-1975	16-06-1975	8786,88	0,001900022
506,3	21	11-05-1985	31-05-1985	10632,3	0,002299065
523,58	13	04-05-1975	16-05-1975	6806,54	0,001471805
649,73	22	25-06-1967	16-07-1967	14294,06	0,003090862
660,96	15	07-08-1972	21-08-1972	9914,4	0,00214383
697,25	11	21-05-1980	31-05-1980	7669,75	0,001658461
815,62	26	19-08-1980	13-09-1980	21206,12	0,004585484
938,3	53	27-08-1987	18-10-1987	49729,9	0,010753295
1059,26	12	17-07-1972	28-07-1972	12711,12	0,002748576
1060,13	31	16-07-1969	15-08-1969	32864,03	0,00710632
1061,86	15	05-07-1975	19-07-1975	15927,9	0,003444153
1411,78	25	27-07-1982	20-08-1982	35294,5	0,007631871
2033,86	41	07-07-1987	16-08-1987	83388,26	0,018031376
2142,72	53	11-08-1975	02-10-1975	113564,2	0,024556432
2281,82	50	16-05-1997	04-07-1997	114091	0,024670352
2363,9	39	03-06-2000	11-07-2000	92192,1	0,019935066
2776,9	52	21-07-1971	10-09-1971	144398,8	0,031223929

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [tys. m ³ x d]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
2990,3	48	17-05-1966	03-07-1966	143534,4	0,031037016
3027,46	99	19-05-1979	25-08-1979	299718,5	0,064809337
3157,92	62	30-06-1988	30-08-1988	195791	0,042336678
3258,14	83	28-05-1978	18-08-1978	270425,6	0,058475212
3633,12	52	21-06-1986	11-08-1986	188922,2	0,04085141
4522,18	107	24-05-1996	07-09-1996	483873,3	0,104629847
5258,3	78	25-07-1999	10-10-1999	410147,4	0,08868781
6295,97	96	28-07-1967	31-10-1967	604413,1	0,130694662
6369,41	97	30-06-2002	04-10-2002	617832,8	0,133596447
6768,58	117	14-06-1973	08-10-1973	791923,9	0,171240858
7719,84	104	04-06-1976	15-09-1976	802863,4	0,17360635
12489,12	179	27-04-1993	22-10-1993	2235552	0,483402439
12556,51	138	29-04-1998	13-09-1998	1732798	0,374689912
13588,13	169	21-05-2004	05-11-2004	2296394	0,496558437
13695,26	201	29-04-1994	15-11-1994	2752747	0,595237531
13846,46	133	05-05-1995	14-09-1995	1841579	0,398212019
14526,43	154	27-05-2003	27-10-2003	2237070	0,483730626
16436,74	202	03-06-1983	21-12-1983	3320221	0,717944747
29639,52	214	27-04-1992	26-11-1992	6342857	1,371541355

Tabela 6z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$ rzeka Proсна, wod. Piwonice

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [tys. m ³ x d]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
319,68	11	28-05-1988	07-06-1988	3516,48	0,000343584
330,05	5	27-06-1975	01-07-1975	1650,25	0,000161241
349,06	8	08-06-1985	15-06-1985	2792,48	0,000272845
398,3	8	12-05-1994	19-05-1994	3186,4	0,000311333
404,35	8	25-05-1969	01-06-1969	3234,8	0,000316062
449,28	7	19-07-1996	25-07-1996	3144,96	0,000307284
533,95	6	09-06-1972	14-06-1972	3203,7	0,000313024
611,71	17	28-06-2002	14-07-2002	10399,07	0,001016061
693,79	8	14-08-1972	21-08-1972	5550,32	0,000542305
891,65	9	07-05-1976	15-05-1976	8024,85	0,000784084
964,22	9	20-07-1972	28-07-1972	8677,98	0,000847899
1221,7	13	09-06-1969	21-06-1969	15882,1	0,001551791
1316,74	15	19-09-1974	03-10-1974	19751,1	0,001929819

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [tys. m ³ x d]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
1429,06	31	12-08-1996	11-09-1996	44300,86	0,004328501
1457,57	47	30-08-1987	15-10-1987	68505,79	0,006693491
1481,76	28	16-07-1986	12-08-1986	41489,28	0,00405379
2277,5	24	10-07-1985	02-08-1985	54660	0,005340661
2296,51	33	02-06-1978	04-07-1978	75784,83	0,007404704
2297,38	27	13-06-2000	09-07-2000	62029,26	0,006060689
2450,3	15	07-07-1975	21-07-1975	36754,5	0,00359117
2556,58	37	11-05-1975	16-06-1975	94593,46	0,009242437
3030,91	24	18-07-1978	10-08-1978	72741,84	0,007107382
3266,78	25	22-06-1973	16-07-1973	81669,5	0,007979677
3436,13	44	07-07-1987	19-08-1987	151189,7	0,014772284
4016,74	33	07-06-1996	09-07-1996	132552,4	0,012951291
4588,7	72	04-07-1968	13-09-1968	330386,4	0,032281043
4669,06	31	19-06-1970	19-07-1970	144740,9	0,014142186
5229,79	70	27-07-2002	04-10-2002	366085,3	0,035769073
5768,93	44	18-05-1997	30-06-1997	253832,9	0,024801237
7172,93	49	24-07-1971	10-09-1971	351473,6	0,034341406
7219,58	60	02-07-1988	30-08-1988	433174,8	0,042324183
7782,91	101	02-07-1967	10-10-1967	786073,9	0,076804873
7917,7	59	15-08-1973	12-10-1973	467144,3	0,045643238
8023,1	148	19-05-1966	13-10-1966	1187419	0,116019053
10667,81	114	26-07-1982	16-11-1982	1216130	0,11882437
10966,75	67	10-08-1975	15-10-1975	734772,3	0,071792345
13459,39	76	29-07-1999	12-10-1999	1022914	0,099945758
14110,85	99	26-05-1995	01-09-1995	1396974	0,136494064
15973,63	124	23-05-1979	23-09-1979	1980730	0,193531072
20716,13	103	06-06-1976	16-09-1976	2133761	0,208483288
20891,52	204	08-07-1969	27-01-1970	4261870	0,416414268
23097,31	136	17-05-1998	29-09-1998	3141234	0,306920366
28508,54	172	31-05-2004	18-11-2004	4903469	0,479102921
31505,76	190	31-05-2003	06-12-2003	5986094	0,584882944
35202,82	177	01-05-1993	24-10-1993	6230899	0,608802065
36330,34	170	01-06-1994	17-11-1994	6176158	0,603453456
41572,22	201	05-06-1983	22-12-1983	8356016	0,816440744
60496,42	221	27-04-1992	03-12-1992	13369709	1,306313287

Tabela 7z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$ rzeka Proсна, wod. Bogusław

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [tys. m ³ x d]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
501,12	6	09-06-1972	14-06-1972	3006,72	0,00026305
651,46	5	16-07-1987	20-07-1987	3257,3	0,00028497
699,84	8	06-05-1995	13-05-1995	5598,72	0,00048981
715,39	7	02-05-1997	08-05-1997	5007,73	0,00043811
730,94	7	27-07-1977	02-08-1977	5116,58	0,00044763
782,78	8	14-08-1972	21-08-1972	6262,24	0,00054786
891,65	10	06-05-1976	15-05-1976	8916,5	0,00078008
994,46	9	04-05-2003	12-05-2003	8950,14	0,00078302
1194,05	19	13-07-1985	31-07-1985	22686,95	0,00198481
1306,37	19	26-06-2002	14-07-2002	24821,03	0,00217151
1320,19	9	12-06-1977	20-06-1977	11881,71	0,00103949
1411,78	8	22-07-1972	29-07-1972	11294,24	0,0009881
2439,07	32	10-06-2000	11-07-2000	78050,24	0,00682836
3770,5	33	03-06-1978	05-07-1978	124426,5	0,01088567
3964,9	36	18-05-1969	22-06-1969	142736,4	0,01248754
4083,26	41	07-05-1975	16-06-1975	167413,66	0,01464647
4245,7	25	27-06-1975	21-07-1975	106142,5	0,00928606
4924,8	25	22-06-1973	16-07-1973	123120	0,01077137
5201,28	55	07-07-1988	30-08-1988	286070,4	0,02502737
5426,78	25	18-07-1978	11-08-1978	135669,5	0,01186928
5599,58	48	29-06-1986	15-08-1986	268779,84	0,02351467
6634,66	73	03-07-1968	13-09-1968	484330,18	0,04237247
6657,98	37	03-06-1996	09-07-1996	246345,26	0,02155194
8267,62	111	30-07-1982	17-11-1982	917705,82	0,08028709
8435,23	31	19-06-1970	19-07-1970	261492,13	0,02287709
9605,95	69	04-08-1999	11-10-1999	662810,55	0,05798713
9779,62	75	26-07-2002	08-10-2002	733471,5	0,06416903
10990,08	51	17-05-1997	06-07-1997	560494,08	0,0490358
11322,72	52	22-07-1971	11-09-1971	588781,44	0,05151057
12585,89	150	18-05-1966	14-10-1966	1887883,5	0,16516476
14567,9	99	04-07-1967	10-10-1967	1442222,1	0,1261753
14739,84	62	14-08-1973	14-10-1973	913870,08	0,07995151
16998,34	68	09-08-1975	15-10-1975	1155887,1	0,10112479
17013,89	101	24-05-1995	01-09-1995	1718402,9	0,15033746
23144,83	120	28-05-1979	24-09-1979	2777379,6	0,24298387
29409,7	117	20-05-1998	13-09-1998	3440934,9	0,30103616
29892,67	128	06-06-1994	11-10-1994	3826261,8	0,33474715
33010,85	148	24-05-1976	18-10-1976	4885605,8	0,4274257
39651,55	202	07-07-1969	24-01-1970	8009613,1	0,7007349
40712,54	177	02-05-1993	25-10-1993	7206119,6	0,63043988
46713,89	181	25-05-2004	21-11-2004	8455214,1	0,73971908
58279,39	201	28-05-2003	14-12-2003	11714157	1,02483339
61763,04	203	18-05-1992	06-12-1992	12537897	1,09689969

Tabela 8z. Uporządkowany szereg zmiennej $D \times T$ oraz zmiennej znormalizowanej $D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$ rzeka Ołobok, wod. Ołobok

Deficyt [tys. m ³]	Liczba dni	Data początku niżówki	Data końca niżówki	$D \times T$ [tys. m ³ x d]	$D_i \times T_i / D_{95} \times T_{95}$
50,98	6	10-06-1977	15-06-1977	305,88	0,00033802
58,75	17	24-08-1987	09-09-1987	998,75	0,00110368
69,98	11	04-06-1972	14-06-1972	769,78	0,00085066
123,55	18	10-08-1996	27-08-1996	2223,9	0,00245755
124,42	11	26-06-1977	06-07-1977	1368,62	0,00151241
127,01	15	17-07-1977	31-07-1977	1905,15	0,00210531
138,24	34	26-06-1986	29-07-1986	4700,16	0,00519398
191,81	35	18-07-1972	21-08-1972	6713,35	0,00741869
234,14	27	31-05-1982	26-06-1982	6321,78	0,00698598
247,97	26	12-05-1971	06-06-1971	6447,22	0,0071246
276,48	25	29-05-1996	22-06-1996	6912	0,00763821
350,78	16	05-07-1968	20-07-1968	5612,48	0,00620215
361,15	21	13-05-1980	02-06-1980	7584,15	0,00838098
408,67	42	03-06-2000	14-07-2000	17164,14	0,01896749
433,73	57	22-06-1970	17-08-1970	24722,61	0,02732009
562,46	36	12-05-1975	16-06-1975	20248,56	0,02237597
655,78	45	14-07-1988	27-08-1988	29510,1	0,03261057
734,4	72	30-05-1978	09-08-1978	52876,8	0,05843229
861,41	67	04-08-1999	09-10-1999	57714,47	0,06377823
876,1	41	01-07-1967	10-08-1967	35920,1	0,03969404
996,19	62	08-08-1975	08-10-1975	61763,78	0,06825298
1242,43	69	24-04-1997	01-07-1997	85727,67	0,09473463
1619,14	63	10-07-1971	10-09-1971	102005,82	0,11272304
1782,43	141	01-07-1982	18-11-1982	251322,63	0,27772779
1888,7	116	20-05-1998	12-09-1998	219089,2	0,24210777
1998,43	138	28-05-1966	12-10-1966	275783,34	0,30475846
2626,56	198	02-05-1994	15-11-1994	520058,88	0,57469877
2627,42	129	16-05-1979	21-09-1979	338937,18	0,37454755
2851,2	149	06-06-1969	01-11-1969	424828,8	0,46946336
2918,59	117	17-06-1973	11-10-1973	341475,03	0,37735204
3178,66	151	26-05-2003	23-10-2003	479977,66	0,53040642
3494,88	133	05-06-1976	15-10-1976	464819,04	0,51365516
3804,19	159	31-05-2004	05-11-2004	604866,21	0,66841636
4403,81	215	20-05-1983	20-12-1983	946819,15	1,04629652
4804,7	300	23-04-1995	16-02-1996	1441410	1,59285147

Tabela 9z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Mirków, rzeka Proсна

Rok	S_1	S_2	S_3	T_1 [dni]	T_2 [dni]	Q_B [m ³ /s]	α	Q_0 [m ³ /s]
1966	-0,893125	-0,527096	-0,409346	3	4	3,65923	0,784775	4,79729
1967	-0,920185	-0,16699	-0,224545	6	7	2,92622	0,765630	4,12809
1968	-0,955625	-1,762248	-0,338268	3	4	4,47723	0,308197	7,57792
1969	-0,681250	-0,555612	-0,268871	3	4	3,29845	0,410627	4,95750
1970	-0,498333	-0,495556	-0,366670	3	4	3,60999	0,325587	5,14056
1971	-0,951429	-1,838725	-0,312522	3	4	4,24791	0,301931	7,39905
1972	-1,300000	-1,382080	-0,344383	3	4	3,74533	0,681577	5,65267
1973	-1,169031	-0,605910	-0,145435	3	5	2,69581	0,994943	3,87078
1974	-1,383571	-1,727151	-0,410701	3	4	4,16937	0,586042	6,53024
1975	-1,489840	-0,476593	-0,018622	3	5	3,46142	0,622678	5,74026
1976	-0,838462	-0,335643	-0,117851	3	4	2,60621	0,576335	4,06110
1977	-1,631400	-0,706589	-0,236271	4	5	4,31043	1,519041	5,38440
1978	-1,018333	-0,565701	0,010672	4	5	3,90689	0,576306	5,67389
1979	-0,508776	-0,256102	-0,068296	3	5	2,72627	0,415340	3,95122
1980	-1,517815	-1,462384	-0,064851	3	5	5,17863	0,614083	7,65031
1981	-0,685911	-2,019505	-0,175683	3	5	4,92832	0,151324	9,46106
1982	-1,349018	-0,092017	-0,240792	4	6	3,51772	0,769221	5,27146
1983	-0,589370	-0,322337	-0,064896	4	6	2,69146	0,410413	4,12751
1984	-0,838500	-0,983703	-0,129673	3	4	3,18258	0,395005	5,30533
1985	-2,300615	-0,954879	-0,489882	4	5	4,10582	0,637014	7,71739
1986	-0,673571	-0,444342	-0,061832	3	4	2,40230	0,444857	3,91643
1987	-1,053081	-0,358790	-0,146992	3	5	2,99700	0,575157	4,82795
1988	-0,622800	-0,371662	-0,004666	4	5	2,35547	0,738205	3,19913
1989	-0,188501	-0,067096	-0,060699	4	8	1,55675	0,214450	2,43575
1990	-0,133974	-0,006305	-0,014213	9	10	0,88363	0,165812	1,69162
1991	-0,266385	-0,075499	-0,003034	5	6	2,36264	0,318214	3,19977
1992	-0,050541	-0,045791	-0,026807	8	14	0,12518	0,052644	1,08525
1993	0,091667	0,187172	-0,018091	3	4	1,15251	0,087492	2,20022
1994	-0,170419	-0,061787	-0,302244	4	6	0,70173	0,180536	1,64569
1995	-0,193089	-0,064440	-0,002828	7	9	0,79909	0,214368	1,69983
1996	-0,810956	-0,200917	-0,006485	3	5	2,37912	0,627879	3,67070
1997	-1,309509	-0,219670	-1,305369	6	9	4,70976	0,721108	6,52580
1998	-0,311818	-0,326912	-0,003419	3	4	1,18965	0,380246	2,63970
1999	-0,296717	-0,138311	-0,128113	6	12	2,87728	0,316025	3,81619
2000	-0,494503	0,020792	-0,005157	5	9	3,27600	0,656340	4,02942
2001	-0,529666	-0,314414	-0,172941	6	9	4,85372	0,376860	6,25919
2002	-0,257111	-0,100190	-0,599854	8	13	2,04702	0,257878	3,04404
2003	-0,200231	-0,098633	-0,013388	4	6	1,42948	0,240422	2,26231
2004	-0,137369	-0,125399	-0,134348	4	7	1,23420	0,129028	2,29884
2005	-0,655625	-0,458576	-0,036286	3	4	2,24119	0,488793	3,58250

Tabela 10z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Piwonice, rzeka Proсна

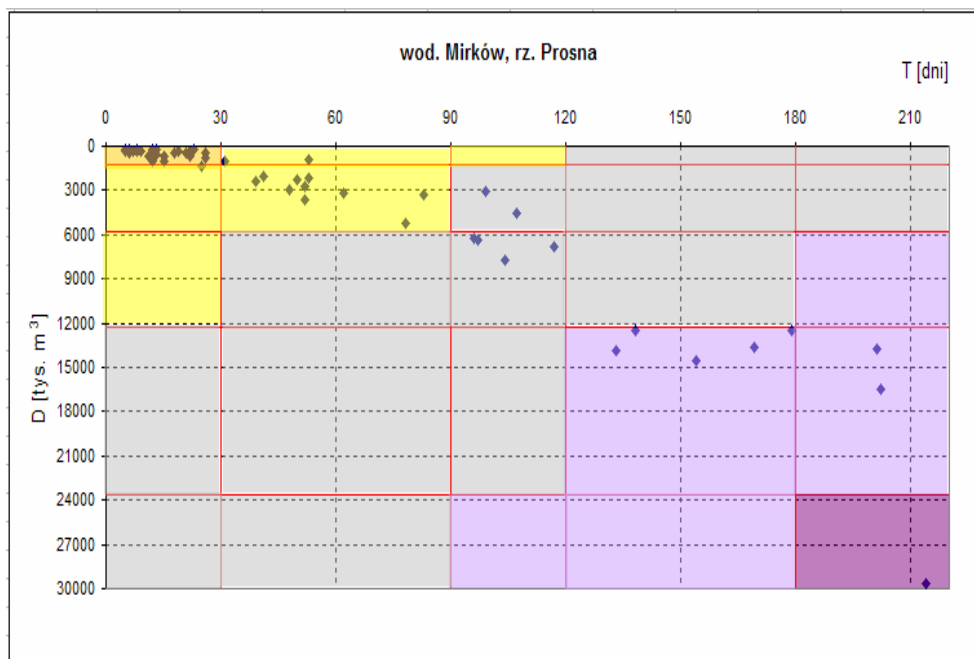
Rok	S_1	S_2	S_3	T_1 [dni]	T_2 [dni]	Q_B [m ³ /s]	α	Q_0 [m ³ /s]
1966	-0,427247	-0,073031	-0,282630	6	7	4,60894	0,316280	5,95979
1967	-0,636120	-0,95747	-0,062339	5	5	7,01918	0,248039	9,58378
1968	-0,849250	-0,269511	-0,339110	3	9	6,80040	0,362002	9,14638
1969	-0,361700	-0,098465	-0,084035	7	10	4,54297	0,451702	5,34372
1970	-0,557777	-0,182757	-0,881145	7	12	6,57398	0,374193	8,06459
1971	-0,614242	-0,045034	-0,235824	5	9	7,59015	0,552672	8,70156
1972	-1,337154	-1,565827	-0,231665	6	5	8,81256	0,371093	12,41585
1973	-0,742714	-0,534327	-0,187373	4	6	5,66686	0,411737	7,47071
1974	-1,447594	-3,557573	-0,386803	5	5	10,72312	0,189672	18,35522
1975	-0,737010	-0,047306	-0,137906	3	8	5,04017	0,562946	6,34937
1976	-0,288369	-0,183521	-0,746550	6	13	3,92580	0,242497	5,11496
1977	-1,401226	-0,577873	-0,019220	6	9	12,27596	1,200524	13,43857
1978	-0,922827	-0,234556	-0,489035	6	12	7,36763	0,447781	9,42851
1979	-0,490461	-0,005069	-0,085446	5	9	4,63810	0,699837	5,33892
1980	-1,118076	-0,103179	-0,122608	6	8	8,33593	0,672320	9,99894
1981	-1,330966	-0,596156	-0,007880	6	8	7,74221	0,527617	10,26841
1982	-0,875417	-0,106870	-0,255138	6	11	5,78402	0,563435	7,33773
1983	-0,310151	-0,005316	-1,047927	6	17	3,81008	0,447095	4,50379
1984	-0,696147	-0,397405	-0,156901	6	12	4,67159	0,362727	6,59080
1985	-1,005115	-0,055930	-0,914557	9	19	17,32395	0,667513	18,82971
1986	-0,826066	-0,529214	-0,103378	6	7	6,40282	0,444397	8,26167
1987	-0,915568	-0,271030	-0,145926	5	9	5,90291	0,496501	7,74695
1988	-0,756213	-0,212834	-0,008227	5	8	6,09008	0,554127	7,45478
1989	-0,241390	-0,041693	-0,094510	6	10	3,16623	0,284278	4,01536
1990	-0,179278	-0,079787	-0,224870	4	12	3,16637	0,187222	4,12394
1991	-0,331479	-0,012809	-0,022204	6	8	4,54355	0,496100	5,21172
1992	-0,120853	-0,055747	-0,026701	4	12	1,62017	0,136160	2,50775
1993	-0,251329	-0,197852	-0,040982	6	12	2,45605	0,226601	3,56518
1994	-0,267929	-0,115729	-0,144971	5	13	3,13191	0,235296	4,27060
1995	-0,474943	-0,054710	-0,222879	6	8	4,32292	0,435877	5,41254
1996	-1,010859	-0,385688	-0,310428	5	12	6,06737	0,660043	7,59888
1997	-2,185655	-0,001238	-0,109126	5	13	12,94597	0,899846	15,37449
1998	-0,086191	-0,071448	-0,164670	8	9	4,55927	0,071821	5,75936
1999	-1,184030	-0,241188	-0,266299	8	13	6,03822	0,990856	7,23317
2000	-0,598169	-0,280114	-0,084714	4	12	7,56581	0,289425	9,72355
2001	-1,885065	-0,035201	-0,276704	6	7	15,85217	0,564703	19,19033
2002	-0,235299	-0,688345	-0,075718	7	8	6,39219	0,167274	7,79886
2003	-0,115278	-0,010860	-0,070643	12	19	4,14453	0,338746	4,48484
2004	-0,275145	-0,090175	-0,175254	6	8	3,65196	0,182143	5,16256
2005	-0,415191	-0,599840	-0,101110	6	7	3,72854	0,125113	5,38182

Tabela 11z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Bogusław, rzeka Proсна

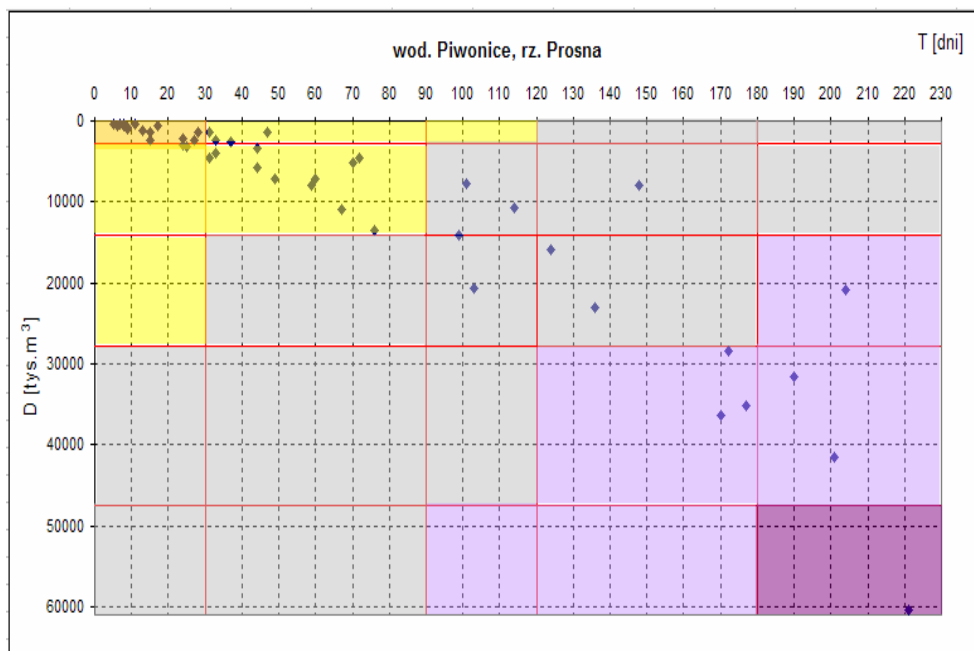
Rok	S_1	S_2	S_3	T_1 [dni]	T_2 [dni]	Q_B [m ³ /s]	α	Q_0 [m ³ /s]
1966	-0,550831	-0,291927	-0,001086	7	8	5,98640	0,748473	6,72234
1967	-1,270200	-0,697287	-0,321902	7	11	7,94102	0,323710	11,86489
1968	-0,725783	-0,199646	-0,195706	6	13	9,86587	0,586147	11,10410
1969	-0,475762	-0,164786	-0,074136	3	5	5,39890	0,606592	6,18322
1970	-1,289188	-0,619733	-0,177051	3	6	9,60638	0,423429	12,65102
1971	-1,592537	-0,661911	-0,174162	4	13	11,23710	0,451452	14,76469
1972	-1,785967	-0,530664	-0,143429	5	7	11,86107	0,586493	14,90623
1973	-1,463256	-0,602272	-1,333344	5	9	8,20800	0,482810	11,23903
1974	-1,257134	-11,683060	-0,051098	6	7	14,31166	0,109070	25,83764
1975	-0,741230	-0,205837	-0,474029	6	8	6,63070	0,335846	8,84934
1976	-0,289130	-0,281726	-0,465022	7	13	5,12145	0,207461	6,51511
1977	-2,189557	-0,098213	-0,072224	8	17	14,08233	0,909566	16,48959
1978	-0,874694	-0,108096	-0,592927	7	10	10,67797	0,327291	12,07237
1979	-0,328171	-0,113980	-0,006779	5	9	5,82161	0,559615	6,40880
1980	-1,144193	-0,325951	-0,103763	6	12	14,42494	1,231487	15,63015
1981	-1,888151	-0,754337	-0,014635	6	10	13,09723	0,411970	17,59604
1982	-0,915162	-0,005839	-0,091414	6	11	11,15247	0,913217	12,15460
1983	-0,175955	-0,073972	-0,236757	8	12	4,42110	0,306407	4,99535
1984	-0,073972	-0,703323	-0,528665	4	7	8,00801	0,298728	11,64956
1985	-1,888636	-0,223210	-0,002196	7	17	23,66361	0,752047	26,17493
1986	-1,361448	-0,708388	-0,108013	4	8	9,79512	0,370360	13,44413
1987	-0,791636	-0,390652	-0,005104	4	5	9,52450	1,232814	10,16664
1988	-0,983335	-0,017568	-0,853286	6	11	8,64406	2,072935	9,11844
1989	-0,252808	-0,098200	-0,064949	5	11	3,91778	0,289631	4,79065
1990	-0,203885	-0,106111	-0,033518	3	5	4,92417	0,227776	5,81929
1991	-0,171469	-0,053286	-0,265963	6	10	5,68643	0,212269	6,49422
1992	-0,125775	-0,023497	-0,076653	8	18	3,84378	0,153598	4,66264
1993	-0,487047	-0,299227	-0,259414	6	8	4,42393	0,342915	5,84425
1994	-0,251453	-0,261796	-0,532464	7	10	5,56556	0,154083	7,19775
1995	-0,738727	-0,078240	-0,177290	4	6	6,46350	0,569302	7,76110
1996	-1,436572	-0,440545	-0,189517	7	17	7,85267	0,331516	12,18602
1997	-1,231377	-0,040915	-0,023991	6	8	15,81554	1,055797	16,98184
1998	-0,334178	-1,116382	-0,058074	7	8	6,38941	0,267785	7,63773
1999	-1,582312	-0,015065	-0,300530	6	7	11,18375	0,553161	14,04424
2000	-0,550410	-0,108664	-0,096783	6	8	11,00435	0,588303	11,93994
2001	-2,882333	-0,494959	-0,337028	6	14	21,77359	1,069954	23,56267
2002	-0,446461	-0,522076	-0,035523	6	12	8,18381	0,160765	10,96092
2003	-0,174303	-0,016517	-0,133906	6	12	5,96879	0,402570	6,40176
2004	-0,172242	-0,010004	-0,613182	8	9	4,40852	0,168320	5,43182
2005	-0,594040	-0,155866	-1,736839	5	7	5,56390	0,643902	6,48646

Tabela 12z. Parametry krzywej opadania i wysychania, wod. Ołobok, rzeka Ołobok

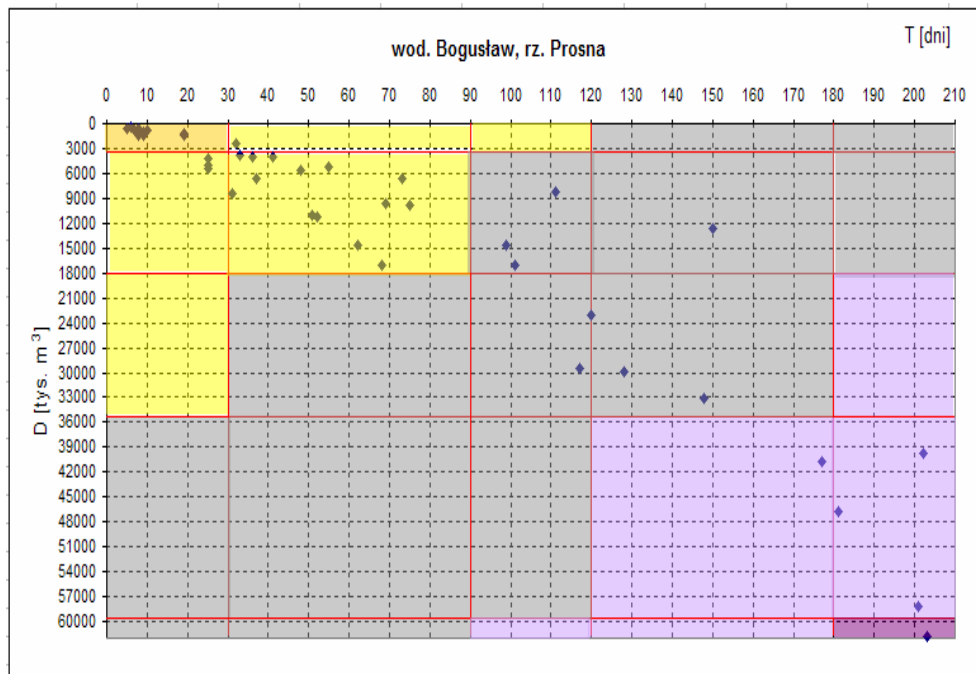
Rok	S_1	S_2	S_3	T_1 [dni]	T_2 [dni]	Q_B [m ³ /s]	α	Q_0 [m ³ /s]
1966	-0,448401	-0,004139	-0,001744	3	7	0,19241	-0,635095	0,89845
1967	-0,604820	-0,06071	-0,079555	4	11	0,76715	-0,555428	1,85607
1968	-0,261240	-0,087499	-0,063074	3	6	0,73858	-0,263398	1,73039
1969	-0,633722	-0,015513	-0,008550	3	6	0,50466	-0,766424	1,33518
1970	-0,010034	-0,007871	-0,078569	7	11	0,07322	-0,010379	1,03998
1971	-0,151105	-0,045342	-0,036732	5	9	0,07727	-0,184922	0,89439
1972	-0,301154	-0,053684	-0,051477	3	4	0,32810	-0,380292	1,12000
1973	-0,025299	-0,012738	-0,076151	3	5	0,07879	-0,333843	0,83679
1974	-0,309462	-0,026480	-0,011840	3	6	0,57642	-0,428292	1,29897
1975	-0,215500	-0,162088	-0,010840	3	4	0,22996	-0,278168	1,00467
1976	-0,367173	-0,019518	-0,048000	3	11	0,14433	-0,521035	0,84903
1977	-0,283188	-0,022318	-0,090640	5	6	0,56953	-0,330381	1,42669
1978	-0,266727	-0,183666	-0,044396	3	6	0,44826	-0,275902	1,41501
1979	-0,233462	-0,078589	-0,029532	3	4	0,08028	-0,300505	0,85718
1980	-0,413712	-0,119111	-0,044388	5	10	0,64219	-0,515472	1,44477
1981	-0,208197	-0,064942	-0,027255	3	7	0,29692	-0,274077	1,05655
1982	-0,207188	-0,015270	-0,013953	3	5	0,27624	-0,345140	0,87654
1983	-0,223509	-0,017444	-0,008386	3	8	0,09733	-0,370934	0,69988
1984	-0,189270	-0,011557	-0,018292	3	7	0,25812	-0,303416	0,88182
1985	-0,551468	-0,220835	-0,058886	6	9	1,40460	-0,369925	2,89535
1986	-0,269798	-0,027584	-0,013685	4	6	0,33441	-0,373078	1,05758
1987	-0,191714	-0,023323	-0,001732	3	6	0,43395	-0,272705	1,13695
1988	-0,113495	-0,005444	-0,000503	4	13	0,21424	-0,165934	0,89822
1989	-0,241081	-0,008874	-0,003616	3	5	0,11673	-0,483145	0,61571
1990	-0,369984	-0,000083	-0,003233	3	7	0,15809	-0,774868	0,63557
1991	-0,285217	-0,001074	-0,009297	3	8	0,16907	-0,486103	0,75581
1992	-0,348301	-0,001060	-0,003723	3	9	0,16355	-0,802694	0,59747
1993	-0,447969	-0,002207	-0,014709	3	7	0,13487	-0,648957	0,82516
1994	-0,390714	-0,015449	-0,001586	3	4	0,23967	-0,628880	0,86095
1995	-0,370588	-0,007378	-0,002185	3	4	0,08992	-0,574393	0,73510
1996	-0,165182	-0,039302	-0,006074	5	9	0,05600	-0,211900	0,83553
1997	-0,274334	-0,236696	-0,153200	4	10	1,35393	-0,186963	2,82125
1998	-0,256898	-0,033530	-0,018508	3	6	0,17382	-0,366295	0,87516
1999	-0,407125	-0,003728	-0,011366	3	5	0,96978	-0,714794	1,53953
2000	-0,249615	-0,002449	-0,022709	3	4	0,34816	-0,381589	2,00000
2001	-0,477987	-0,010435	-0,053906	6	12	1,98113	-0,482316	2,97216
2002	-0,248731	-0,001740	-0,001319	3	7	0,66203	-0,445549	1,22029
2003	-0,446538	-0,017706	-0,065646	3	4	0,07640	-0,532562	0,91487
2004	-0,342400	-0,012554	-0,028044	3	5	0,08388	-0,484418	0,79071
2005	-0,284375	-0,058284	-0,020161	3	5	0,19971	-0,384718	0,92016



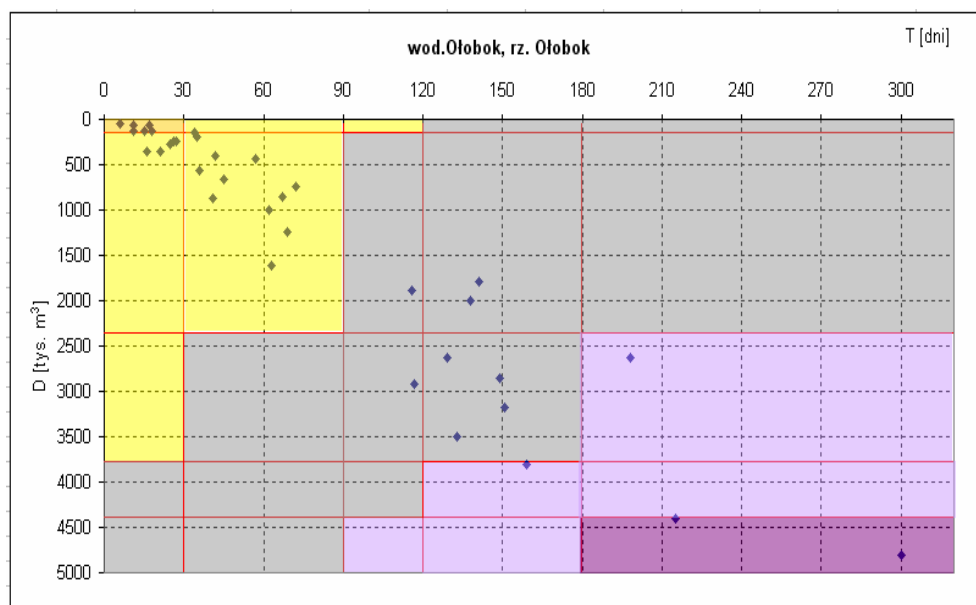
Rys. 1z. Korelogram, wod. Mirków, rzeka Prosna



Rys. 2z. Korelogram, wod. Piwonice, rzeka Prosna



Rys. 3z. Korelogram, wod. Bogusław, rzeka Prosna



Rys. 4z. Korelogram, wod. Ołobok, rzeka Ołobok